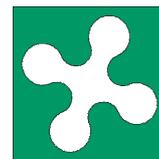




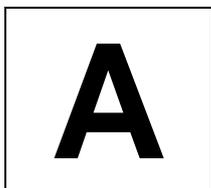
REGIONE LOMBARDIA



PROVINCIA DI BRESCIA



COMUNE DI CEVO



RELAZIONE GENERALE

COD. 1202252

Novembre 2012

Dott. Geol. Luca Maffeo Albertelli



Cogeo snc di Albertelli & C
Sede Legale: Via Piazza Mercato 5 – 25051 CEDEGOLO (BS)
Uffici: Via montegrappa, 41 – 24060 ROGNO (BG)
tel e fax 035 4340011 luca@cogeo.info

www.cogeo.info

INDICE

PREMESSA	3
1.0 INQUADRAMENTO	4
1.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	4
1.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	5
1.3 INQUADRAMENTO METEO CLIMATICO	8
2.0 ASPETTI GEOLOGICO-TECNICI	9
2.1 ASPETTI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI	9
2.2 ASPETTI RELATIVI AI VERSANTI.....	13
2.3 ASPETTI GEOTECNICI E GEOMECCANICI	25
3.0 AGGIORNAMENTO SISMICO	31
3.1 PREMESSA	31
3.2 ANALISI DEL COMUNE DI CEVO	31
3.3 PERCORSO NORMATIVO.....	32
3.4 ANALISI DELLA SISMICITA' DEL TERRITORIO DEL COMUNE DI CEVO.....	33
4.0 FASE DI AGGIORNAMENTO	34
4.1 CARTA DEI VINCOLI	34
4.2 SINTESI DELLE PROBLEMATICHE RILEVATE NEL TERRITORIO COMUNALE	35
5.0 FASE DI PROPOSTA	36
5.1 CARTA CON LEGENDA UNIFORMATA PAI.....	36
5.2 CARTA DI FATTIBILITA'	37

PREMESSA

Il Comune di Cevo (BS) è dotato dello Studio Geologico denominato “Studio Geologico Tecnico a supporto del Piano Regolatore Generale” art.2 legge n. 41/97, redatto nell’anno 1999 dal Dott. Geol. Luca Maffeo Albertelli. Successivamente, Regione Lombardia con nota Prot. Z1.200.50050 del 04/11/2000, richiedeva delle integrazioni e modifiche che sono state recepite nell’aggiornamento allo studio geologico, redatto nell’anno 2004, anno in cui si è dato il via alla redazione del Piano Regolatore Comunale. Queste integrazioni e modifiche, recepite nel 2004, riguardavano in maggior misura la richiesta di attribuzione della classe 3 di fattibilità geologica alla zona di Canneto, localizzata ad Est dell’abitato di Cevo, per la quale, nella prima redazione dello studio geologico, si era attribuita la classe 2 di fattibilità.

In questa fase, lo scrivente è stato incaricato dal Comune di Cevo, di aggiornare, integrare ed adeguare lo studio geologico esistente ai sensi della D.G.R. 22 Dicembre 2005, n. 8/1566 “Criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del piano di governo del territorio, in attuazione dell’art. 57, comma 1, della L.R. 11 marzo 2005, n.12” e successivi aggiornamenti di cui alla D.G.R. 28 Maggio 2008, n. 8/7374, *per i soli aspetti sismici e di completamento della carta di fattibilità geologica e di sintesi a supporto del nuovo Piano di Governo del Territorio.*

Il lavoro di adeguamento e di integrazione dello studio geologico è stato pertanto condotto seguendo le indicazioni fornite dalla Regione Lombardia, in accordo con i criteri di cui sopra, ed è consistito essenzialmente in:

- Redazione della Carta di Pericolosità Sismica alla scala 1:10.000 per tutto il territorio comunale;
- Redazione della Carta dei Vincoli in scala 1:10.000 per tutto il territorio comunale utilizzando il Reticolo Idrico e la Carta del Dissesto con legenda uniformata PAI ;
- Redazione della Carta di Sintesi in scala 1:10.000 su tutto il territorio comunale;
- Redazione della Carta di Sintesi in scala 1:2.000 su volo aerofotogrammetrico;
- Redazione della Carta di Fattibilità alla scala 1:10.000 su tutto il territorio comunale;
- Aggiornamento della Carta di Fattibilità alla scala 1:2.000 su volo aerofotogrammetrico;
- Aggiornamento dalla Carta del Dissesto con Legenda Uniformata Pai alla scala 1:10.000 *dove è stato ampliato un ambito in dissesto di frana attiva* per la zona a monte dell’abitato della frazione Andrista e alcuni adeguamenti cartografici dovuti alle nuove cartografie disponibili.

Il presente lavoro si compone pertanto degli elaborati e delle tavole grafiche che seguono:

- A-Relazione Generale (presente documento);
- B-Norme Geologiche di Piano;
- 01-A.B Carta della Pericolosità Sismica Locale in scala 1:10.000 su CTR;
- 02-A.B Carta dei Vincoli in scala 1:10.000 su CTR;
- 03-A.B Carta di Sintesi in scala 1:10.000 su CTR;
- 04 Carta di Sintesi di Dettaglio in scala 1:2.000 su volo aerofotogrammetrico;

05-A.B Carta della Fattibilità in scala 1:10.000 su CTR;

06 Carta della Fattibilità di Dettaglio in scala 1:2.000 su volo aerofotogrammetrico;

07-A.B Carta del Dissesto con Legenda Uniformata PAI su CTR.

Il presente studio apporta delle modifiche alle aree PAI per il solo ambito di una frana attiva a monte della Frazione Andrista che è stata ampliata rispetto alle precedenti previsioni. Sono inoltre state apportate alcune modifiche di carattere cartografico per meglio adattare le diverse basi cartografiche disponibili come di seguito meglio dettagliato.

1.0 INQUADRAMENTO

1.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Comune di Cevo occupa la porzione mediana del territorio della Val Savioire, una valle minore in sinistra orografica dell'alta Valle Camonica, in provincia di Brescia. La sua estensione è di circa 35,24 Km² e si sviluppa prevalentemente in direzione NW-SE, distinguendo un settore settentrionale sul versante destro idrografico del T.Poglia che, attraverso una stretta fascia di territorio, si collega con il settore meridionale del Comune, che si trova sul versante idrografico

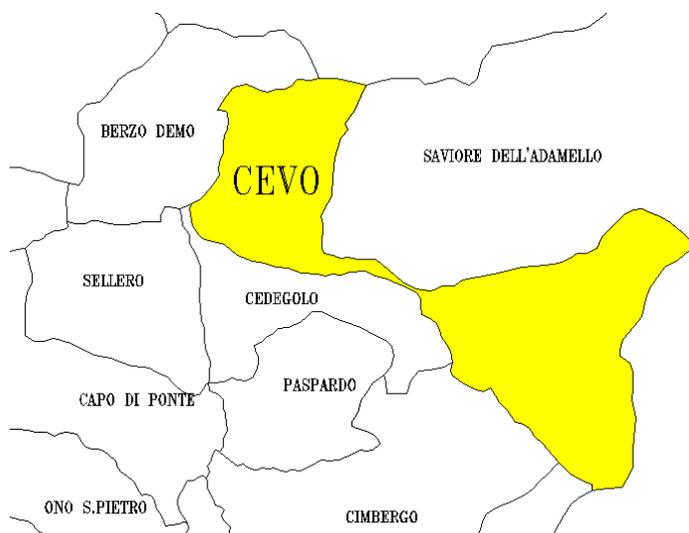


Fig. 1 Inquadramento geografico

sinistro della stessa valle. Entrambe le zone di cui è composto il comune appartengono al bacino idrografico del Torrente Poja, che rientra completamente a sua volta nel bacino imbrifero del Fiume Oglio. La conformazione generale del territorio comunale, interamente di tipo montano, deriva nell'insieme dalle litologie ivi affioranti, ovvero dalla loro erodibilità nei confronti degli agenti esogeni. La parte nordoccidentale del Comune è delimitata dai Comuni di Sonico, Berzo Demo e Cedegolo, mentre il settore sudorientale confina con i Comuni di Savioire dell'Adamello, Cimbergo, Ceto e la Regione Trentino. I nuclei abitati principali corrispondono al capoluogo, che si trova a circa 1100 m slm, fra il Dosso di S.Androla e la Valle dei Molini, ed alla frazione di Andrista, situata a ridosso della Valle del Coppo a circa 584 m slm. Ad essi si aggiungono la loc. Isola ed una parte di Fresine, unitamente a numerose località minori di tipo rurale. Altimetricamente le quote del territorio comunale partono da circa 450 m slm nella Valle del Poja al confine col Comune di Cedegolo, salendo fino ai 2886,5 del M.te Re di Castello, poco sotto la vetta che è già in territorio trentino. Il comune di Cevo è rappresentato nella Cartografia Tecnica Regionale nel Foglio D3 Tirano, alla scala 1:50.000.

Per il lavoro di rilevamento sono state utilizzate le Sezioni D3d3 Pian della Regina, D3d4 Saviole dell'Adamello, D3d5 Capo di Ponte, D3e4 Valle Adamé, D3e5 Monte Re di Castello, alla scala 1:10.000 della Carta tecnica Regionale, mentre per la cartografia di dettaglio è stata utilizzata la base topografica alla scala 1:2.000 utilizzata per redigere la parte urbanistica del PGT.

1.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Dal punto di vista geologico la zona esaminata si trova a Sud della Linea Insubrica, costituendo quindi parte dei terreni sudalpini o delle Alpi Meridionali.

Le rocce affioranti sono rappresentate prevalentemente da quelle appartenenti al basamento archeozoico sudalpino. Tale basamento cristallino è rappresentato nella zona dalla Formazione degli Scisti di Edolo, la quale presenta variazioni litologiche in funzione del diverso grado di metamorfismo. Essa è costituita in generale da filladi, micascisti muscovitici, micascisti a due miche, micascisti gneissici, paragneiss a due miche e quarziti, rispecchiando quindi condizioni di diverso ambiente metamorfico. Queste rocce si associano con reciproci passaggi attraverso insensibili transizioni. La caratteristica principale di tali litologie è la presenza di piani di scistosità dovuti all'isorientazione dei minerali micacei, che originano un'intensa fratturazione e una facile sfaldabilità dell'ammasso roccioso.

Questa caratteristica, che è particolarmente marcata laddove gli stress tettonici sono stati maggiori, ha chiaramente influenzato in modo significativo il comportamento meccanico di tali ammassi. Inoltre, dove la roccia è intensamente fratturata, risulta anche molto maggiore il grado di alterazione legato sia a fenomeni atmosferici che alle acque circolanti.

In questa zona in particolare sono presenti micascisti argentei a due miche e scisti grigi, cloritici, con intercalazioni anche abbondanti di letti di quarzo, interessati da una più o meno marcata retrocessione metamorfica con sviluppo diffuso di sericite e clorite, di cui quest'ultima assume ruolo di componente essenziale.

Localmente, una retrocessione metamorfica più accentuata ha portato alla comparsa di filloniti cloritiche. Hanno in genere colore grigio o grigio-verdognolo, netta tessitura scistosa, da piana ad ondulata o localmente pieghettata, e sono costituite abitualmente da alternanze di sottili letti quarzoso-feldspatici e micaceo-cloritici.

Tali litologie di chiara origine metamorfica derivano da un metamorfismo di basso grado in facies di scisti verdi di una serie pelitica la cui paragenesi mineralogica è riferibile all'orogenesi ercinica. Dove gli scisti sono compresi nell'area di contatto del plutone granodioritico-tonalitico dell'Adamello, si notano trasformazioni mineralogiche e strutturali di vario grado ed intensità che danno luogo a facies più o meno metamorfiche.

I litotipi dominanti nel settore nord-occidentale del territorio comunale, sono quelli appartenenti al basamento cristallino, mentre nel settore sud-orientale affiorano i litotipi metamorfosati dall'intrusione del plutone dell'Adamello, come ad esempio nella fascia sottostante il L.d'Arno, ed infine quelli appartenenti all'ammasso intrusivo, che riguardano le vette più alte.

Le rocce maggiormente interessate dal metamorfismo di contatto, presenti nella parte orientale del Comune, appartengono alla Formazione del Verrucano Lombardo (Permiano superiore) che è di ambiente continentale, costituita da conglomerati grossolani a ciottoli di natura quarzosa e porfirica di colore rosso, alternati ad arenarie rosse e siltiti. La matrice siltoso-arenacea è abbondante ed intensamente colorata di rosso. Essa affiora con ripide pareti che in certi punti si presentano con zone meno aspre.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale, il basamento costituisce, nella zona, un'anticlinale (anticlinale di Cedegolo) avente il piano assiale orientato in direzione E-W e immergente con inclinazione subverticale verso Sud. La presenza di questo piegamento a grande scala ha portato in generale alla formazione di una serie di piccole pieghe parassite parallele alla principale, a scala metrica e decimetrica, spesso responsabili di locali alterazioni della qualità dell'ammasso roccioso.

Dove la geometria infatti si mantiene pressoché costante, la scistosità appare meno pervasiva ed il grado di alterazione meno elevato, d'altro canto, dove l'assetto giaciturale è variabile, la foliazione diviene elevata e l'ammasso presenta forti alterazioni.

Lungo i piani di scistosità infatti si sviluppano spesso fenomeni di alterazione anche profonda che portano alla genesi di ossidi e idrossidi, di cui in particolare risultano evidenti le mineralizzazioni in ossidi di ferro.

L'anticlinale di Cedegolo si estende, per quanto riguarda il gruppo dell'Adamello, tra la Valle d'Arno e la Val Malga; il suo fianco meridionale è fortemente raddrizzato raggiungendo la verticale e localmente il rovesciamento presso il Lago d'Arno. In corrispondenza della zona di cerniera si riscontrano delle pieghe secondarie di difficile ricostruzione a causa della diffusa presenza di masse intrusive che hanno smembrato e suddiviso la continuità originaria delle strutture geologiche; ad esempio tra il M. Marsèr e i C.ni di Cevo si può riscontrare come gli strati del Servino disegnino una sinclinale la cui ala settentrionale si innalza rapidamente oltrepassando la verticale per formare presso il Campanon del Coppo una anticlinale molto costipata nella quale i vari termini della serie permo-triassica appaiono ridottissimi di potenza o addirittura, in qualche punto soppressi. Sul fianco meridionale della sinclinale gli strati presentano invece un'inclinazione minore e in corrispondenza della Cima del Coppo sembrano descrivere un'ampia piega anticlinale di cui risulta visibile soltanto il nucleo costituito dal Verrucano Lombardo e dai sottostanti scisti del basamento cristallino.

Tutta l'area risulta inoltre caratterizzata da un duplice sistema di fratture verticali: il primo orientato verso NE-SW, parallelo all'andamento dei principali lineamenti tettonici a cui potrebbe essere legato e che ha fortemente influenzato l'idrografia, visto che gli affluenti di destra del torrente Poglea ed il torrente stesso si sono impostati su fratture aventi questa orientazione; il secondo è orientato ESE-WNW ed ha avuto un'influenza molto minore sulla morfologia.

La massa intrusiva dell'Adamello è rappresentata in questa zona da tonaliti e leucotonaliti aventi tessitura a grana medio-grossolana.

Il massiccio intrusivo dell'Adamello, che costituisce il più grande plutone di età alpina delle Alpi, viene oggi considerato un batolite, anche sulla base della vastità dell'area di affioramento dei litotipi magmatici. La massa magmatica è compresa in un cuneo crostale strutturalmente delimitato a settentrione dalla Linea del Tonale e ad oriente dalla Linea delle Giudicarie. Solo localmente questi importanti elementi tettonici interessano in modo diretto le rocce intrusive. La loro messa in posto è avvenuta in vari momenti nel corso dell'orogenesi alpina (eocene sup.-Oligocene sup.). Le rocce magmatiche si sono intruse e hanno deformato le rocce metamorfiche del basamento cristallino e le formazioni permo-mesozoiche delle Alpi meridionali, presentando contatti intrusivi netti e discordanti. Ai margini del plutone è presente un'aureola metamorfica di contatto, messa in risalto da numerosi minerali caratteristici.

La massa intrusiva dell'Adamello è rappresentata in questa zona da granodioriti e tonaliti. La Granodiorite del Lago d'Avio comprende granodioriti e leucotonaliti biotitiche povere o prive di anfibolo e con scarso feldspato potassico, a grana da media a minuta

La Tonalite dell'Adamello occidentale è una roccia a grana medio-grossolana, nella quale i costituenti femici si presentano in cristalli euedrali a tendenza porfirica; in particolare risalto sono i cristalli di orneblenda, che si presentano in individui prismatici tozzi, e la biotite colonnare a contorno esagonale. I costituenti sialici sono rappresentati in prevalenza da plagioclasti e quarzo; accessori sono apatite, zircone, ortite, titanite e minerali opachi.

Il substrato roccioso investigato risulta in più punti interessato dalla presenza di depositi superficiali. Tali depositi sono stati individuati come depositi glaciali, detritici di versante e copertura eluvio-colluviale. Le coperture superficiali di maggior importanza sono rappresentate dai depositi glaciali, che oggi ricoprono in modo più o meno discontinuo i versanti in destra e sinistra orografica del Torrente Poja. Tali depositi, che nella maggior parte dei casi hanno risentito dell'azione delle acque correnti superficiali e della gravità, risultano quindi di difficile riconoscimento, a causa della rielaborazione subita nel corso del tempo, portando alla genesi di detriti meglio definibili come frammisti a detrito di versante.

I depositi che derivano dal disfacimento dei versanti ad opera degli agenti esogeni costituiscono le falde detritiche che si rinvengono ai piedi delle pareti rocciose, dove avviene l'accumulo di blocchi di varie dimensioni staccatisi per frane di crollo o per gravità.

Arealmente ben distribuiti appaiono anche i depositi superficiali di minor spessore, detritico-colluviali, che ricoprono il substrato roccioso con spessori variabili dal metro ai tre metri, la cui origine è legata al disfacimento del substrato stesso; lo spessore di questi ultimi è spesso talmente ridotto da consentire in alcuni punti l'affioramento del substrato roccioso.

I depositi alluvionali sono presenti in quantità non rilevanti lungo l'alveo torrentizio del T.Poja e dei suoi affluenti. Le alluvioni di fondovalle sono sicuramente post-glaciali.

Sono poi presenti altri depositi più circoscritti e facilmente individuabili, classificabili come terreni torbosi o saturmosi, caratterizzati dalla presenza di un'abbondante matrice fine e dall'accumulo di

acqua stagnante e sostanza organica vegetale. Tali depositi, seppur circoscritti, sono diffusamente presenti nel pendio in destra idrografica del T.Poja, fra i due bracci della SP n.6 Fresine–Cevo e Cevo–Saviore.

1.3 INQUADRAMENTO METEO CLIMATICO

I fattori meteo-climatici che agiscono sul territorio, costituiscono un rischio climatico nel momento in cui aumentano le probabilità del verificarsi di eventi dannosi associati a valori anomali delle grandezze meteorologiche. In termini più generali le condizioni meteorologiche costituiscono un background per gli eventi di interesse della protezione civile e come tali sono in grado di esaltare ovvero mitigare gli effetti di tali eventi; da ciò l'importanza di definire in termini quantitativi le condizioni meteorologiche e climatiche dell'area in studio. La conoscenza di tali dati permette quindi la previsione di eventi eccezionali con tempi di ritorno molto lunghi.

Se consideriamo l'aspetto fisico e l'ambito geografico in cui è inserito il Comune di Cevo, emergono alcuni elementi fondamentali ai fini della caratterizzazione climatica del territorio, quali:

- la distribuzione del territorio comunale lungo i versanti della Val Saviore, con direzione complessivamente Est-Ovest, diversamente dall'asse vallivo della media Valle Camonica, ed in grado di influenzare quindi la circolazione nella bassa e media troposfera;
- l'esposizione dei versanti, fattore predominante in questo tipo di orografia, quello antropizzato verso Sud-SudOvest, più lungamente esposto alla radiazione solare, e quello naturale verso Nord-NordOvest;
- la variazione di altitudine, con la conseguente forte escursione termica in un breve raggio di spazio.

Globalmente, prescindendo dalle variazioni locali influenzate dai fattori predetti, il clima dell'area comunale è di tipo continentale alpino, con forti escursioni termiche diurne, e piogge piuttosto abbondanti concentrate soprattutto nel semestre estivo. Si registrano inoltre:

- la radiazione solare intensa, in funzione chiaramente dell'esposizione;
- temperature invernali decrescenti passando dalle quote meno elevate alle pendici, in quanto l'aria fredda, più pesante, si raccoglie in basso;
- temperature estive poco elevate;
- elevata frequenza di condizioni di cielo sereno, specialmente in inverno;
- distribuzione delle precipitazioni nel corso dell'anno caratterizzata da un massimo estivo e da un minimo invernale, con valori generali comunque mediamente abbondanti, soprattutto nella fascia altimetrica dai 500 ai 2000 metri.
- venti di incanalamento lungo la Val Saviore e le convalle minori.

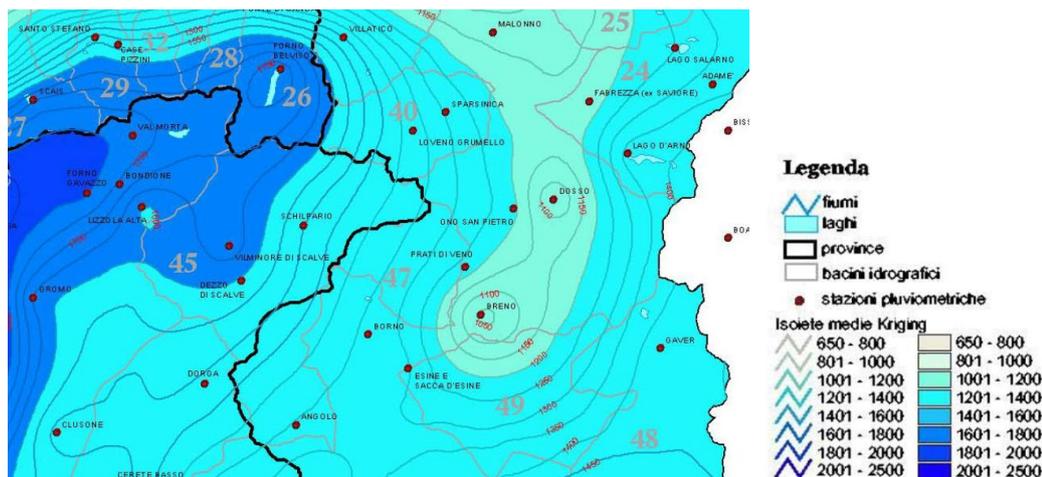


Fig. 2 Stralcio della Carta delle Precipitazioni medie del territorio alpino

d

ati utilizzati nel presente Studio riguardanti le precipitazioni, si riferiscono alla stazione pluviografica del lago d'Arno e da essi emergono le seguenti considerazioni: le massime precipitazioni annue della durata di un giorno, dal 1950 al 1986, si riferiscono all'anno 1960 con un picco di oltre 150 mm, mentre quelle totali annue superano i 2000 mm. A prescindere da quest'evento eccezionale la quantità di precipitazioni totali annue nell'area è attorno ai 1000-1300 mm (dati ERSAL art.12 comma 2 legge 24 febbraio 1992, n.225).

Per quanto riguarda i temporali, essi si distribuiscono da marzo a novembre, con maggior frequenza in giugno, luglio ed agosto, mentre la distribuzione giornaliera comprende un massimo nelle ore centrali del giorno ed un minimo al mattino.

Le precipitazioni nevose hanno una notevole importanza sul territorio comunale e particolarmente nella zona del Lago d'Arno e del Pian della Regina.

2.0 ASPETTI GEOLOGICO-TECNICI

A seguire vengono illustrati gli aspetti idrologici e idrogeologici, quelli relativi ai versanti e gli aspetti geotecnici e geomeccanici.

2.1 ASPETTI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI

Il territorio comunale di Cevo si sviluppa parte in sinistra e parte in destra idrografica lungo la Valle del T.Poja, che presenta orientazione prevalentemente E-W, arcuandosi verso Nord sia nella parte a valle più occidentale, che in quella a monte più orientale. In tale valle confluiscono quindi tutti i principali corsi d'acqua del territorio comunale, quali in sinistra idrografica: il Torrente della Valle dell'Angolino, il Torrente della Valle del Coppo, della Valle dell'Igna, dei Molini, il T. Poja-Salarno; in destra idrografica si trovano una serie di incisioni torrentizie senza nome.

La lenta evoluzione dei versanti, con frane quiescenti che lentamente evolvono in colate, ha impedito il formarsi di un reticolo idrografico regolare: i corsi d'acqua scorrono nelle aree di frana nelle nicchie stesse e generano fenomeni di ristagno d'acqua nelle zone di accumulo.

La presenza di un reticolo idrografico non maturo, perlopiù determinato dall'andamento delle strutture tettoniche dell'area in esame, fa sì che si sviluppino delle ripide ed incise linee di scorrimento delle acque superficiali che, denotano una ancor giovane età del rilievo che comporta quindi cambiamenti in atto. Tale fatto è anche confermato dall'ordine estremamente basso di questi corsi d'acqua, quasi sempre al massimo di secondo grado, fatta eccezione per il T. Poja, che comunque si sviluppa per un tracciato nettamente più lungo.

Le valli principali dell'area in esame sono quelle del Coppo e la Valle Musna, che nei tratti più alti costituiscono anche incisioni di convogliamento delle masse nevose. Tali corsi d'acqua scorrono per la maggior parte nel substrato roccioso, in passato hanno destato preoccupazioni per la forte pendenza del tracciato ed i fenomeni di trasporto solido vista la possibilità tutt'altro che remota, che in alveo possano cadere blocchi rocciosi crollati dalle pareti sovrastanti. La strada provinciale attraversa questi torrenti.

Le due valli che invece sono state oggetto di studio in passato per fenomeni di instabilità sono quelle del Pesce e la Valle Igna, ove scorre l'omonimo torrente che attraversa proprio il nucleo abitativo di Cevo e la cui sistemazione si è resa necessaria per garantire l'incolumità dell'abitato stesso in concomitanza di eventi meteorici particolarmente intensi.

Tale alveo è attualmente completamente incanalato e rivestito per tutto il tratto di attraversamento del paese.

Il bacino drenato del canale dell'Igna ha le seguenti caratteristiche:

- superficie bacino 0.455 kmq
- lunghezza asta 1400 m
- pendenza in prossimità abitato: maggiore del 30%
- velocità media propagazione piene occasionali: 1.5 m/s
- portata per tempo di ritorno massima piena (calcolato per 50 anni) : $Q = 3.42 \text{ mc/sec}$ (Studio Prof. Tagliavini).

Dalle caratteristiche morfometriche si può facilmente comprendere come l'intervento sia stato necessario, e come sarà necessario in futuro, verificare sempre la completa integrità delle opere idrauliche realizzate.

Per quanto riguarda il torrente Pesce, sono state realizzate negli anni '80 alcune briglie, canalizzazioni e pozzi per la regimazione delle acque del torrente.

Anche se è già in previsione la realizzazione di ulteriori opere finalizzate alla regimazione delle acque selvagge che ancora oggi ruscellano in modo disordinato lungo il versante, si segnala la necessità di realizzare un'opera di canalizzazione analoga a quella realizzata per il torrente Igna, supportata dalla realizzazione di ulteriori canalette di drenaggio superficiale lungo il versante.

Anche per questo torrente, che scorre quasi interamente nel deposito detritico-glaciale, si riportano le caratteristiche morfometriche del bacino e dell'alveo:

- superficie bacino: 0.198 kmq
- lunghezza asta: 1200 m

- pendenza in prossimità abitato: maggiore del 30%
- altitudine media del bacino: 1105 m.s.l.m.
- tempo di corrivazione calcolato in situazione più sfavorevole 12'

(Si ricorda che si intende per tempo di corrivazione (T_c) rispetto ad una determinata sezione del corso d'acqua, il tempo necessario perché una particella d'acqua possa giungere dal punto più lontano del bacino fino alla sezione considerata)

-portata per tempo di ritorno massima piena (calcolato per 50 anni) : $Q = 2.06 \text{ mc/sec}$ (Studio Prof. Tagliavini)

Nel territorio comunale di Cevo è anche presente la Diga del Poggia, una diga a gravità ultimata nel 1950. La capacità di invaso è di $0.5 \times 10^6 \text{ mc}$, la superficie del bacino di 109 kmq .

Per tale diga si è temuto in occasione delle forti precipitazioni del 1987, in quanto si pensava che i frequenti fenomeni franosi ed erosivi presenti lungo i versanti che si affacciano proprio su tale diga, potessero in casi estremi, raggiungere con i materiali il bacino stesso.

Il territorio comunale è interessato dalla presenza di numerose sorgenti e di zone di emergenza diffusa di acqua. Tale situazione è riconducibile all'assetto strutturale e geomeccanico degli ammassi rocciosi, unitamente alla presenza di depositi superficiali a differente permeabilità e non per ultimo, alla presenza di alcune dislocazioni tettoniche che costituiscono vie preferenziali di scorrimento delle acque.

Di seguito vengono descritte le caratteristiche delle sorgenti captate dall'acquedotto comunale:

- Sorgente Biurcule → Si trova sul versante meridionale del Piz Olda a 1920 m slm. Il suo bacino di alimentazione si sviluppa da 1920 m a 2410 m slm ed ha un'estensione di 213.000 m^2 . Il bacino è costituito da terreni a permeabilità primaria media (depositi eluvio-colluviali) che per le loro caratteristiche tessiturali consentono una buona filtrazione delle acque rallentandone il flusso. Tale sorgente è a carattere perenne, a regime variabile, condizionato dalle precipitazioni, in quanto d'inverno con le precipitazioni nevose vi è sfasamento ritardato. Si tratta di una sorgente di contatto fra l'eluvio-colluvio più permeabile in superficie ed il substrato roccioso sottostante meno permeabile.

Dai rilevamenti eseguiti è emerso che: l'opera di captazione in c.a. ristrutturata nel 1984, è in buone condizioni strutturali, tuttavia mancano tubi di drenaggio delle acque meteoriche, manca l'idonea recinzione che delimiti la zona di tutela assoluta; il tubo di troppo pieno e scarico di fondo, non provvisti di idonee protezioni, convogliano le acque nel sottostante prato provocando condizioni di instabilità nella porzione di pendio fra la sorgente e la strada sottostante.

- Sorgenti Paret → Si tratta di un gruppo di 6 emergenze di cui due si trovano sul versante destro della Valle di Musna, poche decine di metri sotto la sorgente Biurcule, di cui in parte condividono il bacino. Le portate sono basse. Le altre quattro sorgenti si trovano sul versante sinistro della Valle di Musna, nelle vicinanze di M.ga Paret, rispettivamente alle quote 1850, 1850, 1875, 1920 m slm. Nel bacino si trovano litotipi a permeabilità diversa: scisti a bassa permeabilità, prevalentemente depositi eluvio colluviali a permeabilità media, depositi morenici a permeabilità elevata. Si tratta di sorgenti di contatto dato che si trovano alla base del detrito glaciale.

- Sorgente Fope alta / Fope media / Fope bassa → Questa sorgente è localizzata in un bosco, a circa 1750 m slm. Manca la canalizzazione per l'allontanamento delle acque meteoriche ed inoltre la recinzione che delimita la zona di tutela assoluta è insufficiente.
- Sorgente Ghisella vecchia → Si trova a 1675 m slm. I terreni glaciali ad elevata permeabilità costituiscono la principale riserva idrica del bacino. Il regime è strettamente influenzato dalle precipitazioni.
- Ghisella alta → 1650 m slm
- Ghisella bassa → 1550 m slm
- Sorgente Ghisella nuova → Si trova a 1620 m slm, realizzata nella fine degli anni '80
- Sorgente Gassiola alta → Si trova a 1320 m slm (viene utilizzata ad esclusivo scopo rurale al servizio delle sottostanti cascine agricole) Il bacino si sviluppa in depositi prevalentemente glaciali. Sorgente perenne a regime variabile, alimentata oltre che dalle piogge anche dalle acque di un torrente che a quota 1450 presso i fienili Barzaballe vengono utilizzate nel periodo estivo ad uso irriguo.
- Sorgente Gassiola bassa → Si trova a 1270 m slm
- Sorgente Barzaballo → A circa 1200 m slm
- Sorgente loc. Isola → A 1050 m slm
- Sorgente in loc. Dos del Re → A 950 m slm

Il sistema attuale di approvvigionamento idrico viene garantito mediante la captazione da diverse sorgenti, alcune delle quali vengono convogliate in un'unica linea di adduzione, mentre altre alimentano separatamente piccoli nuclei abitativi e numerose cascine rurali.

Un cenno a parte meritano tutte quelle situazioni di emergenze idriche rilevate nel corso dei sopralluoghi o ricavate da letteratura presente sul territorio in esame.

In particolare quelle emergenze che si allineano lungo le nicchie di frana (frane della Valle dei Mulini e contigue, frana della Valle del Pesce, a quote tra i 1000 m.s.l.m. ed i 970 m.s.l.m.), o presso substrato affiorante in condizioni di elevata fratturazione.

Queste emergenze sono dovute a contrasti di permeabilità presenti all'interno di una stessa tipologia di deposito (come nei depositi glaciali rimaneggiati), in depositi a differente permeabilità (interdigitazioni tra depositi glaciali e detrito di versante), passaggi a substrato da affiorante a subaffiorante ma sempre in condizioni di estrema fratturazione (come lungo il tratto della S.P. 86 lungo le pareti che costeggiano la Valle del Coppo)

Ebbene in alcuni casi tali situazioni di emergenze idriche possono innescare fenomeni di dissesto o esserne comunque dei fattori predisponenti, come nel caso del dissesto coinvolgente la Valle del Pesce o la Valle dei Mulini.

Da precisare che si tratta sempre di emergenze modeste che mai superano un l/s di portata, nella maggior parte dei casi si tratta solamente di "stillicidio", specialmente nel caso di emergenza in roccia, nell'area è quasi sempre presente un fenomeno diffuso di ristagno.

2.2 ASPETTI RELATIVI AI VERSANTI

I sopralluoghi eseguiti ed i dati raccolti presso l'ufficio tecnico del comune di Cevo, unitamente allo studio geologico-tecnico effettuato dal sottoscritto nel dicembre '98 per conto della Provincia di Brescia, hanno consentito di ricavare un quadro generale della situazione di instabilità dei versanti.

In particolare, si possono individuare le seguenti tipologie di dissesto:

- frane di scorrimento e colamento nei depositi di versante;
- crolli rocciosi;
- indici di deformazioni gravitative profonde di versante;

Frane di scorrimento e colamento nei depositi di versante

Questa tipologia di frana risulta particolarmente diffusa nel territorio esaminato ed in particolare nella fascia altimetrica compresa tra le quote 1200 e 1400 m s.l.m., nel versante che si sviluppa dall'abitato di Cevo sino a quello di Savio dell'Adamello.

I due centri abitati citati sorgono infatti in punti in cui il substrato roccioso risulta affiorante, ad evidenziare che anche in passato questa tipologia di dissesto deve essere stata importante ed attiva.

Nell'evoluzione del dissesto la deformazione inizia come scivolamento e scollatura della copertura superficiale, con un cinematismo prevalentemente rotazionale che nell'evoluzione della deformazione presenta diversi raggi di curvatura.

La ripetizione successiva di questi eventi di deformazione porta in genere alla sovrapposizione delle masse franose e al coinvolgimento di aree già precedentemente dislocate, sino a generare delle superfici discontinue caratterizzate da avvallamenti, dossi e contropendenze.

Proprio in corrispondenza di queste aree morfologicamente disordinate, si vengono a costituire dei reticoli di drenaggio superficiale caotici, dove spesso si osserva che canali e ruscelli tendono a scomparire lungo il versante, accumuli di acque e zone palustri.

Il meccanismo di scivolamento delle masse franose tende poi a subire un incremento quanto la massa in frana si sviluppa lungo incisioni preesistenti, dove tende ad incanalarsi ed allungarsi, scivolando lentamente, sino a divenire una vera e propria colata di materiale incoerente.

La presenza di acqua sia di infiltrazione superficiale sia sottosuperficiale, porta in genere ad impulsi nella velocità di movimento delle masse franose, con maggiori velocità corrispondenti ad eventi piovosi intensi e quindi anche all'innalzamento delle falde del versante.

Dai dati raccolti dagli studi eseguiti nella zona (cfr. bibliografia), risulta che la copertura superficiale presenta spessori molto variabili, che nella zona della frana dei Mulini, dove sono stati eseguiti dei sondaggi, risulta compresa tra 10 e 30 m, nella zona della frana di Barc, dove il sottoscritto ha eseguito dei sondaggi, tra i 18 e i 20 m. Lungo la strada Cevo-Savio, sembrerebbe che gli spessori siano molto maggiori e che le dimensioni dei singoli dissesti tendano quindi ad aumentare. In tal caso i movimenti del versante, risultano inferiori a quelli rilevati per la frana della valle dei Mulini.

La definizione dell'attività del movimento franoso è risultata particolarmente complicata, in relazione al fatto che per masse franose molto estese (il cui limite è stato ricavato topograficamente e in relazione

agli elementi morfologici rilevati sul terreno) sono state rilevate zone che presentano deformazioni diverse portando a considerare che all'interno della stesa massa franosa vi siano più movimenti franosi e quindi il concorrere di più eventi di dissesto. Tale situazione ha portato a definire questi dissesti in generale come quiescenti, fatto salvo fenomeni franosi estesi sicuramente attivi come la frana della valle dei Mulini.

Per quanto riguarda l'analisi delle cause che hanno portato alla genesi dei fenomeni franosi, va evidenziato come nei casi in oggetto, abbiano agito tutti quei fattori che hanno portato sia all'aumento degli sforzi di taglio sia alla riduzione della resistenza al taglio del terreno.

In particolare, si possono indicare alcune cause esterne, che possono sostanzialmente essere individuate in:

- piogge intense e prolungate
- scioglimento di nevi
- innalzamento del livello di falda (condizione indiretta dei primi due punti)
- deforestazione (avvenuta prevalentemente negli anni passati)
- occlusione di zone di drenaggio
- modifica dei reticoli di drenaggio o di corsi d'acqua

Tali aspetti hanno agito in modo diverso e con diversa entità nelle zone interessate da frana, ma in generale hanno apportato, per tutte le tipologie di movimenti franosi individuati, a delle condizioni di aumento del sovraccarico idraulico lungo i versanti, all'annullamento della coesione apparente, ed in alcuni casi, alla genesi di sottospinte idrauliche.

Un ulteriore elemento esterno che ha portato all'aumento degli sforzi di taglio è stata ad esempio l'erosione al piede che è stata verificata come una delle cause di genesi della frana di Barc (vedi oltre).

In relazione a quanto sopra riportato e alle conclusioni alle quali sono giunti studiosi come il prof. Cancelli, si possono considerare i seguenti fattori e cause che portano al dissesto dei versanti (da Cancelli 1990):

- Cause intrinseche:
 - natura dei depositi, formati prevalentemente da frazioni grossolane (sabbia e ghiaia), ma contenenti sensibili quantità di minerali micacei e pertanto dotati di un angolo di resistenza al taglio relativamente più basso (compreso tra 30 e 35°) rispetto a quello di terreni di pari composizione granulometrica;
 - inclinazione del pendio, mediamente intorno ai 20° (tenuto conto dell'angolo di resistenza al taglio, in caso di piena saturazione dell'orizzonte di copertura, con filtrazione parallela al pendio, il fattore di sicurezza non sarebbe adeguatamente garantito);
 - orientazione del pendio verso sud (quindi maggior suscettibilità al rapido scioglimento del manto nevoso);
 - bassissima permeabilità del substrato roccioso micascistoso che favorisce l'instaurarsi di fenomeni di filtrazione all'interno degli orizzonti di copertura e in direzione del pendio;
- Cause preparatorie:

- apertura di fratture nel terreno e penetrazione delle acque superficiali nel sottosuolo ;
- almeno in passato, se non attualmente, realizzazione sul pendio di piccoli bacini idrici per l'abbeveramento di animali;
- interventi di deviazione artificiale di rii e ruscelli;
- concentrazione in punti particolari delle acque di scorrimento superficiale, ad opera di fossi, fognature, cunette stradali;
- Cause scatenanti:
 - saturazione degli orizzonti superficiali e aumento delle pressioni interstiziali, a seguito dello scioglimento del manto nevoso;
 - aumento delle pressioni interstiziali e fenomeni di filtrazione negli orizzonti di copertura, a seguito di periodi di piogge intense e prolungate;
 - variazioni dello stato tensionale, eventualmente a seguito di lavori di costruzione o movimento terra.

Di seguito, si riportano in modo dettagliato le descrizioni dei movimenti franosi principali, e si rimanda all'esame delle cartografie allegate al presente studio, per l'identificazione delle frane stesse nel territorio comunale.

Frana di Barc

Da Fresine verso Cevo, 300 m circa dopo la frazione, la strada subisce un brusco restringimento, assumendo la larghezza di circa 3-4 m. Tale situazione si mantiene costante sino ad un impluvio dove la provinciale compie una curva verso sinistra e compare in controripa un affioramento roccioso di scisto. Il tratto stradale appena descritto si sviluppa nella frana di Barc, così chiamata dal nome della località posta a monte della strada, a quota 1055,8 m s.l.m.

Si tratta in questo caso di una frana caratterizzata dalla genesi di una serie di superfici di scivolamento secondarie e frane minori superficiali, per un'estesa zona compresa tra il fondovalle del Poja ed il tratto di pendio sottostante la località Barc, per un'escursione di quota di circa 250-280 m. L'evento franoso avvenuto nel 1960, si è sviluppato verosimilmente in due fasi distinte e temporalmente separate, come testimoniato dalle fotografie fornite dall'Amministrazione Provinciale della Provincia di Brescia (cfr. archivio fotografico Geom. Setti).

Il primo fenomeno si è verificato nel settembre del 1960 (fotografie datate 25-9-1960) ed ha portato al distacco della porzione più estesa del movimento franoso, con la genesi di superfici di rottura nette lungo il versante, dove sono ben evidenti dalle fotografie esaminate, traslazioni dell'ordine di 2-3 m e ben distinguibili. Nelle zone di nicchia, altezze delle scarpate di frana di 5-6 m massimo. Le superfici franose che si generarono sono in tal caso più di una, disposte progressivamente le une dietro le altre, con la tipica forma a "cucchiata". L'erosione al piede operata dal torrente Poja, sembra in tal caso aver agito come una delle cause scatenanti.

Successivamente a questo primo evento, probabilmente per l'intensificarsi degli eventi piovosi, nel mese di novembre (fotografie datate 11-11-1960), si è generato un peggioramento della situazione, con

formazione di colate superficiali e debris slide, che hanno portato ad una modificazione morfologica delle zone in nicchia di distacco e alla rielaborazione di parte dell'accumulo.

Allo stato attuale, la morfologia sul terreno risulta di difficile determinazione, poiché la vegetazione oggi cresciuta in modo diffuso e incontrollato per l'abbandono dei campi, rende difficile il rilievo sul terreno.

Nel corso del rilievo di dettaglio è stato possibile ritrovare la sede stradale del 1960, che si ritrova oggi perfettamente traslata verso il basso di circa 20 m rispetto all'attuale provinciale. Sono infatti ancora ben visibili e per brevi tratti allineati, i cippi stradali e i muri a secco sia di controripa che di sottoscarpa.

In alcuni tratti, e precisamente nel limite più orientale del movimento franoso (corrispondente all'incirca al Km 7+500, poco oltre l'impiuvio con i gabbioni a gradinata), la vecchia sede stradale non è più visibile poiché le colate detritiche e le frane superficiali l'hanno portata verso valle, in un ammasso caotico di detrito e blocchi rocciosi.

Dalla documentazione fotografica è stato inoltre possibile determinare le zone dove vi furono le maggiori emergenze d'acqua, e stabilire le linee di erosione concentrata responsabili dei fenomeni franosi superficiali.

Al fine di acquisire maggiori informazioni su questo movimento franoso, è stata condotta, in occasione dello studio per l'ampliamento della S.P. n. 6 (Lavoro eseguito dallo scrivente per conto della Provincia di Brescia) una campagna di sondaggio geognostico e sismico.

I dati diretti raccolti con i sondaggi, i rilievi sul terreno e l'esame della documentazione fotografica a tavolino, hanno consentito di trarre le seguenti considerazioni:

1. il substrato roccioso, individuato nel corso dei sondaggi a relativamente poca profondità dal piano campagna, porta a supporre che la superficie di scivolamento più profonda si sia impostata al contatto tra il substrato roccioso e il deposito superficiale, o quantomeno all'interno del cappellaccio di alterazione costituito da materiale grossolano e matrice fine. Questa ipotesi, consentirebbe di spiegare la genesi del fenomeno franoso che si è sviluppato secondo superfici di distacco nette ed evidenti, riportando il fenomeno stesso ad un cinematismo tipico degli scivolamenti rotazionali, e diversificandolo di fatto da fenomeni franosi come quello della Valle dei Mulini, caratterizzato invece da un cinematismo tipico delle colate lente, dove la superficie di scivolamento è di difficile determinazione. La ridotta estensione delle indagini, non ha tuttavia permesso di ricostruire l'andamento del substrato longitudinalmente al movimento franoso, e capire quindi se tale ipotesi è estrapolabile a tutto lo sviluppo del movimento franoso;

2. la vicinanza del corso d'acqua del Poja e, l'ampia superficie di scivolamento impostata sulla sponda destra dello stesso, sviluppata quanto il movimento franoso in oggetto, portano a ritenere che l'erosione al piede ad opera delle acque di piena, abbia costituito una causa scatenante il movimento franoso e abbia quindi rivestito un'importanza notevole nella genesi del dissesto.

In sintesi si possono quindi considerare le seguenti principali cause dell'instabilità, tra quelle precedentemente citate, distinguendo sempre tra cause preparatorie e scatenanti. Tra le prime si possono ritenere importanti la morfologia del versante, che presenta pendenze prossime ai 25°, la presenza del substrato roccioso a profondità relativamente ridotta che ha probabilmente determinato una differenza relativa di permeabilità, responsabile dei deflussi superficiali paralleli al pendio e della rapida saturazione del terreno e quindi del conseguente innalzamento del livello di falda. La mancanza di un reticolo di drenaggio netto in parte causa delle deviazioni e dell'ostruzione dei reticoli di drenaggio ed infine, la mancanza di una copertura vegetale diffusa, in grado di garantire efficaci processi di evapotraspirazione e quindi riduzione dell'accumulo di acqua nel terreno. Tra le cause scatenanti si possono quindi considerare la saturazione dei terreni superficiali, l'erosione al piede del versante, la formazione di un deflusso parallelo al versante.

Allo stato attuale del movimento franoso in oggetto, non è possibile determinare il reale stadio di attività, sia per mancanza di dati più dettagliati, sia perché, sul terreno, risulta difficile ricostruire le morfologie del movimento franoso. Si possono tuttavia considerare i seguenti aspetti:

-Nella zona appena a monte del tratto di strada compresa nel movimento franoso, sono ancora presenti zone di ristagno d'acqua e solchi d'erosione concentrati, dove sono rilevabili scorrimenti costanti di acqua. Tali acque non incanalate, si disperdono in prossimità di quota 920 m s.l.m, per poi ricomparire poco sotto la sede stradale, lungo un'incisione torrentizia poco accentuata ma con costante scorrimento d'acqua.

-La zona di Barc e buona parte del pendio ad ovest ed est di questa, presenta diffuse emergenze d'acqua e ristagni; inoltre, dalla località citata (oggi completamente abbandonata ed invasa dalla vegetazione) si diparte un canale in pietra che probabilmente era stato realizzato al fine di raccogliere le acque di scorrimento superficiale e scaricarle, circa a quota 1.000 m s.l.m, nel canale in cemento armato che discende lungo la frazione di Ca de Ec. Tale canale secondario, così come quello più grande di Ca de Ec, presentano numerose lesioni che causano fuoriuscite di acqua e scorrimenti nella direzione della zona franosa. In particolare, il canale minore si presenta fortemente lesionato e in alcuni punti completamente sconnesso. Da questo ne deriva, che seppur localmente, si verificano e si sono verificati movimenti superficiali.

-La presenza di una diffusa vegetazione costituisce sicuramente un aspetto importante della stabilità dell'area e, sicuramente ha aumentato nel tempo l'azione di evapotraspirazione. Allo stato attuale sarebbero comunque auspicabili interventi diffusi di taglio e pulizia del bosco.

-L'attuale alveo del torrente Poja risulta più spostato verso sud rispetto al pendio, di quanto non lo era nel 1960, ma eventuali piene dello stesso porterebbero ancora le acque a lambire il piede del versante e potrebbero pertanto innescare fenomeni franosi.

-Da colloqui con la gente del luogo e con il personale che gestisce la strada è emerso che stagionalmente si rendono necessari interventi di sistemazione del fondo stradale, soprattutto per il

tratto di strada più a valle e prossimo al corso d'acqua, dove attualmente è evidente una forte subsidenza che ha generato un avvallamento.

-Le misure piezometriche effettuate nei piezometri installati nella fase di sondaggio, hanno consentito di misurare il livello della falda che risulta variabile da -7,5 a -10 m nel sondaggio 1 e da -18 a -19m nel sondaggio 2, evidenziando quindi una costante presenza d'acqua, legata ad una falda caratterizzata da un elevato gradiente idraulico.

In ragione dei punti appena espressi si può quindi concludere che il fenomeno franoso in oggetto è sicuramente nel suo insieme quiescente, ma che sono presenti indici che testimoniano attuali movimenti di parti di questo e comunque condizioni geomorfologiche favorevoli ad una sua riattivazione. Non è in ogni caso possibile, data la mancanza di dati e misure, stabilire se l'eventuale riattivazione possa interessare l'intero versante o solo porzioni di questo; sarebbe pertanto auspicabile un'ulteriore programmazione d'indagini più dettagliate, al fine di prevedere eventuali sistemi di monitoraggio.

Considerando infine che la frana si colloca in prossimità del corso d'acqua del Poja, una sua eventuale riattivazione andrebbe ad interessare, oltre che la sede stradale della provinciale, anche il torrente stesso, provocando parziali fenomeni di intasamento o sbarramento, in un punto caratterizzato da un ampliamento della morfologia fluviale appena a monte dell'area in oggetto, con possibili pericoli per l'invaso del Poja e per i centri abitati del fondovalle del fiume Oglio.

Frana di Molinello

Si tratta in tal caso di un movimento franoso collocato nel tratto di versante compreso tra la località omonima e la strada Provinciale. Attualmente è ben evidente la depressione morfologica della zona in nicchia, il cui limite superiore arriva proprio alla base dei muri di sottoscarpa della sede stradale. All'interno del corpo di frana sono presenti, come nei casi descritti in precedenza, zone di ristagno d'acqua, campi sorgentizi e scorrimenti superficiali. La zona è stata interessata dal movimento franoso negli anni '60, quando tutta l'area fu colpita, e dalle fotografie raccolte nell'archivio provinciale, è stato possibile verificare che proprio in corrispondenza del movimento franoso si verificò un abbondante scorrimento d'acqua, dove ancora oggi questa è presente.

Per tale zona franosa di dimensioni ridotte (ampiezza della nicchia pari a 50 m, lunghezza prossima ai 150 m), è possibile considerare che il cinematismo è del tipo di colata come per la frana della Valle dei Mulini, ed è quindi ipotizzabile un costante lento movimento.

A monte del corpo franoso e quindi a monte della sede stradale, è presente ancora una vasta area di ristagno d'acqua con almeno due rii principali con scorrimenti d'acqua. Sono in tal caso presenti delle canalizzazioni in fonsider che risultano coperte da detrito e di fatto mal funzionanti.

Frana della Valle dei Mulini

La frana in oggetto è stata studiata dal Prof. Tagliavini dell'Università di Parma e dal Prof. Cancelli dell'Università di Milano, negli anni '89-'90 in seguito agli eventi alluvionali del 1987. Il Prof.

Tagliavini per conto dell'Amministrazione Provinciale di Brescia e della Comunità Montana della Valle Camonica, mentre il Prof. Cancelli per conto della Società Energia della Montedison.

Il movimento franoso si colloca poco ad est dell'abitato di Cevo, e si sviluppa longitudinalmente lungo la Valle dei Mulini, con una forma allungata e leggermente inarcata. La frana, del tipo di colata lenta, presenta una larghezza di circa 200 m ed una lunghezza di 700 m, ed interessa verosimilmente uno spessore di deposito variabile dai 10 ai 20 m.

Allo stato attuale, le evidenze del movimento franoso sono rilevabili percorrendo la S.P n°6, nel tratto che attraversa la Valle dei Mulini, dove la sede stradale appare lesionata in più punti, così come il marciapiede ed i muri di controripa. Percorrendo poi il movimento franoso nella sua direzione di massimo sviluppo, si nota una morfologia caratterizzata da depressioni, piccoli dossi e scarpate morfologiche, con una grande abbondanza di acqua sia di scorrimento superficiale lungo ruscelli o rii e sia di ristagno a formare zone palustri.

Tale ultimo aspetto risulta più evidente nella porzione più a monte del movimento franoso, dalla strada Provinciale sino a quota 1.180 m s.l.m.

Entrambe gli studi effettuati in passato, sono arrivati a concludere che si tratta di un movimento franoso lento con velocità variabile in funzione degli eventi meteorici e del livello piezometrico che interessa una coltre detritica di spessore variabile dai 4 ai 10 metri. Vista la dinamica della frana e le caratteristiche litostratigrafiche dei terreni non è possibile infatti definire un piano preferenziale di scorrimento, poiché la massa detritica in frana ha un comportamento plastico con una velocità di deformazione decrescente con la profondità.

Come cause predisponenti l'evento franoso, si possono considerare la natura dei terreni (limi scarsamente coesivi, con abbondanza di minerali micacei) e l'acclività del versante, l'orientazione del pendio verso sud e quindi la maggiore suscettibilità al rapido scioglimento della neve, e la bassa permeabilità del substrato roccioso che genera l'instaurarsi di fenomeni di filtrazione all'interno dei depositi superficiali (cfr. studio Prof. Cancelli). Particolare rilievo va anche dato agli interventi di deviazione artificiale di rii e ruscelli e alla concentrazione in punti particolari delle acque superficiali a seguito di fossi o cunette ora lesionate. Fra le cause scatenanti, oltre all'imbibizione che provoca un aumento delle pressioni interstiziali si può considerare la variazione tensionale legata a lavori di costruzione o di movimento terra.

Nel corso dello studio dell'Università di Parma, furono eseguiti 4 sondaggi a carotaggio continuo a rotazione con prove di permeabilità in situ, ubicati lungo la Valle dei Molini. Dall'esame delle stratigrafie ottenute si è potuto stabilire che il substrato roccioso è ad almeno 27 metri di profondità, ritrovato nel sondaggio eseguito in prossimità della segheria lungo la strada Fresine-Cevo, mentre gli altri sondaggi, eseguiti sia lungo la suddetta strada che lungo la Cevo-Saviore e spinti fino ad una profondità variabile da 31 a 45m non lo hanno intercettato. E' stata eseguita anche una campagna di indagini geofisica consistita in 4 linee sismiche a rifrazione ad est dell'abitato di Cevo, 2 a monte della Cevo-Saviore e 2 a valle della stessa, nonché 6 sondaggi elettrici verticali che hanno permesso la

ricostruzione del profilo parallelo alla direzione di massima pendenza della frana. Il confronto dei risultati così ottenuti ha consentito le seguenti osservazioni:

- è stata riconosciuta una concordanza tra tutti i sondaggi, sullo spessore del terreno aerato superficiale (da 1 a 6m) e la presenza di materiale detritico saturo fino alla profondità di 10-30m
- sussistono però forti dubbi sulla reale natura del 3° orizzonte sismico costituito o da detriti e materiali morenico consolidato o dal substrato roccioso alterato e disarticolato, mentre permane l'incertezza sulla reale profondità del substrato roccioso

La distinzione dei terreni in tre orizzonti è stata possibile anche tramite l'esecuzione delle prove di permeabilità, che hanno permesso di determinare per il primo orizzonte, compreso tra il piano campagna e -10m, una permeabilità variabile da $8 \cdot 10^{-6}$ e $3 \cdot 10^{-4}$ m/s tipica di terreni granulometricamente eterogenei e probabilmente interessati dalla frana; per il secondo, tra -10 e i -25m valori di K fra i $7 \cdot 10^{-6}$ e i $3 \cdot 10^{-5}$ m/s tipici di terreni di natura glaciale addensati con composizione prevalentemente limosa, e per il terzo al di sotto dei 25m, valori di K minori di $1 \cdot 10^{-6}$ dati da terreni o di origine glaciale o dal substrato roccioso alterato.

Lo studio eseguito dal Tagliavini, proponeva come interventi per la stabilizzazione della frana la realizzazione nel tratto Cevo-Fresine di alcune trincee drenanti subparallele alla direzione di massima pendenza aventi una profondità di circa 5m, con lo scopo di raccogliere le acque disperse nel detrito superficiale. Per l'intercettazione delle acque più profonde veniva invece proposta la realizzazione di alcuni pozzi drenanti.

L'esame della situazione della frana della Valle dei Mulini ad opera del Prof. Cancelli, ha portato ad una serie di considerazioni condivise dallo scrivente e di seguito riportate:

- in base all'acclività media del versante, delle condizioni di equilibrio tipiche delle colate, della continuità della copertura vegetale che impedisce l'evoluzione in un debris flow e della distanza tra il piede e lo sbocco della Valle dei Molini e della frazione granulometrica, la frana si può definire come una frana permanente in moto stazionario con velocità di movimento lenta corrispondente ad alcuni cm al giorno fino a circa 30 cm al giorno nei periodi più piovosi
- il substrato roccioso non sembra essere interessato dal movimento anche se laddove è fortemente fratturato, alterato e con giacitura sfavorevole, può essere coinvolto nello scivolamento.

In conclusione il Prof. Cancelli riteneva necessaria l'esecuzione di una serie più dettagliata di indagini comportanti il monitoraggio del versante tramite capisaldi topografici, estensimetri, tubi inclinometrici e piezometri; la realizzazione di una campagna geosismica oltre che di alcuni sondaggi per ricostruire l'andamento del substrato roccioso. Si ritenevano inoltre necessarie prove sia nei fori di sondaggio che in laboratorio scelte in funzione della natura dei terreni.

Dal rilievo eseguito dallo scrivente, si sono individuate le zone di ristagno e scorrimento d'acqua, e gli indizi raccolti sul terreno dell'attività del movimento franoso, che risulta attivo.

Zone con segni di instabilità

Sempre lungo lo sviluppo della sede stradale, sono da segnalare alcune zone caratterizzate dalla presenza di ristagni d'acqua e scorrimenti superficiali. Una di queste si colloca in prossimità di quota 930 m s.l.m., dove la strada compie due curve successive (prossimità del Km 8+200). Sono in tal caso evidenti le lesioni al muro di controripa che presenta fratture che indicano fenomeni di cedimento legati alla compressibilità del terreno, le cui caratteristiche meccaniche appaiono fortemente alterate e ridotte dalla presenza di abbondanti quantità d'acqua. L'acqua stessa, si infiltra poi sotto la sede stradale e ricompare poco a valle del muro di sottoscarpa, dove genera un ruscellamento concentrato. È inoltre ben visibile in questo punto, il muro di sottoscarpa della vecchia sede stradale del 1960, che risulta traslato e spostato verso valle di 2 m nel punto più distante, ad evidenziare che in questa zona si sono verificati movimenti franosi in passato.

Una seconda zona interessata dalla presenza di indici di instabilità, si colloca appena oltre il punto ora descritto, e precisamente interessa le due casine visibili nella cartografia.

In tal caso gli indici dell'instabilità sono evidenziati dalla presenza di una frattura netta e ben evidente che interessa tutta la sede stradale e il muro di controripa. Sempre a monte di questa zona sono presenti ristagni e scorrimenti d'acqua.

Valle del Pesce

La Valle del Pesce è posizionata a sud-est dell'abitato di Cevo in prossimità dell'area cimiteriale, sottostante la strada provinciale n° 6.

Tale area è parte del versante che da Cevo degrada sino al fondovalle dove scorre il Torrente Poia; questo declivio è caratterizzato da una pendenza che nella porzione più alta supera i 30° e mediamente si assesta sui 25°.

Il dissesto ha un cinematismo prevalente di scollamento e scivolamento: lo scollamento si verifica perché i depositi detritico-colluviali-glaciale, di spessore modesto, poggiano su substrato roccioso con scistosità a franapoggio, che favorisce questa tipologia di cinematismo.

La superficie di distacco principale è localizzata circa venti metri a valle del cimitero, ha 50 metri di larghezza e circa 70 m di lunghezza, con limite inferiore di scivolamento a quota 900 m.s.l.m. e coinvolgente uno spessore di deposito di circa 20 metri.

Il dissesto coinvolge un'area di 5000 mq, localizzati soprattutto tra le quote 1008 e 920 m.s.l.m.

Lo scivolamento è innescato dalla presenza di acqua stagnante che trova come unica via di scorrimento preferenziale quella al contatto tra substrato e il deposito. L'abbondanza di acqua è anche favorita dalle numerose sorgenti collocate a quote da 1000 m sino a 970 m, acqua che, soprattutto lungo il versante destro idrografico da origine a vaste aree di ristagno.

I primi segnali di dissesto si sono manifestati nel 1987, tempo al quale si fanno risalire le numerose incisioni secondarie e lo sviluppo di un'erosione diffusa lungo parte di questo versante.

Lungo tale versante è presente un diffuso dissesto che coinvolge anche i terreni della contigua area cimiteriale. I depositi prevalenti sono di tipo detritico-colluviale, con spessore modesto, tale che a tratti si è potuta trovare roccia effettuando dei modesti scavi intorno all'area cimiteriale.

Le caratteristiche geotecniche di tali terreni risultano piuttosto variabili da punto a punto: la presenza di terreni a permeabilità scarsa, generati dalla disgregazione del substrato roccioso di natura scistosa, è causa di ristagni di acqua e colamenti superficiali (creeping).

Anche l'azione del torrente ha avuto un ruolo determinante nell'aggravarsi del dissesto: la profonda incisione ha causato in alcuni punti l'arretramento erosivo della scarpata torrentizia e questo quasi lungo tutto il corso del torrente, in particolare modo nella zona medio alta. Nonostante la realizzazione di briglie (da quota 977 m, datate 1984, e da quota 873 m) e di tre pozzi di perdita (da quota 1010m a 1003 m), durante l'evento alluvionale del 1987 si sono sviluppate incisioni di ruscellamento secondarie e diffusi fenomeni erosivi e di ristagno.

Il solco torrentizio risulta marcatamente inciso, senza però che venga messo in evidenza il substrato roccioso su cui poggia l'intero versante: questo fa sì che l'azione erosiva risulti accentuata e, unitamente al considerevole apporto di materiale eroso dalla sponda torrentizia, può causare un pericoloso accumulo detritico nell'alveo stesso. L'alveo torrentizio è altresì ostruito in alcuni punti da massi dell'ordine del metro cubo.

Tale sfavorevole situazione coinvolge anche la limitrofa area dei cimiteri: questi poggiano oltre che sui depositi già descritti, anche su materiale di accumulo di materiale di scavo e, nonostante all'altezza dei cimiteri il corso d'acqua sia stato incanalato e si siano realizzati alcuni tombini, i terreni cimiteriali e attigui presentano un forte grado di saturazione: la pressione dell'acqua interstiziale ha portato a lesioni del muro perimetrale del cimitero nuovo e a crepe profonde su quello vecchio. Tali crepe potrebbero essersi evolute nonostante la creazione di un muro di sottoscarpa lungo il perimetro di valle del cimitero vecchio.

A monte della zona di ristagno è in via di sviluppo una scarpata di degradazione che potrebbe essere condizione preliminare di un eventuale movimento franoso allorché si manifestassero eventi pluviometrici eccezionali o comunque intensi.

In un siffatto contesto sono quindi auspicabili, oltre ad una regolare pulizia dell'alveo ed ad eventuale disgaggio di blocchi in prossimità dello stesso degli interventi per la bonifica del sito, la messa in sicurezza dell'alveo, che in situazione di piena deve tollerare una portata superiore ai 2 mc/sec., e il consolidamento dell'area cimiteriale.

Il rivestimento dell'alveo può essere considerato come l'intervento di maggiore urgenza e utilità in particolare se affiancato ad opere minori quali colatori secondari, briglie, identificazione e captazione delle emergenze secondarie.

Onde non vanificare le opere già realizzate (ovvero le briglie) si potrebbe rendere necessaria la costruzione di muri d'ala (come già segnalato da studi precedenti) alla quota delle medesime in destra idrografica con la conseguente opera di bonifica della zona di ristagno già menzionata limitando quindi il fenomeno di creeping. Da tale azione di consolidamento del versante ne trarrebbe giovamento anche l'area urbanizzata (perlopiù cascinali) posta a monte della zona di ristagno.

Anche la zona cimiteriale potrebbe necessitare di opere di consolidamento del perimetro murale esistente tramite palificazioni e tiranti, mentre le fratture ben evidenti nel muro di cinta del vecchio cimitero (posto a quota inferiore) potrebbero comportare maggiori opere quali la riedificazione dei medesimi con criteri aggiornati di consolidamento.

Frane complesse

Un dissesto definibile come frana complessa, è stato rilevato nell'area prossima alla destra idrografica della Valle del Coppo, all'altezza della strada provinciale.

Si tratta di una deformazione lenta che si manifesta con decorticazioni e formazioni di fratture nei terreni di copertura, di modesto spessore, visto che il substrato affiora alla base dell'area in esame. Anche in questo caso lo scollamento e scivolamento del deposito è dovuto alla saturazione dei terreni di copertura ed alla geometria a franapoggio del substrato (micascisti di Edolo). Tuttavia, visto lo stato di fratturazione del substrato e la disposizione delle famiglie di discontinuità, che possono svincolare blocchi dell'ordine anche di 0.5 mc, è probabile che lo stesso substrato sia coinvolto nello scivolamento.

Un altro fattore che potrebbe sostenere tale tesi è la presenza dell'anomalia nel tracciato della Valle Del Coppo, in prossimità di questo dissesto: le isoipse sono infatti disturbate da questo settore potenzialmente in lento movimento. Questo stesso settore di versante mostra delle leggere incurvature nelle isoipse in prossimità della strada, identificabili come leggere bombature e blandi rigonfiamenti nel punto di maggior spinta dell'ammasso in potenziale scivolamento.

Crolli di blocchi da pareti rocciose

A parte i fenomeni di crollo uniformemente diffusi lungo i versanti che si affacciano in sinistra idrografica alla valle del Poja, specialmente localizzati in località "l'Orando", crolli che coinvolgono la formazione dei micascisti di Edolo con blocchi di dimensioni di parecchie decine di decimetri cubi, si vogliono descrivere qui di seguito, in ordine di pericolosità, alcune situazioni individuate nel territorio in esame.

Crolli di blocchi in località Andrista

Percorrendo la strada che collega Andrista a Fresine si possono individuare pareti quasi continue caratterizzate da più o meno intensa fratturazione degli ammassi rocciosi, secondo una disposizione tipica delle fratture che tendono ad isolare blocchi cuneiformi di volume variabile compreso tra i pochi dmc e alcune decine di dmc, nel caso ad esempio dell'ammasso protetto con una rete in corrispondenza del secondo tornante e nel caso dell'ammasso posizionato lungo il terzo tornante, sino a zone in cui la fratturazione isola dei blocchi dell'ordine di 0.5 mc, come in corrispondenza del primo tornante. Nel caso di blocchi instabili dell'ordine di parecchie decine di dmc, è evidente che il pericolo sia da non sottovalutare, dal momento che questi blocchi minacciano direttamente la strada, anche se non hanno possibilità di rotolare più a valle, poiché viste le dimensioni si fermerebbero sulla sede stradale.

Gli ammassi rocciosi, oltre che fratturati presentano anche circolazione idrica che in alcuni punti (indicati nella tavola 4) risulta particolarmente abbondante e costante in qualsiasi periodo dell'anno. La

presenza dell'acqua accelera il normale processo di degradazione della roccia lungo le superfici di discontinuità, favorendone l'alterazione e diminuendone le caratteristiche di resistenza al taglio.

Crolli di blocchi lungo la S.P. 84 (da località Fienili Carvignon, Valle del Coppo, Campig)

Trattasi di un caso analogo al precedente, ove le pareti affioranti (in questo caso alte parecchi metri, soprattutto in prossimità dell'incisione della Valle del Coppo) che delimitano la sede stradale su un fianco, si presentano estremamente fratturate, con fratture anche beanti che isolano blocchi rocciosi di dimensioni variabili (sino ad un massimo di 1,5 mc) ma minaccianti direttamente la sede stradale e in grado di acquistare maggiore accelerazione se provenienti dalle porzioni più alte delle pareti (10 – 20 metri).

I blocchi di dimensioni più elevate fortunatamente si trovano prima dell'incrocio con la Valle del Coppo, in prossimità della località "fienili Carvignon": i blocchi dell'ordine di parecchie decine di dmc, sono isolati da fratture piuttosto aperte che li svincolano ai lati ed al tetto, entro le quali si ha abbondante circolazione idrica, la superficie di scivolamento è invece data dalla scistosità principale che immerge a franappoggio e che si presenta piuttosto liscia. In questo caso le pareti non superano i due metri di altezza ed i blocchi cadendo rischiano solo di interrompere la sede stradale, mentre il pericolo per il transito degli autoveicoli è decisamente minore, rispetto alle pareti prima descritte.

Crolli di blocchi in località Sant'Androla

La parete che si allunga in direzione NW-SE si presenta piuttosto fratturata soprattutto nella sua porzione più occidentale, i blocchi instabili possono raggiungere dimensioni dell'ordine di 0.5 mc e gravano fortunatamente su una porzione di versante non interessata dalla sede stradale. Questa si trova ad una quota di 570 metri ca. e da questa quota sino a circa 600 metri è presente una zona di potenziale regimazione, visto il contrasto di pendenza, dei blocchi in rotolamento. Alcuni blocchi crollati hanno raggiunto, arrestandosi, questa zona, come dimostra la presenza di massi localizzati in prossimità dell'ultimo tornante della strada per Fresine.

Colli di blocchi all'incrocio S.P. 84 – Valle di Desner

Anche in questo caso il pericolo è rappresentato dalla posizione di questi ammassi rocciosi, gravanti direttamente sulla sede stradale: lungo questa incisione valliva, peraltro allineata lungo una fratturazione, si possono individuare alcuni volumi rocciosi, di dimensioni anche avvicinabili al mc, che incombono sull'alveo torrentizio. Lungo la strada i blocchi isolati da sistemi di fratturazione hanno dimensioni minori, raggiungendo al massimo qualche decina di dmc. Vista la posizione di questi ammassi, lungo una linea di fratturazione è quindi nella norma che si presentino piuttosto fratturati e, anche in questo caso siamo in presenza di circolazione idrica lungo le fratturazioni, con conseguente peggioramento delle caratteristiche qualitative degli ammassi stessi.

Da segnalare che in questo caso, come nel caso precedente della Valle del Coppo, i blocchi che gravano direttamente sull'alveo costituiscono altresì un pericolo per la possibilità che possano ingombrare l'alveo stesso, causando fenomeni di sovralluvionamento più a valle del punto di ingombro.

Ammassi rocciosi in prossimità del nucleo abitativo di Andrista

In particolare si vuole segnalare una situazione individuata presso il ponte che attraversa la Valle del Coppo, lungo le pareti in sinistra idrografica. Alcune abitazioni sono poste immediatamente sotto ad una parete piuttosto aggettante e con possibilità che si vengano a isolare alcuni blocchi instabili dell'ordine di qualche dmc.

La situazione richiede un controllo periodico finalizzato all'eventuale disaggio dei blocchi per la messa in sicurezza delle case di civile abitazione.

Ammassi rocciosi in prossimità del nucleo abitativo di Cevo

Le situazioni riscontrate nel centro abitato non sono gravose: alcune pareti che minacciavano direttamente abitazioni o sede stradale sono state infatti messe in sicurezza grazie all'utilizzo di reti addossate. Peraltro gli affioramenti si presentano modestamente alterati e con blocchi instabili dell'ordine di uno o due dmc, dovuti più che altro alla normale "sfogliatura" dell'ammasso lungo i piani di scistosità. Anche l'altezza delle pareti non desta comunque preoccupazioni.

Fenomeni valanghivi

Questi sono localizzati specialmente al di sopra dei 1400 metri e relativamente al nucleo abitativo di Cevo non sussistono condizioni di pericolosità.

I canali di convogliamento principali delle masse nevose sono costituiti dalle Valle di Munsa, dalla Valle del Coppo e dalla Valle di Desner: entro queste valli le masse nevose precipitano da zone di accumulo localizzate dai 1800 metri in su, aree queste caratterizzate da vegetazione via via più rada. La pendenza dei tratti medio-alti di queste valli favorisce l'accelerazione dei materiali trasportati. Uno degli eventi valanghivi dell'ultimo secolo di cui si è a conoscenza risale ai primi del 1900: la massa nevosa incanalatasi tra la valle del Coppo e la Valle Munsa ha quasi raggiunto l'area dei Fienili Ghisella.

Altri canali da segnalare si affacciano lungo la Valle Poja sul versante sinistro idrografico: la valle Scandalera in particolar modo e le varie vallettine che confluiscono nelle zone denominate la "Raséga", le Croste, rifugio Stella Alpina (questo canale in particolare, che proviene dal Monte Ignaga convoglia oltre che masse nevose, detriti di pezzatura grossolana).

Canali minori si dispongono a quote superiori ai 2000 metri lungo le pendici del Monte Campello.

Per quanto riguarda le aree di precipitazione delle masse nevose della zona del Lago d'Arno, si rimanda alla carta di sintesi (tavola 5b)

I dati relativi all'individuazione di siti pericolosi entro i quali possono precipitare masse nevose, sono stati derivati dalla Carta delle Valanghe della Regione Lombardia (scala 1:25.000) alla quale si rimanda per ogni maggior dettaglio, con la precisazione che, anche in questo documento, non sono state distinte le valanghe che si riattivano stagionalmente da quelle che rappresentano solo degli eventi eccezionali.

2.3 ASPETTI GEOTECNICI E GEOMECCANICI

Terreni

I depositi superficiali che interessano l'area studiata sono sostanzialmente di due tipi: depositi glaciali in senso lato, ovvero glaciali misti a detrito di versante e depositi detritico-colluviali, che ricoprono con spessori modesti di massimo qualche metro, il substrato. A questi si aggiungono i depositi detritici di

versante, localizzati perlopiù nella parte sud, sud-est dell'area, lungo il versante destro idrografico del torrente Poja e lungo le pendici che si sviluppano a sud, sud – ovest di Pian della Regina.

In generale le granulometrie dei depositi sono grossolane: infatti anche all'interno dei depositi glaciali rimaneggiati si trovano parecchi blocchi alloctoni (tonalite) e blocchi provenienti da crolli (micascisti) presumibilmente messi in posto per crollo e successivo trasporto glaciale.

Come poi dimostrato dai fenomeni franosi e dalle vaste aree caratterizzate da ristagno d'acqua, localmente all'interno di questi depositi si hanno frequenti arricchimenti in materiale fine da limoso sabbioso, fini a limoso argilloso (i micascisti in disfacimento arricchiscono i depositi di granulometrie fini micacee).

Tali arricchimenti non sono quasi mai localizzabili con precisione, dal momento che non costituiscono livelli continui, ma si trovano distribuiti in modo disomogeneo all'interno soprattutto dei depositi glaciali rimaneggiati.

Si vuole sottolineare l'importanza del concetto "eterogeneità" dei depositi, al fine di suggerire l'esecuzione di indagini più approfondite qualora si debbano eseguire opere, quali ad esempio fondazioni, che vadano ad interessare questi terreni. L'individuazione di questi "orizzonti" è altresì importante qualora si vogliano effettuare operazioni di sistemazione delle frane presenti nel territorio in esame.

Depositi glaciali

Tali terreni presentano in genere un buon assortimento granulometrico, con prevalenza di ghiaia e sabbia ed una diffusa presenza di ciottoli e massi di varia origine, in matrice fine sabbioso-limosa distribuita irregolarmente. Secondo la classificazione AAASHO tali depositi rientrano nelle classi GM-GC e SM-SC, mentre lo stato di addensamento varia da sciolto ad addensato. Da una tale distribuzione granulometrica derivano delle buone caratteristiche geotecniche dei terreni. In generale si possono assumere valori di angolo d'attrito di 32° - 34° con un'aliquota di coesione molto variabile e comunque in genere compresa tra 0 e 50 kpa. La coesione può diventare prossima a zero in caso di completa o parziale saturazione. Questo aspetto fa sì che si verifichino fenomeni franosi in corrispondenza di pendii ripidi che possano saturarsi a seguito dell'azione delle acque piovane con il conseguente ruscellamento superficiale. In generale quindi si può affermare che tali terreni presentino un buon comportamento nei confronti della capacità portante ma un comportamento variabile quando si tratti di stabilità dei versanti. Vanno ricordate tuttavia le situazioni con presenza di orizzonti aventi granulometrie fini, limose e argillose all'interno dei terreni glaciali, dove l'abbondante presenza di acqua, dovuta alla diversa permeabilità dei terreni stessi, contribuisce ulteriormente ad alterare le caratteristiche di resistenza degli stessi.

Depositi detritici di versante

Si tratta di materiali originatisi dal disfacimento del substrato roccioso, ed in tal senso le caratteristiche di resistenza di tali terreni dipendono dalla roccia madre che li ha generati. In generale questo tipo di deposito, in questo territorio comunale si trova sotto due forme, vale a dire sia in modo sciolto che con

presenza di matrice. Nel primo caso si tratta di accumuli di blocchi di dimensioni da centimetriche a metriche; essi si trovano ai piedi di pareti instabili ed il loro accumulo è legato a fenomeni fisici e di carattere prevalentemente gravitativo. Essi sono riportati nella cartografia relativa alla dinamica morfologica, come costituenti le cosiddette falde detritiche, che tendono ad assumere in generale inclinazioni di 34° - 40° . Le falde indicate come attive sono quelle di più recente formazione e quindi ancora instabili. Dove si formano frammenti di dimensioni notevoli, i blocchi più grossi, a causa del loro maggiore momento di moto scendono fino alla base del cono, mentre i frammenti più fini si depositano nell'apice dando luogo così ad una selezione dei detriti lungo il versante. I depositi che invece presentano una matrice fine, hanno una granulometria prevalentemente ghiaioso-sabbiosa, con ciottoli e matrice sabbiosa. In prossimità di alcune trincee è stato possibile esaminare la struttura di tali depositi ed in particolare si è osservato che gli stessi presentano anche un certo grado di cementazione che risulta variabile, ma che conferisce anche un'elevata stabilità, con scarpate ripide. Gli elementi litici della frazione ghiaiosa e sabbiosa, hanno forma prevalentemente spigolosa e insieme ad essi si è valutata come ridotta la presenza di matrice fine, considerando quindi un valore di coesione nullo. I detriti di versante sono localizzati più diffusamente dove affiorano ripide pareti rocciose in disfacimento ed interessate da fratturazione intensa.

Per quanto riguarda la classificazione AASHO si possono assumere classi GP e GP-GM, mentre l'addensamento varia da sciolto a mediamente addensato. Purtroppo, in prossimità del nucleo abitativo, non si sono potuti osservare scavi in depositi detritici e di conseguenza non si posseggono molte più informazioni in merito.

Depositi eluvio-colluviali

Nella genesi dei terreni eluvio-colluviali, rivestono un'importanza primaria i fenomeni di degradazione meteorica delle rocce, contribuendo alla lenta distruzione dei rilievi rocciosi e quindi all'evoluzione morfologica del paesaggio. Gli effetti dell'alterazione delle rocce possono procedere con efficacia nel tempo solo se i prodotti da essi generati attraverso l'attacco rivolto alla roccia-madre, vengono via via rimossi dal sito di formazione, per gravità e per azione delle acque selvagge superficiali, lasciando progressivamente esposte nuove superfici rocciose. E' appunto in questo senso che deve intendersi il concetto di degradazione meteorica, comprensivo quindi dei due fenomeni di alterazione e rimozione dei prodotti, anche se spesso è impropriamente riferito ai soli processi di disgregazione e disfacimento.

In verità, particolari condizioni morfologiche (aree subpianeggianti) e climatiche (ridotta azione delle acque dilavanti) possono consentire alle coltri di alterazione di mantenersi e svilupparsi sul posto per aggradazione meteorica, portando alla formazione delle sole coltri eluviali. Più frequentemente però, i prodotti dell'alterazione vengono invece rimossi e accumulati più a valle, andando a costituire le coltri colluviali.

La genesi di tali terreni, proprio perché derivati dal disfacimento del substrato roccioso sottostante e dal successivo trasporto subito ad opera delle acque dilavanti nel corso del tempo, fa sì che le caratteristiche geotecniche degli stessi siano fortemente influenzati dalla roccia madre. Poiché nel

territorio in esame le coltri di alterazione risultano costituite sia da materiale eluviale che colluviale accostati e sovrapposti, si è scelto di considerarli insieme, indicando piuttosto le zone interessate dal fenomeno del creeping o soliflusso.

In tal senso, la presenza di versanti ripidi e la locale mancanza di vegetazione (che è la maggiore antagonista dei processi di erosione diffusa) determinano le condizioni favorevoli perché si generino fenomeni di soliflusso generalizzato, vale a dire di lento scivolamento, favorito da un comportamento plastico della matrice fine del deposito e quindi anche dall'impregnazione idrica, oltre che dal gelo-disgelo. La maggiore localizzazione dell'eluvio-colluvio si concentra a nord-nord ovest dell'abitato di Cevo: come già visto l'acclività dei versanti e l'insufficienza di drenaggio può portare questi depositi ad un lento scivolamento sul substrato scistoso, costituito dagli Scisti di Edolo. L'abbondante quantità di materiale micaceo all'interno di tali rocce, determina un cospicuo apporto di matrice fine nella coltre di alterazione e di conseguenza abbassa i valori dei parametri di resistenza, portandoli a 26° - 30° di angolo di attrito e 0,3-0,5 kg/cm² di coesione.

Depositi alluvionali

Le cause fondamentali della deposizione fluviale sono riconducibili alla diminuzione della velocità delle correnti e/o al sovraccarico. Tali condizioni hanno portato alla messa in posto di abbondanti quantità di ciottoli e blocchi poligenici, arrotondati e di dimensioni variabili. Questi depositi presentano in generale una sorta di stratificazione lenticolare, che si realizza, pur permanendo in sostanza la selezione granulometrica, in funzione del possibile variare o pulsare della velocità della corrente in una stessa sezione, consentendo una interdigitazione fra materiali di diverse dimensioni, seppur appartenenti a classi granulometriche vicine fra loro. Si distinguono sostanzialmente due tipologie di terreni dovuti a questa dinamica di accumulo, in base all'età della deposizione e di conseguenza allo stato di attività. I depositi più antichi, definiti come Alluvioni Recenti, si presentano ormai colonizzati dalla vegetazione e litologicamente risultano immersi in una matrice grossolana ghiaioso-sabbiosa. Intercalazioni di matrice più fine possono essere presenti localmente in funzione dell'energia della corrente di trasporto che le ha messe in posto durante i maggiori eventi di esondazione. Tali depositi sono localizzati lateralmente all'alveo attuale e nelle arre adiacenti, che in passato sono state soggette ad esondazioni. I depositi di età più recente, definiti Alluvioni Attuali, sono privi delle granulometrie più fini, in quanto tutt'ora soggetti all'attività degli agenti esogeni che impediscono la deposizione dei livelli limosi. Questo tipo di alluvioni è distribuito lungo l'alveo attuale. Poiché la presenza di materiale fine limoso risulta discontinua o del tutto assente, si può assumere una coesione nulla e angolo d'attrito compreso tra 34° e 38° . Il range di valori da considerare varia chiaramente in funzione della diversa granulometria del deposito.

Depositi di conoide

Nel territorio comunale tali depositi si possono osservare allo sbocco delle valli tributarie principali e sono quindi legati all'operazione di deposito operato dalle acque che scorrono nelle incisioni vallive, ma anche ai fenomeni di trasporto solido lungo le stesse.

La genesi di tali terreni ed in particolare la dinamica di sedimentazione determina una variazione granulometrica sia superficiale che laterale, in generale si esplica con una deposizione di materiale fine ai lati dell'apparato del conoide per l'esondazione delle acque in occasione di eventi di piena particolari. In profondità la granulometria risulta variabile per la frequente deviazione del letto del corso d'acqua nel corso del tempo che ha portato alla deposizione di materiale grossolano come blocchi e ciottoli. Anche in questo caso quindi i parametri geotecnici risultano notevolmente variabili in funzione della diversa litologia dei litotipi erosi dalle acque di scorrimento del torrente e quindi depositati. I depositi sono costituiti in prevalenza da ghiaie, sabbie con abbondante presenza di ciottoli e massi, la frazione fine è generalmente scarsa o assente. Per le conoidi ancora attive o quiescenti si possono individuare classi GW – GM e B, mentre per le conoidi già stabilizzate, come quella di Fresine le classi variano tra GW – GM e SW – SM. Lo stato di addensamento è sciolto o mediamente addensato. I valori di coesione sono nulli o possono essere assunti pari al massimo a 20 kPa, mentre per l'angolo d'attrito si può considerare un range compreso tra i 25° ed i 35°.

Depositi torbosi

Osservati in diversi punti significativi del territorio comunale, la presenza di tali terreni è correlabile a depositi di origine glaciale, e la loro caratteristica è quella di presentare una forte compressibilità e un grado di consistenza soffice. Spesso sono riconoscibili dalla presenza a poca profondità dal piano campagna di orizzonti a granulometria fine, che determinano un contrasto di permeabilità sufficiente a generare l'accumulo di acqua nel tempo. Questo fatto porta alla macerazione della vegetazione e apporta quindi al terreno abbondanti quantità di materiale organico, responsabile della elevata compressibilità del terreno. Per tali terreni si possono considerare valori da angolo di attrito piuttosto bassi e compresi tra 23°-26° con coesione variabile da 0,4 a 1 kg/cm³.

Date le pessime caratteristiche geotecniche di tali depositi, si osservano dei problemi geotecnici al punto che eventuali opere risultano possibili solo dopo interventi di bonifica e spesso solo con l'impiego di fondazioni profonde come micropali. La presenza di terreni appartenenti a questa tipologia è stata individuata in prossimità dei corpi franosi situati lungo il versante a est dell'abitato di cevo, ove si trovano altresì zone a ristagno d'acqua.

Ammassi rocciosi

Nello studio degli ammassi rocciosi, si è inteso considerare l'insieme del materiale roccia e delle discontinuità o fratture da cui esso è interessato. In questo modo, si è fatto riferimento al materiale integro e costituito da particelle discrete, granuli o cristalli, legati tra loro da forze coesive permanenti. Per discontinuità si sono intese invece quelle superfici strutturali di debolezza che possono coincidere con la stratificazione o con la scistosità. Il comportamento geomeccanico degli ammassi è risultato quindi determinato dalle caratteristiche fisiche e meccaniche del materiale roccia e dalle caratteristiche geometriche e fisiche delle discontinuità. Le formazioni rocciose affioranti nel territorio comunale presentano in generale un grado di fratturazione elevato, per la presenza di numerose dislocazioni tettoniche e di fenomeni gravitativi profondi, che hanno portato ad un diffuso indebolimento delle

caratteristiche degli ammassi. Di seguito, per chiarezza vengono descritte le caratteristiche dei vari litotipi indicando alcuni valori ritenuti tipici di resistenza a compressione monoassiale.

Le formazioni rocciose affioranti nel territorio comunale presentano generalmente un grado di fratturazione per la presenza di alcune dislocazioni tettoniche, anche legate all'intrusione del plutone dell'Adamello e alla presenza di alcune linee tettoniche, come la linea orobica (fratture NE-SW, subverticali) e l'anticlinale di Cedegolo, con asse est-ovest (fratture subverticali ESE-WNW).

Le rocce poi affioranti in prossimità dell'intrusione del plutone dell'Adamello risultano oltre che tettonizzate in facies metamorfica di contatto (Calcarei del trias, Servino e Verrucano)

Ammassi rocciosi intensamente fratturati

Le aree in cui tende a concentrarsi il maggior numero di affioramenti con presenza di numerose dislocazioni, sono localizzate lungo le valli principali, ove si può dire che l'ammasso roccioso quarzítico, seppur ancora in posto, risulta piuttosto rilasciato. Nel caso in cui le fratture si presentino chiuse, queste hanno riempimenti di tipo granulare incoerente, questo dedotto in superficie in base ad osservazioni fatte sugli affioramenti, in profondità la maggior parte di queste fratturazioni rilevate, non subendo il rilascio tensionale tipico delle porzioni più esposte, dovrebbero risultare chiuse. Le condizioni di fratturazione intensa condizionano i valori di resistenza a compressione monoassiale che possono essere assunti pari a 80 Mpa. Le caratteristiche geomeccaniche scadenti di tali ammassi, sono dovute all'ubicazione degli stessi in corrispondenza di una o più faglie, con conseguente disarticolazione dell'originaria compagine rocciosa.

Ammassi rocciosi con intercetta <60 cm

Sono stati rilevati ammassi rocciosi con queste caratteristiche in zone prossime a disturbi strutturali o piegamenti legati alla presenza dell'anticlinale di Cedegolo, che comportano in genere valori di intercetta piuttosto bassi. La possibilità che da questi ammassi possano staccarsi blocchi rocciosi, è più frequente che non per volumi maggiori. Le caratteristiche di resistenza variano da una qualità discreta a scadente, in funzione degli agenti esogeni e quindi dello stato di alterazione dei giunti. In particolare lungo le pareti affioranti in prossimità delle incisioni principali, ad esempio la Valle del Coppo, sono state individuate situazioni di pericolosità per distacco di blocchi determinate dall'intersezione di diverse famiglie di discontinuità con piani di fratturazione lisci e nelle quali la superficie di scivolamento è solitamente costituita dalla scistosità.

Ammassi rocciosi con intercetta >60 cm

Appartengono a questa classe i micascisti affioranti lungo pareti ripide e caratterizzate generalmente da discontinuità secondarie che possono isolare volumi instabili piuttosto elevati. Tali condizioni si rilevano sulle pareti di controripa della SP 84 e all'altezza dell'abitato di Andrista e presso le pareti di destra idrografica della Valle del Coppo, dove peraltro è presente un fenomeno di scivolamento lento delle masse rocciose lungo la superficie di discontinuità. Ulteriori condizioni peggiorative delle caratteristiche degli ammassi sono date dalla presenza di acqua che scorre nelle fratture, comportando una conseguente alterazione. Nei punti in cui le condizioni di instabilità costituivano un pericolo

imminente per le opere d'arte adiacenti o per la pubblica sicurezza, (in prossimità dell'abitato di Andrista e presso l'abitato di Cevo) si è intervenuto con l'installazione di reti addossate alle pareti.

Gli ammassi con queste caratteristiche sono generalmente dotati di buoni parametri di resistenza alla compressione monoassiale, con un range fra 80 e 100 Mpa; per quanto riguarda poi l'angolo d'attrito, occorre prendere in considerazione quello relativo ai piani di discontinuità. Attraverso l'applicazione della relazione di Barton e Choubey è stato calcolato un valore pari a 32° . La presenza di superfici di discontinuità planari e lisce per la presenza dei minerali micacei e la presenza di acqua lungo le superfici di fratturazione fa sì in realtà che il valore risulti più basso.

3.0 AGGIORNAMENTO SISMICO

3.1 PREMESSA

La nuova metodologia per l'analisi sismica del territorio rappresenta la principale novità introdotta dai nuovi criteri approvati con la d.g.r. 1566/05. Questa innovazione tiene conto anche del d.m. 14 settembre 2005 "Norme tecniche sulle costruzioni" che richiede, per la definizione dell'azione sismica di progetto, la valutazione dell'influenza delle condizioni stratigrafiche, morfologiche e geotecniche locali mediante studi di risposta sismica locale (microzonazione). Il d.m. 14/2005 è entrato in vigore il 23 ottobre 2005, ma attualmente è in corso un periodo transitorio durante il quale è possibile applicare, in fase di progettazione, la normativa precedentemente in vigore (O.P.C.M. 3274/2003).

La d.g.r. 1566/05 dedica un intero allegato, il numero 5, alle procedure per l'analisi e la valutazione degli effetti sismici di sito vista la grande rilevanza assunta dalla materia nella normativa. In particolare tale metodologia si basa su 3 livelli di approfondimento successivi:

- 1^o livello: prevede l'individuazione degli scenari di pericolosità sismica locale (PSL) e la predisposizione della Carta della Pericolosità Sismica Locale.
- 2^o livello: prevede la caratterizzazione semi-quantitativa del Fattore di amplificazione (F_a) nelle aree PSL individuate con il 1^o livello e confronto con i valori di riferimento.
- 3^o livello: prevede la caratterizzazione quantitativa degli effetti di amplificazione tramite indagini e analisi più approfondite rispetto al 2^o livello.

3.2 ANALISI DEL COMUNE DI CEVO

A seguito del verificarsi di un sisma l'importo dei danni agli edifici è proporzionale sia alle caratteristiche tipologiche-strutturali degli stessi edifici, che alle condizioni di equilibrio geomorfologico e geotecnico dei terreni di fondazione. Nello specifico particolari condizioni geologiche e geomorfologiche locali possono influenzare la pericolosità sismica di base generando effetti diversi distinti in funzione del comportamento dinamico dei materiali coinvolti.

In fase pianificatoria è quindi necessario riconoscere le aree potenzialmente pericolose dal punto di vista sismico, identificando la categoria di terreno, e valutando i relativi effetti locali dovuti essenzialmente all'amplificazione sismica e o all'instabilità, e più precisamente:

- Effetti di amplificazione sismica locale: tali effetti sono dovuti a fattori geologici, morfologici e idrogeologici sia superficiali che del substrato, che possono modificare il moto sismico in termini di ampiezza, di durata e di contenuto in frequenza. Gli effetti sono estremamente pericolosi quando la frequenza di risonanza del sito coincide con quella dell'edificio.

Tali effetti di amplificazione sismica si distinguono essenzialmente in due gruppi che possono essere contemporaneamente presenti nello stesso sito:

- effetti di amplificazione topografica
- effetti di amplificazione litologica
- Effetti di instabilità: tali effetti interessano tutti i terreni che mostrano un comportamento instabile o potenzialmente instabile nei confronti delle sollecitazioni sismiche attese e sono rappresentati in generale da fenomeni di instabilità consistenti in veri e propri collassi e, a volte, movimenti di grandi masse di terreno incompatibili con la stabilità delle strutture; gli effetti di instabilità sono rappresentati da fenomeni diversi a seconda delle condizioni presenti in sito (versanti in equilibrio precario, aree interessate da particolari strutture geologiche sepolte e/o affioranti in superficie tipo contatti stratigrafici o tettonici, terreni particolarmente scadenti dal punto di vista delle proprietà fisico-meccaniche, siti interessati da carsismo sotterraneo o da particolari strutture vacuolari presenti nel sottosuolo).

3.3 PERCORSO NORMATIVO

Le zone sismiche del territorio nazionale italiano sono state individuate, in prima applicazione, con l'Ordinanza del presidente del consiglio dei Ministri n.3274 del 20 marzo 2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica", pubblicato sulla G.U. n. 105 dell'8 Maggio 2003 Supplemento ordinario n. 72.

La Regione Lombardia ha preso atto di tale ordinanza con d.g.r. n.14964 del 7 novembre 2003. Dal punto di vista della normativa tecnica associata alla nuova classificazione sismica, dal 5 marzo 2008, è in vigore il d.m. 14 gennaio 2008 "Approvazione delle nuove tecniche per le costruzioni", pubblicato sulla G.U. n.29 del 4 febbraio 2008, che sostituisce il precedente d.m. 14 settembre 2005, fatto salvo per il periodo di monitoraggio di 18 mesi, di cui al comma 1 dell'art. 20 della l. 28 febbraio 2008, n.31. Dal 1° luglio 2009 la progettazione antisismica, per tutte le zone sismiche e per tutte le tipologie di edifici sarà regolata dal d.m. 14 gennaio 2008.

La Regione Lombardia, a seguito dell'entrata in vigore della Legge n.12/2005 per il Governo del Territorio, e vista la grande rilevanza assunta dalla materia nella normativa nazionale, ha introdotto una nuova metodologia per l'analisi sismica del territorio. Tale metodologia è contenuta nell'Allegato n. 5 dei "Criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del Piano di Governo del Territorio, in attuazione dell'art. 57, comma 1, della l.r. 11 marzo 2005, n.12" approvati con d.g.r. 22 dicembre 2005, n. 8/1566 e successivi aggiornamenti.

In particolare tale metodologia si basa sui 3 livelli di approfondimento precedentemente citati e che vengono di seguito ripresi:

- 1° livello: prevede l'individuazione degli scenari di pericolosità sismica locale (PSL) e la predisposizione della Carta della Pericolosità Sismica Locale.
- 2° livello: prevede la caratterizzazione semi-quantitativa del Fattore di amplificazione (Fa) nelle aree PSL Z3 e Z4 individuate con il 1° livello e confronto con i valori di riferimento.
- 3° livello: prevede la caratterizzazione quantitativa degli effetti di amplificazione tramite indagini e analisi più approfondite rispetto al 2° livello.

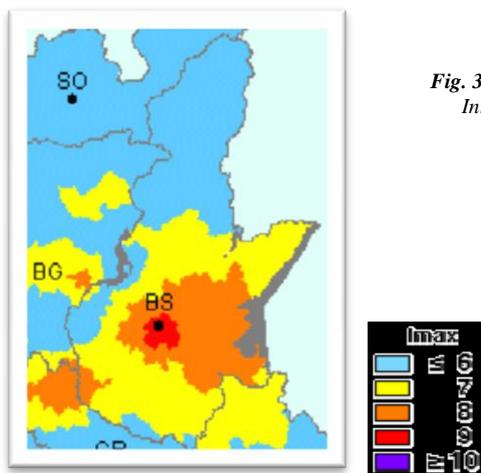


Fig. 3 Stralcio della Carta delle Intensità Macrosismiche

Si riporta in figura 3 uno stralcio delle “Massime intensità macrosismiche” osservate nei comuni italiani valutate a partire dalla banca dati macrosismici del GNDT e dai dati del catalogo dei Forti Terremoti in Italia di ING/SGA.

Tale carta è stata elaborata nel marzo 1996, per il Dipartimento della Protezione Civile, da D. Molini, M. Stucchi e G. Valensise con la collaborazione di C. Melletti, S. Mirell, G. Monachesi, G. Morelli, L. Peruzza, a. Zerga.

3.4 ANALISI DELLA SISMICITA' DEL TERRITORIO DEL COMUNE DI CEVO

E' stata eseguita un'analisi di 1° livello della pericolosità sismica locale in base all'analisi delle condizioni geologiche e geomorfologiche del territorio esaminato, come indicato nelle direttive regionali (All. 5 della D.G.R. 8/1566/05).

Tale procedura consiste in un approccio di tipo qualitativo e costituisce lo studio propedeutico ai successivi livelli di approfondimento; è un metodo empirico che trova le basi nella continua e sistematica osservazione diretta degli effetti prodotti dai terremoti.

Il metodo permette l'individuazione delle zone ove i diversi effetti prodotti dall'azione sismica sono, con buona attendibilità, prevedibili sulla base di osservazioni geologiche e sulla raccolta dei dati disponibili per una determinata area, quali la cartografia topografica di dettaglio, la carta geologica e gli scenari riportati in tabella 1 (all. n.5 l.r. 12/2005).

Sigla	SCENARIO PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE	EFFETTI
Z1a	Zona caratterizzata da movimenti franosi attivi	Instabilità
Z1b	Zona caratterizzata da movimenti franosi quiescenti	
Z1c	Zona potenzialmente franosa o esposta a rischio di frana	
Z2	Zone con terreni di fondazione particolarmente scadenti (riporti poco addensati, terreni granulari fini con falda superficiale)	Cedimenti e/o liquefazioni
Z3a	Zona di ciglio H > 10 m (scarpata con parete subverticale, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica)	Amplificazioni topografiche
Z3b	Zona di cresta rocciosa e/o cocuzzolo: appuntite - arrotondate	
Z4a	Zona di fondovalle con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi	Amplificazioni litologiche e geometriche
Z4b	Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide deltizio-lacustre	
Z4c	Zona morenica con presenza di depositi granulari e/o coesivi (compresi le coltri loessiche)	
Z4d	Zone con presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio-colluviale	
Z5	Zona di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse	Comportamenti differenziali

Tabella 1 Scenari di pericolosità sismica locale (All.5 Analisi e valutazione degli effetti sismici di sito in Lombardia finalizzate alla definizione dell'aspetto sismico nei P.G.T.)

La carta della Pericolosità Sismica Locale è stata redatta in scala 1:10000 sulla Carta Tecnica Regionale ricoprendo tutto il territorio Comunale (cfr carta 01).L'analisi effettuata sull'intero territorio comunale evidenzia le seguenti classi:

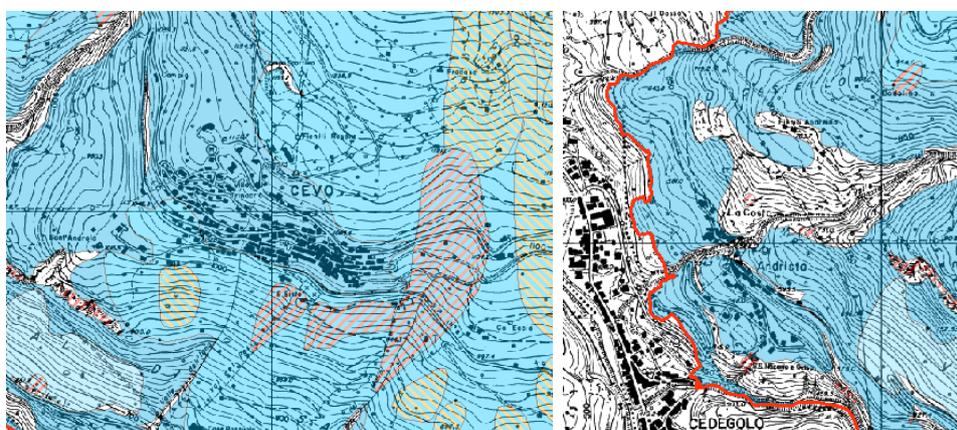


Fig. 4 Stralcio della Carta di Pericolosità Sismica

- l'area che comprende la maggior parte dell'abitato del Comune di Cevo e di Andrista è classificata il Z4d a causa della presenza di terreni di origine eluvio-colluviale come mostrato in Figura 4.
- tutte le aree perimetrare come Fa sono classificate come Z1a;
- le aree classificate come Fq ricadono in classe Z1b;
- le aree in Fs vengono classificate come Z1c.

4.0 AGGIORNAMENTO DELLO STUDIO GEOLOGICO

4.1 CARTA DEI VINCOLI

La carta dei Vincoli è stata redatta su tutto il territorio Comunale alla scala 1:10.000 (cfr. tavola 02). I vincoli esistenti sul territorio in esame sono riferiti a vincoli derivanti dalla pianificazione di bacino ai sensi della L. 183/89, con particolare riferimento al Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico, adottato con delibera del Comitato Istituzionale dell'Autorità di Bacino del Fiume Po, n° 8 18/2001 del 26/04/2001. Nella figura 5a e 5b viene riportata una panoramica della Carta dei Vincoli sull'intero territorio comunale.

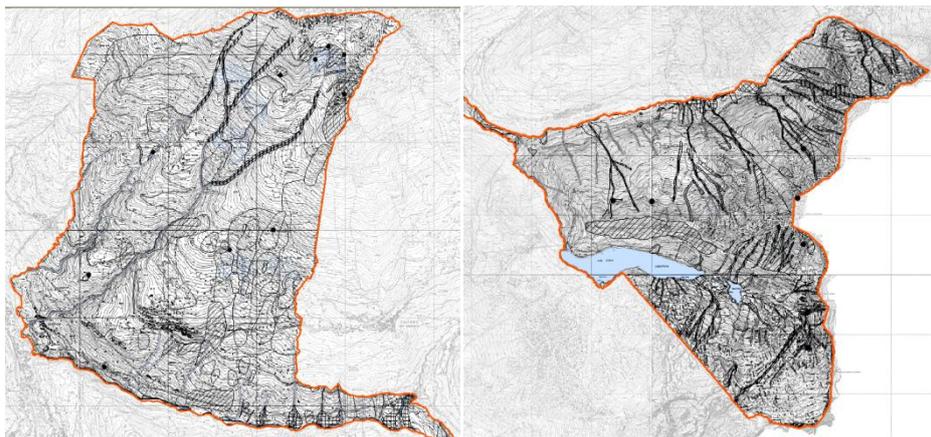


Fig. 5a-5b Stralcio della Carta dei Vincoli

Sono stati indicati i vincoli relativi alle aree di salvaguardia delle captazioni ad uso idropotabile D.L.G.S 258/2000 art. 5 comma 4 e successive disposizioni regionali in materia: D.G.R. N. 6/15137 del 27 giugno 1996.

Vige inoltre il vincolo di inedificabilità assoluta lungo i corsi d'acqua L. 523/1904 art. 96 (e parere n° 55 del 1° giugno 1988 del Consiglio di Stato, nonché Vincolo di Polizia Idraulica (inerente il reticolo individuato nel DGR 25/1/2002).

4.2 SINTESI DELLE PROBLEMATICHE RILEVATE NEL TERRITORIO COMUNALE

La carta di sintesi è stata redatta sulle aree di significativo intorno del centro abitato alla scala 1: 2.000 (tavola 04.) su base cartografica del rilievo aereo fotogrammetrico e in scala 1:10.000 (tavole 03-A.B.) sull'intero Territorio comunale utilizzando come base cartografica le Carte Tecniche Regionali.

In tali carte sono individuati poligoni racchiudenti aree omogenee dal punto di vista del grado di pericolosità, distinte anche in base alla tipologia di fenomeno di dissesto individuato.

La stessa area può essere compresa da poligoni indicanti differenti tipologie di dissesto: ai fini della stesura della carta di fattibilità sono state considerate le aree nella quale la pericolosità del fenomeno è risultata più elevata.

L'area racchiusa dal poligono comprende oltre alle aree ove è effettivamente presente il fenomeno di dissesto, anche le aree di diretta influenza dello stesso.

Tutti questi dati sono stati recuperati dagli studi geologici vigenti e approvati.

Nell'individuazione delle aree omogenee si è tenuto inoltre conto delle aree mostranti indici di dissesto, identificate come "aree potenzialmente instabili".

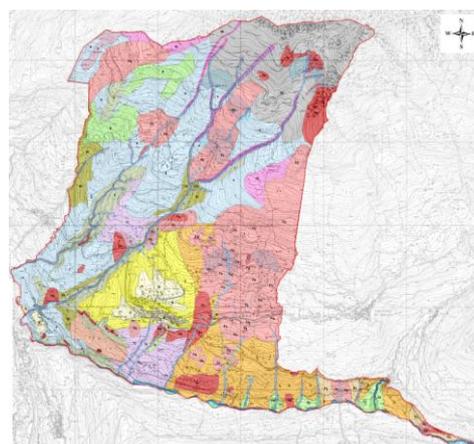


Fig. 6 Stralcio della Carta di Sintesi in scala Cevo Nord in scala 1:10.000

Il passaggio dalla cartografia di sintesi alla cartografia rappresentante la fattibilità geologica delle azioni di piano, avviene relazionando il grado di pericolosità individuato e la vulnerabilità delle aree sulle quali gravano fenomeni di dissesto reali e/o potenziali, in considerazione della destinazione d'uso del territorio.

5.0 FASE DI PROPOSTA

5.1 CARTA CON LEGENDA UNIFORMATA PAI

Il Comune di Cevo, in riferimento alla D.G.R. n. 2616/11, ricade nella Tabella 1 "Individuazione dei comuni compresi nella D.G.R. n.7/7365 del 11 Dicembre 2001 e nella D.G.R. n. 8/1566 del 22 Dicembre 2005, che non hanno concluso l'iter di cui all'art. 18 delle N.d.A. del PAI".

Il presente studio propone alcune modifiche alla carta dei Dissesti con Legenda Uniformata Pai.

In particolare è stata effettuata una sostanziale modifica ad un'area perimetrata come Frana attiva (Fa), ampliandone sensibilmente il perimetro e sono stati effettuati alcuni piccoli accorgimenti marginali di carattere cartografico di seguito dettagliatamente descritti.

La variazione relativa alla perimetratura della Frana attiva (Fa) interessa il pendio a monte della frazione di Andrista. La porzione coinvolta nella retinatura della frana attiva (Fa), nella nuova Carta Pai, risulta avere una superficie maggiore rispetto alla carta precedente in quanto si è valutata un'accelerazione del fenomeno di dissesto che potrebbe coinvolgere tutta l'area evidenziata.

A seguire viene riportato uno stralcio di confronto tra la vecchia Carta Pai e quella nuova proposta nel presente aggiornamento:

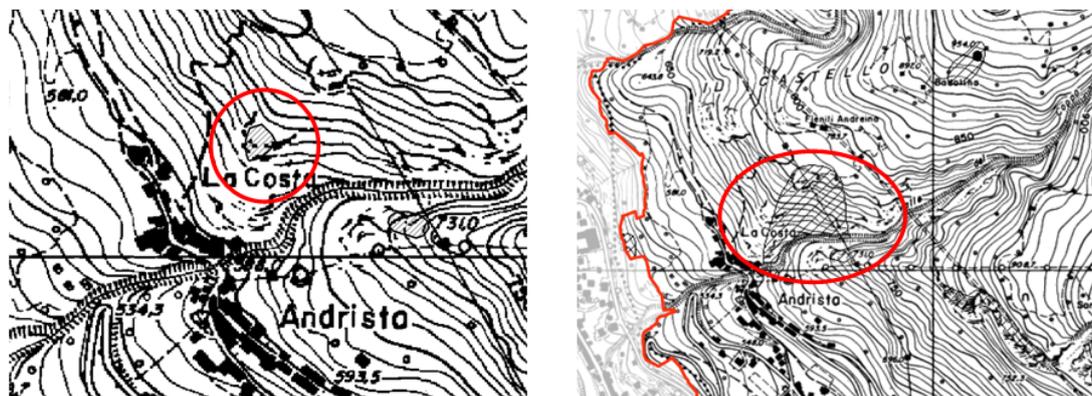


Fig. 7a-b Stralcio della vecchia carta (6a) e della nuova Carta dei Dissesti Pai (6b)

Le altre modifiche riguardano alcuni accorgimenti di carattere cartografico, in particolare la perimetratura dei fenomeni che insistono sul reticolo idrico è stata sistemata non cambiando la forma, ma facendo in modo che la delimitazione di tali aree andasse a ricomprendere lateralmente le aree sino ad arrivare all'asta idrica.

5.2 CARTA DI FATTIBILITA'

La carta della fattibilità geologica per le azioni di piano è stata redatta alla scala 1:2.000 (tavola 06) su volo aerofotogrammetrico e riprende la cartografia dello studio geologico a supporto del prg (L:R:41/97) del 1999, e alla scala 1:10.000 (tavola 05-A.B.) e successive integrazioni del 2004. Su base Carta Tecnica Regionale (ctr) la stessa carta di fattibilità è stata estesa a tutto il territorio comunale come integrazione ed aggiornamento a seguito della Legge 12/2005. Tali documenti, che rappresentano la sintesi delle problematiche rilevate nel territorio in esame in funzione della destinazione d'uso delle aree e quindi della pianificazione territoriale e urbanistica, sono stati desunti direttamente dalla perimetrazione eseguita per la stesura della Carta di Sintesi, attribuendo un valore di classe di fattibilità a ciascun poligono individuando le classi di ingresso relative al tipo di fenomeno, reale o potenziale, individuato e al suo stato di attività. Le carte sono state stese a partire dalle vecchie carte di fattibilità di cui il Comune era dotato confrontando gli shape files presenti sul geoportale della Regione Lombardia. A tal proposito le frane classificate come Fq (frane quiescenti) che interessano l'area ad est dell'abitato di Cevo (zona Canneto), sono state per congruità con lo studio geologico precedente approvato e per congruità con le richieste del parere regionale del 2000, riportate in classe 3* di fattibilità. Le altre aree di frana quiescente esterne a questi ambiti sono state inserite in classe 4 di fattibilità geologica.

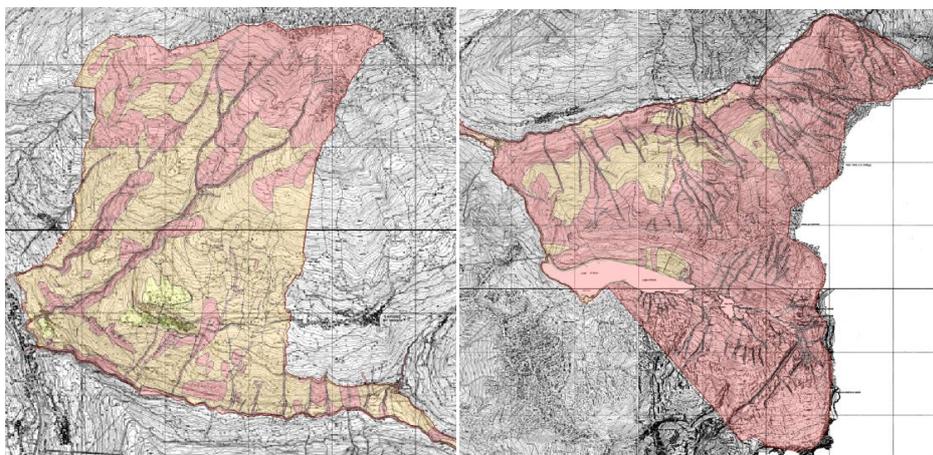


Fig. 8a-6b Stralcio della Carta di Fattibilità

I valori indicati nella classe di ingresso, per l'attribuzione della classe di fattibilità, sono diretta espressione della pericolosità dei fenomeni individuati e un'indicazione per la definizione della limitazione d'uso e di destinazione del territorio. In merito ai valori sortiti dalla fattibilità vengono fornite le prescrizioni per gli interventi urbanistici da attuare, nonché le indagini integrative e gli approfondimenti che devono essere obbligatoriamente eseguiti prima di procedere alla realizzazione di un'opera. Tali prescrizioni e indicazioni sono contenute nelle norme geologiche che verranno recepite nelle norme tecniche del nuovo Piano di Governo del Territorio.

Le prescrizioni forniscono inoltre indicazioni sulla tipologia di opere per la mitigazione del rischio che devono essere realizzate, e le attività di monitoraggio dei fenomeni di dissesto.

Le classi di fattibilità rispettano le indicazioni della Regione Lombardia e sono distinte con diverso colore e sigla nelle carte in scala 1:2.000, da classe 2 a classe 4, prevedendo delle sottoclassi che identificano la tipologia di fenomeno o di vincolo presente secondo lo schema:

a	Fenomeni di esondazione dei corsi d'acqua con prevalente o esclusiva portata liquida
Ca	Conoide non protetta
Cn	Conoide protetta
v	Problematiche connesse alla reale o potenziale instabilità dei versanti
Fa	Fenomeni di frana attiva
Fq	Fenomeni di frana quiescente
Fs	Fenomeni di frana stabilizzata
V	Fenomeni di valanga
r	Reticolo Idrico Minore e Principale

Ogni zona della carta di fattibilità in scala 1:2.000 è pertanto suddivisa secondo il fenomeno prevalente per l'area sottesa al poligono al quale riferire le norme della classe o della sottoclasse secondo gli articoli di seguito descritti.

Di seguito le classi individuate nelle carte in scala 1:10.000:

Classe 2: fattibilità con modeste limitazioni

In questa classe ricadono le aree nelle quali sono state rilevate condizioni limitative alla modifica di destinazione d'uso dei terreni, per superare le quali si rende necessario realizzare approfondimenti di carattere geologico-tecnico e/o idrogeologico e/o idrologico, finalizzati alla realizzazione di eventuali opere di bonifica, ma comunque relativi al singolo progetto.

Si tratta quindi di zone in cui la situazione geologica presenta un quadro leggermente problematico, ma che con l'applicazione di opportuni accorgimenti e/o introducendo eventuali limitazioni possono essere utilizzate.

Tale utilizzo presuppone l'effettuazione di accertamenti geologici per quanto limitati e finalizzati al singolo progetto edilizio.

In queste aree è pertanto consentito realizzare nuove edificazioni ed interventi di carattere edilizio, nel rispetto delle norme del Piano Regolatore Generale, con le eventuali limitazioni che verranno evidenziate nelle relazioni geologiche a supporto dei progetti.

Questa classe comprende le aree con acclività fino a 25° per terreni e 35° per le rocce. Sono comprese in le aree prossime alle scarpate morfologiche e ai versanti ripidi oggetto di potenziali fenomeni di instabilità.

Sono state incluse anche quelle aree senza particolari problemi di carattere geologico ma che per altitudine e caratteri geologici e paesaggistici richiederebbero, per il loro utilizzo, un preventivo e dettagliato studio geoambientale o comunque edificazione a basso impatto, rispettosa dell'elevato pregio naturalistico dei luoghi.

I progetti relativi a nuove edificazioni ricadenti in questa classe, devono essere preventivamente correlati da una nota geologica.

Classe 3:e 3* fattibilità con consistenti limitazioni

La classe 3 comprende aree caratterizzate da consistenti limitazioni alla modifica di destinazioni d'uso dei terreni per i rischi individuati.

In particolare, dovranno essere realizzati approfonditi studi geologici-geotecnici, eventualmente supportati da campagne geognostiche, prove in situ ed in laboratorio oppure studi tematici a carattere idrogeologico, ambientale, idraulico, ecc (in relazione alla tipologia di fenomeno e/o problematica geologica).

Il risultato di tali indagini dovrà consentire di precisare il tipo e l'entità massima dell'intervento nonché le opere da eseguirsi per la salvaguardia geologica o l'attuazione di sistemi di monitoraggio per tenere sotto controllo i fenomeni.

Nella classe 3 sono state inserite le aree acclivi, con pendenze superiori a 25° per i terreni e 35° per le rocce particolarmente fratturate o alterate; quelle potenzialmente interessate da fenomeni di dissesto idrogeologico di vario tipo: frane, crolli in roccia ecc

Nella classe 3* sono state inserite le aree classificate come Fq per congruità con lo studio precedente del 1999 e del 2004. La relazione geologico-tecnica dovrà in tal caso verificare la compatibilità dell'intervento con la tipologia di fenomeno di dissesto presente.

Per lo svincolo delle aree in classe 3 dovrà essere prodotto uno studio geologico e idraulico che deve verificare preventivamente la documentazione geologica allegata al P.R.G. ed eventualmente integrarla con verifiche di terreno e mediante campagne geognostiche, prove in situ ed in laboratorio oppure studi tematici a carattere idrogeologico, ambientale, idraulico, ecc.

Classe 4: fattibilità con gravi limitazioni

L'alto rischio evidenziato comporta gravi limitazioni per la modifica delle destinazioni d'uso delle particelle.

Dovrà essere esclusa qualsiasi nuova edificazione se non tenuta al consolidamento o alla sistemazione idrogeologica dei siti. Sono ammessi interventi di carattere pubblico che non prevedano la presenza continuativa di persone.

Per questa classe oltre che alle presenti norme si farà espresso riferimento alle norme tecniche di attuazione del PAI di cui all'Art.9.

Rogno, Novembre 2012

Dott. Geol. Luca Maffeo Albertelli