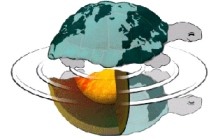




UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra  
Ciclo XXVIII



---

**Geologia del Quaternario  
e Geomorfologia  
della Bassa Valchiavenna**

Tesi di Dottorato di Ricerca

**Davide Tantardini**

Matricola R10108

*Relatori*

**Prof. Alfredo Bini †  
Prof.ssa Tiziana Apuani**

*Anno accademico*

**2014–2015**

*Coordinatore*

**Prof.ssa Elisabetta Erba**



---

*“Attenzione!  
L’esposizione accidentale alla conoscenza  
può causare danni ai vostri pregiudizi  
e alle vostre superstizioni.”*

*Rifugio “Osteria Alpina”, Codera, luglio 2015.*



---

# Sommario

<b>1. Introduzione.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Geologia della valle.....</b>	<b>3</b>
2.1 - Unità del Pennidico Medio .....	6
2.1.1 - Falda Tambò e Falda Suretta .....	6
2.2 - Unità del Pennidico Inferiore.....	7
2.2.1 - Misox zone.....	7
2.2.2 - Falda Adula.....	8
2.2.3 - Unità del Gruf .....	10
2.2.4 - Unità di Chiavenna .....	11
2.2.5 - Zona Bellinzona–Dascio.....	12
2.2.6 - Falda Simano (?).....	14
2.3 - Unità dell’Austroalpino Superiore.....	14
2.3.1 - Serie del Tonale / Gneiss del Monte Tonale .....	14
2.4 - Unità del Sudalpino .....	15
2.4.1 - Unità litostratigrafiche .....	15
2.4.2 - Unità tettonometamorfiche .....	16
2.5 - Intrusivi oligocenici periadriatici.....	17
2.5.1 - Plutone Bregaglia.....	17
2.5.2 - Granito di Novate.....	19
2.5.3 - Dicchi pegmatitici.....	20
2.6 - Evoluzione geologica .....	20
2.6.1 - Evoluzione prealpina e fase D1 .....	22
2.6.2 - Fase D2 .....	26
2.6.3 - Fase D3 .....	27
2.6.4 - Fase D4 .....	30
2.6.5 - Neotettonica .....	33
<b>3. Metodo.....</b>	<b>35</b>
3.1 - Criteri stratigrafici adottati .....	36
3.1.1 - Unità stratigrafiche.....	36
3.1.2 - Sezioni stratigrafiche e terminologia adottata.....	36
3.1.3 - Codifica di facies .....	36
3.2 - Rilevamento di terreno .....	39
3.3 - Cartografia utilizzata e problematiche.....	40
3.4 - Foto aeree ed ortofoto.....	42
3.5 - GIS.....	42
3.5.1 - Impostazione generale del progetto .....	43
3.5.2 - Cartografia: problemi e convenzioni usate .....	49
3.5.3 - Banca dati geomorfologica .....	54
3.6 - Dati preesistenti .....	56
3.6.1 - Sezioni stratigrafiche in affioramento.....	56
3.6.2 - Sezioni stratigrafiche da perforazioni nell’area di fondovalle .....	56
3.6.3 - Dati dal Progetto Valchiavenna .....	57
3.6.4 - Dati strutturali .....	57
3.6.5 - Cartografie storiche.....	57
3.6.6 - Dati geofisici.....	59
<b>4. Depositi quaternari.....</b>	<b>61</b>
4.1 - Alloformazione Cantù .....	61
4.1.1 - Versante N, Val Bregaglia .....	63
4.1.2 - Versante S , Val Bregaglia.....	65
4.1.3 - Versante W, bassa Valchiavenna.....	67
4.1.4 - Versante E, bassa Valchiavenna .....	70
4.1.5 - Alto Lario.....	72
4.2 - Alloformazione di Prato Fortunato.....	73

4.3 - Unità Postglaciale .....	74
4.3.1 - Successione sedimentaria del fondovalle .....	78
<b>5. Geomorfologia strutturale e litologica .....</b>	<b>85</b>
5.1 - Assetto strutturale della Valchiavenna .....	85
5.2 - Forme lineari sviluppate lungo strutture .....	87
5.3 - Superfici sviluppate lungo strutture .....	90
5.4 - Analisi dei dati .....	93
5.4.1 - Falda Suretta .....	93
5.4.2 - Falda Tambò .....	94
5.4.3 - Falda Adula .....	96
5.4.4 - Unità del Gruf, di Chiavenna e intrusivi periadriatici .....	99
5.4.5 - Southern Steep Belt .....	103
5.5 - Dossi .....	104
5.6 - Geomorfologia litologica .....	106
<b>6. Dinamica di versante .....</b>	<b>109</b>
6.1 - Deformazioni Gravitative Profonde di Versante .....	109
6.2 - Frane di scivolamento .....	122
6.3 - Frane di crollo .....	128
6.4 - Debris flow (colate di detrito) .....	132
6.4.1 - Colate di detrito .....	133
6.4.2 - Aree di colata detritica .....	136
<b>7. Morfologie fluviali e dinamica fluviale .....</b>	<b>141</b>
7.1 - Val Bregaglia .....	141
7.2 - Val Bodengo .....	144
7.2.1 - Forme di erosione in roccia .....	146
7.3 - Val Codera .....	147
7.4 - Val dei Ratti .....	148
7.5 - Piano di Chiavenna: fiumi Mera e Liro .....	149
7.5.1 - Conoidi .....	150
7.5.2 - Alvei braided .....	151
7.5.3 - Area tra San Cassiano, Somaggia e San Pietro .....	152
7.5.4 - Fiume meandriforme .....	154
7.5.5 - Fiume a canali rettilinei .....	155
7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna .....	156
7.6 - Pian di Spagna: fiume Adda .....	162
7.6.1 - Terrazzi fluviali .....	163
7.6.2 - Argini pensili .....	165
7.6.3 - Morfologie di costa .....	166
7.6.4 - Dinamica fluviale nel Pian di Spagna .....	167
<b>8. Morfologie periglaciali .....</b>	<b>175</b>
8.1 - Rock glacier .....	176
8.2 - Altre morfologie periglaciali .....	183
<b>9. Geomorfologia e dinamica glaciale .....</b>	<b>187</b>
9.1 - Morfologie erosive .....	188
9.1.1 - Morfologie erosive a piccola scala .....	188
9.1.2 - Morfologie erosive a grande scala .....	191
9.2 - Morfologie deposizionali .....	196
9.2.1 - Morfologie deposizionali sottoglaciali .....	196
9.2.2 - Morfologie deposizionali sopraoglaciali e marginoglaciali .....	197
9.3 - Ricostruzione della geometria dei ghiacciai allo LGM .....	205
9.4 - Rapporti tra i ghiacciai maggiori allo LGM .....	209
9.5 - Evidenze di glaciazioni precedenti lo LGM .....	213
9.6 - Piccola Età Glaciale .....	214
<b>10. Caratteristiche ed evoluzione del territorio .....</b>	<b>217</b>
10.1 - Evoluzione recente della Bassa Valchiavenna .....	219

---

<b>11. Conclusioni.....</b>	<b>223</b>
<b>Bibliografia.....</b>	<b>225</b>
<b>Ringraziamenti .....</b>	<b>237</b>
<b>Lista degli allegati.....</b>	<b>239</b>





# Capitolo 1

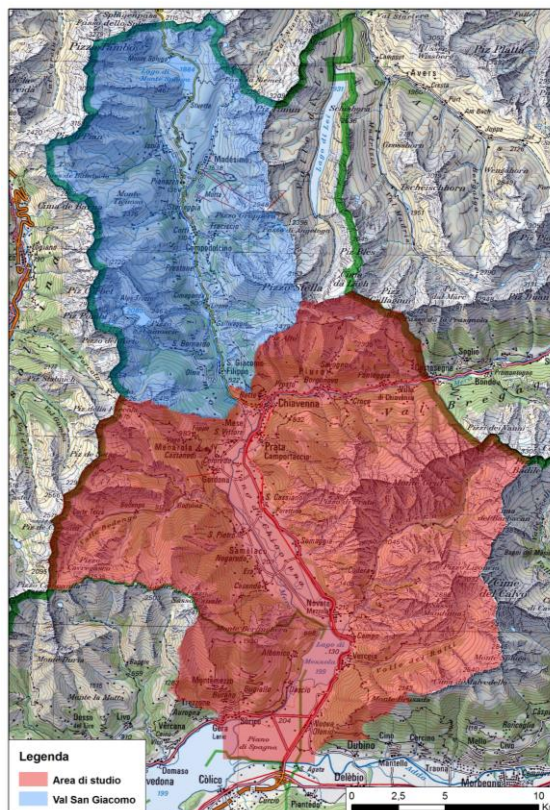
## Introduzione

Situata tra Alpi Lepontine e Alpi Retiche, incisione trasversale all'arco alpino, la Valchiavenna è un'area di grande importanza per la comprensione della geologia delle Alpi. Oggetto di studi geologici, petrografico – mineralogici e tettonico – strutturali da più di un secolo, la Valchiavenna è meno studiata dal punto di vista della geologia del Quaternario e della geomorfologia. Sul territorio valchiavennasco sono stati eseguiti studi locali, non estesi all'intera Valchiavenna, oppure riguardanti tematiche specifiche (di carattere ambientale – climatico, pedologico, glaciologico o idrologico, tra cui: Belloni, 1970; Bertuletti *et al.*, 1978; De Poli e Ghilardi, 1988; Pelfini e Belloni, 1990; Pero 1893 – 1894; Pignanelli 1931 – 1932; Pignanelli 1932; Scaramellini 1973; Tassani 1853, Sfondrini e Pasquarè, 2011).

Mancava uno studio organico sulla geologia del Quaternario e sulla geomorfologia della Valchiavenna: il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano lo ha iniziato nell'anno 2009, con il rilevamento ex novo dell'Alta Valchiavenna (Val San Giacomo, o Valle Spluga). Il rilevamento di quest'area è proseguito fino al 2011; nel 2012 è iniziato, con il presente lavoro, il rilevamento della Bassa Valchiavenna. Ad oggi, il rilevamento di terreno è completo per tutto il bacino del fiume Mera (Fig. 1.1).

Obiettivo del lavoro è stato ottenere un quadro omogeneo, completo e dettagliato della geologia del Quaternario e della geomorfologia della Valchiavenna, attraverso la produzione di una cartografia di dettaglio. La Valchiavenna, geograficamente raccolta ma sufficientemente estesa, geologicamente molto varia, ha permesso di indagare efficacemente la geomorfologia di un ambiente montano sotto molteplici aspetti e a tutte le scale.

La Bassa Valchiavenna si estende per 384 km<sup>2</sup>. L'estensione dell'area ha imposto sin dall'inizio dei lavori una scelta sulle modalità di rilevamento. Erano possibili due opzioni: un rilevamento di terreno eseguito da più soggetti concentrati ognuno su una porzione di territorio, che permettesse la raccolta, l'analisi e l'interpretazione dei dati per quell'area; oppure un rilevamento di terreno condotto da un solo operatore, esteso all'intera area, che si concentrasse sulla raccolta dei dati. Vista la complessità geologica e geomorfologica dell'area, è stato deciso di adottare questa seconda opzione, in modo privilegiare l'attività di rilevamento e ottenere dati omogenei per tutta la valle.



*Fig. 1.1 – Area di studio del presente lavoro e area coperta da studi precedenti (Val San Giacomo). Si arriva alla completa copertura del bacino idrografico del F. Mera, considerando una sezione di chiusura alla foce nel Lario. È esclusa la Valle di Lei, che drena verso il Mare del Nord.*

Il presente lavoro segue questa impostazione, e si concentra sulla descrizione dei risultati del rilevamento, più che sull'analisi esaustiva di tutti i dati rilevati e sulla loro interpretazione.

La morfologia di un territorio come la Valchiavenna deriva da una lunga storia geologica, e conserva molte testimonianze della propria evoluzione, soprattutto della più recente.

Per poter ricostruire questa evoluzione, è stato necessario indagare a tutto campo. Oltre al fondamentale rilevamento dei depositi quaternari, è stato condotto un rilevamento geomorfologico di tutte le morfologie presenti, qualunque fosse la loro origine: strutturale, da dinamica di versante, per erosione/deposizione in ambiente glacigenico, fluviale, per processi periglaciali.

Inoltre, sono state raccolte da bibliografia quante più informazioni possibile sulla geologia della Valchiavenna e dell'area circostante: questo perchè geomorfologia e geologia di un territorio sono intimamente connesse, e l'una non può prescindere dall'altra.

Per questo motivo, il capitolo iniziale fornisce l'inquadramento geologico e dell'evoluzione tettonica dell'area, allo stato dell'arte. A seguire, è presentata la metodologia di lavoro adottata durante il rilevamento di terreno, l'organizzazione dei dati in GIS e la restituzione della cartografia geomorfologica tematica. I capitoli successivi presentano i risultati del rilevamento di terreno, innanzitutto per quanto riguarda la geologia dei depositi quaternari, quindi per le morfologie, suddivise per tipologia: morfologie strutturali, da dinamica di versante, morfologie fluviali, periglaciali, glaciali. I capitoli conclusivi riassumono le caratteristiche dell'area e la sua evoluzione recente, inquadrata in un contesto regionale. I dati di terreno, infatti, pur se non analizzati in modo esaustivo e completo, hanno comunque permesso di proporre una ricostruzione della storia geologica recente dell'area.

Il lavoro svolto ha permesso la redazione di quattro carte tematiche dell'area. La cartografia non è pensata come allegato al presente testo, bensì piuttosto il contrario. Le carte, redatte alla scala 1:15.000, contengono la maggior parte delle informazioni raccolte, tramite un rilevamento a scala 1:10.000, riguardanti i depositi quaternari e le morfologie presenti in Bassa Valchiavenna. Quei dati geomorfologici che non possono essere letti sulla carta si trovano, in allegato, all'interno delle schede descrittive degli elementi morfologici. Il testo rappresenta le note illustrative alla cartografia: contiene le descrizioni dei depositi e delle morfologie (le più significative), le analisi delle loro caratteristiche, le interpretazioni genetiche per esse proposte e le ricostruzioni eseguite.

Alcuni estratti cartografici sono riportati nel testo per agevolare la lettura. La legenda dei simboli è presente, oltre che nella cartografia, anche nel paragrafo 3.5.1 - Impostazione generale del progetto.

---

## Capitolo 2

### Geologia della valle

La Valchiavenna costituisce la parte più occidentale della Provincia di Sondrio e si sviluppa a partire dai rilievi a Nord dell'Alto Lario e lo spartiacque principale dell'arco alpino (Fig. 1.1).

Il bacino vallivo è suddivisibile in tre parti a partire dalla città di Chiavenna che rappresenta il punto di confluenza della Val Bregaglia verso E, della Val San Giacomo verso NNW, e verso S della bassa Valle della Mera, caratterizzata dalla piana alluvionale (Piano di Chiavenna) che sbocca nel Lago di Mezzola e quindi nel Pian di Spagna e nell'Alto Lario.

Il territorio è marcatamente montuoso, con un forte contrasto tra il fondovalle del Piano di Chiavenna che si sviluppa tra i 200 m s.l.m. in corrispondenza della sponda N del Lario e i 260 m s.l.m. a S di Chiavenna e i rilievi, che raggiungono quote elevate (fino ai 3308 m del Pizzo Badile, al confine con la regione dell'Engadina). Le cime più alte sono raggruppate nella zona del Pizzo Badile, alla testata della Val Codera, e alla testata della Val San Giacomo, con quote superiori o molto vicine ai 3000 m s.l.m..

La Val San Giacomo costituisce l'ideale prolungamento della parte settentrionale del Piano di Chiavenna verso NNW. Il fondovalle principale, 16 km dal Monte Cardine verso Sud, è quasi rettilineo, dato che si sviluppa lungo un sistema di faglie trascorrenti (Tantardini *et al.*, 2013; Ciancaleoni e Marquer, 2006).

La Val Bregaglia si estende in direzione E–W in territorio italiano, per poi curvare verso ENE. Le valli tributarie si diramano da essa in direzione N–S o NNW–SSE. Nella zona di fondovalle, a N del talweg, è presente il contatto tra l'Unità di Chiavenna e la Falda Tambò.

La bassa Valchiavenna è una valle costituita da tre spezzoni orientati il centrale NNW–SSE, il settentrionale e il meridionale NNE–SSW. Il versante destro della bassa Valchiavenna è costituito per più di metà dal bacino della Valle Bodengo: l'alta Valle Bodengo, la Valle Soè e la Valle Garzelli sono tre assi vallivi paralleli orientati NNE–SSW che si innestano da S nella media Val Bodengo. Qui si innesta, da N, tramite un tratto di valle orientato NW–SE, la Val Pilotera costituita dalla meridionale Val Piodella, parallela alla media Val Bodengo, e dalla settentrionale Val Pesciadello. La bassa Val Bodengo è caratterizzata da un canyon stretto, profondo e tortuoso, in un'area a forte controllo strutturale che comprende anche la zona di Signame.

Più a N si trova la Valle Forcola, che si sviluppa in direzione NW–SE digradando abbastanza regolarmente dalla cresta spartimari fino al Piano di Chiavenna. La Val Bodengo presenta invece un dislivello piuttosto marcato tra il fondovalle e il Piano di Chiavenna. Tra bassa Val Bodengo, Valle Garzelli e il Monte Berlinghera sono presenti alcune valli minori, con una topografia piuttosto ostile soprattutto nella metà inferiore dei versanti.

La situazione è quasi ribaltata sul versante sinistro della bassa Valchiavenna: a Nord è presente la lunga e stretta Valle Schiesone, orientata NW–SE. Più a S, tra gli imbocchi della Valle Schiesone e della Valle Codera, è presente un'area con valli corte e ripide che percorrono un versante dalla topografia molto ostile. Proseguendo verso Sud si trovano gli imbocchi prima della Val Codera e poi della Val dei Ratti. Entrambe queste valli sono sospese sul Piano di Chiavenna. La Val Codera è composta da tre grossi spezzoni: la media Val Codera è orientata in direzione E–W, l'alta e la bassa valle sono orientate in direzione SE–NW.

La Val dei Ratti è orientata in direzione WSW–ENE, e alla sua testata si apre in due grandi conche che guardano verso Nord e verso Sud. Tra l'imbocco della Val Codera e della Val dei Ratti si aprono due valli minori orientate E–W.

La topografia è più dolce sulla cresta spartiacque Valtellina–Valchiavenna e nella zona del Monte Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale, in Alto Lario, complice il dissesto profondo dei versanti e la maggior presenza di depositi glaciali. La zona Berlinghera–Sasso Canale orientale presenta una topografia dolce e arrotondata, seppur fortemente controllata da lineamenti strutturali. A W sono presenti valli abbastanza strette al fondo, ma che a quote maggiori si aprono, con versanti meno acclivi e con ampie testate di valle.

La Valchiavenna ha una posizione centrale all'arco alpino. Vi affiorano unità del Dominio Pennidico Superiore e Medio, intrusivi oligocenici periadriatici e, in una piccola area a S della Linea Insubrica, rocce dei domini Sudalpino e Austroalpino:

- Pennidico Superiore:
  - Falda Suretta
  - Falda Tambò
- Pennidico Inferiore:
  - Misox zone
  - Falda Adula
  - Unità di Chiavenna
  - Unità del Gruf
  - Zona Bellinzona – Dascio
  - Falda Simano (?)
- Austroalpino Superiore
  - Serie del Tonale / Gneiss del Monte Tonale
- Sudalpino:
  - Sedimentario lungo la Linea Insubrica
  - Gneiss di Mantello
- Intrusivi terziari:
  - Plutone Masino – Bregaglia
  - Granito di Novate

La Valchiavenna e le aree circostanti sono una delle più studiate nell'arco alpino. La quantità di informazioni disponibili sulla geologia di quest'area è notevole, e ancora in crescita dato che sono rimaste diverse questioni irrisolte (ad es. l'esatta provenienza ed evoluzione dell'Unità di Chiavenna, l'esatta evoluzione della Falda Adula, soprattutto nella porzione meridionale, ecc...). È da sottolineare il fatto che quasi tutti gli autori che negli ultimi decenni hanno lavorato sulla geologia di questo pezzo di catena alpina sono stranieri. Questo si traduce nel fatto che per quest'area l'ultima carta geologica dell'intera area risale al 1988: si tratta di una cartografia non di dettaglio (1: 50.000), e che risale a 26 anni fa (Montrasio e Sciesa, 1988). Le informazioni sulla geologia dell'area in esame sono quindi non aggiornate, e poco precise. Questo è stato un grossissimo scoglio per il presente lavoro. Si è cercato di sopperire il più possibile tramite cartografie pubblicate da Autori esteri, ma alcune aree sono rimaste comunque scoperte (Falda Adula).

Come già detto, le informazioni presenti in letteratura sulla zona della Valchiavenna sono in notevole quantità. Nelle pagine che seguono si vuole fornire un inquadramento delle caratteristiche di ogni unità

e dell'evoluzione geologica dell'area. Si è cercato di rendere tale inquadramento il più dettagliato possibile senza però perdere in chiarezza: si rimanda ai vari Autori (in Bibliografia) per una trattazione esaustiva e approfondita.

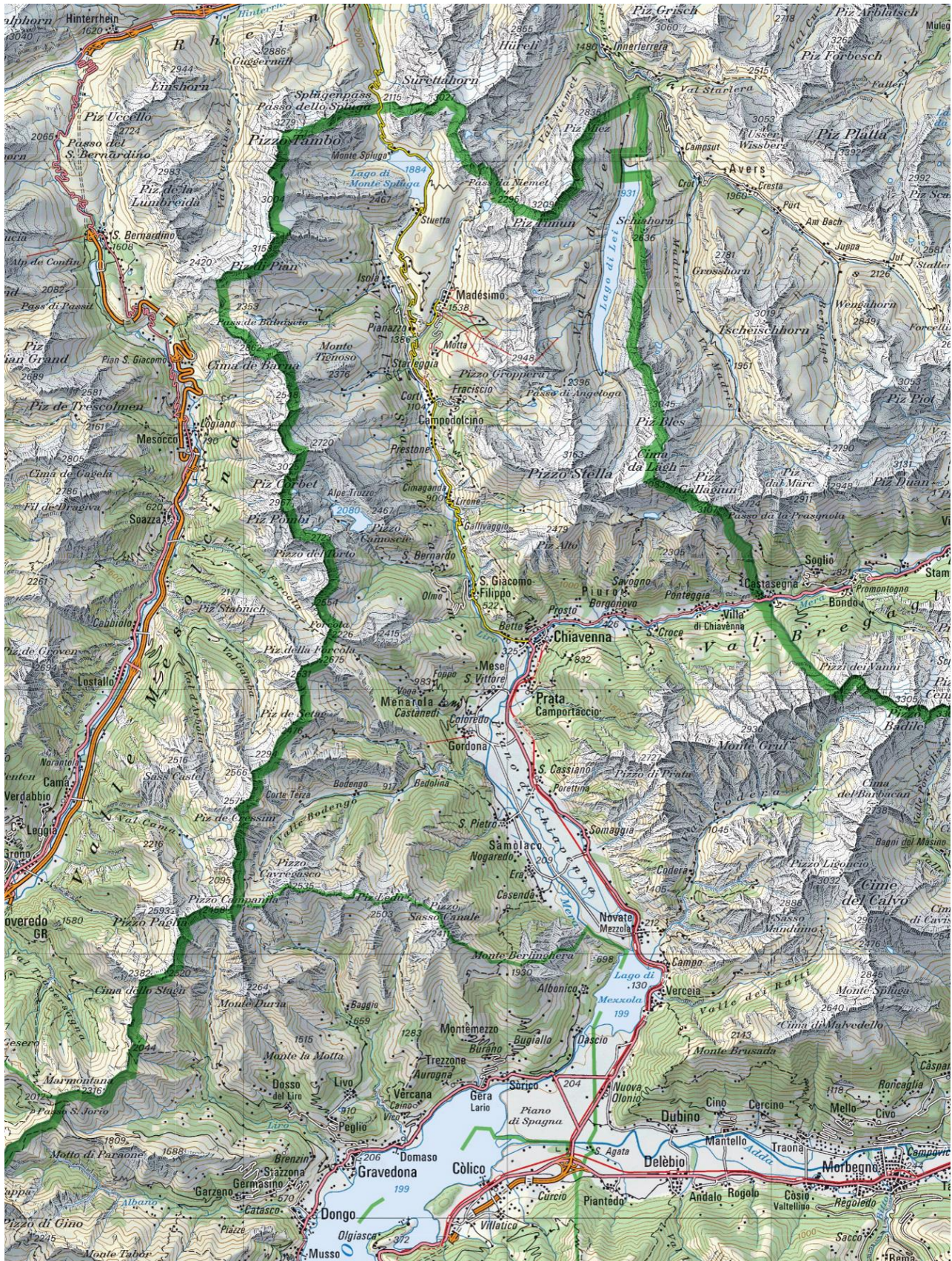


Fig. 2.1 – Carta della Valchiavenna. Cartografia di base svizzera 1: 200.000.

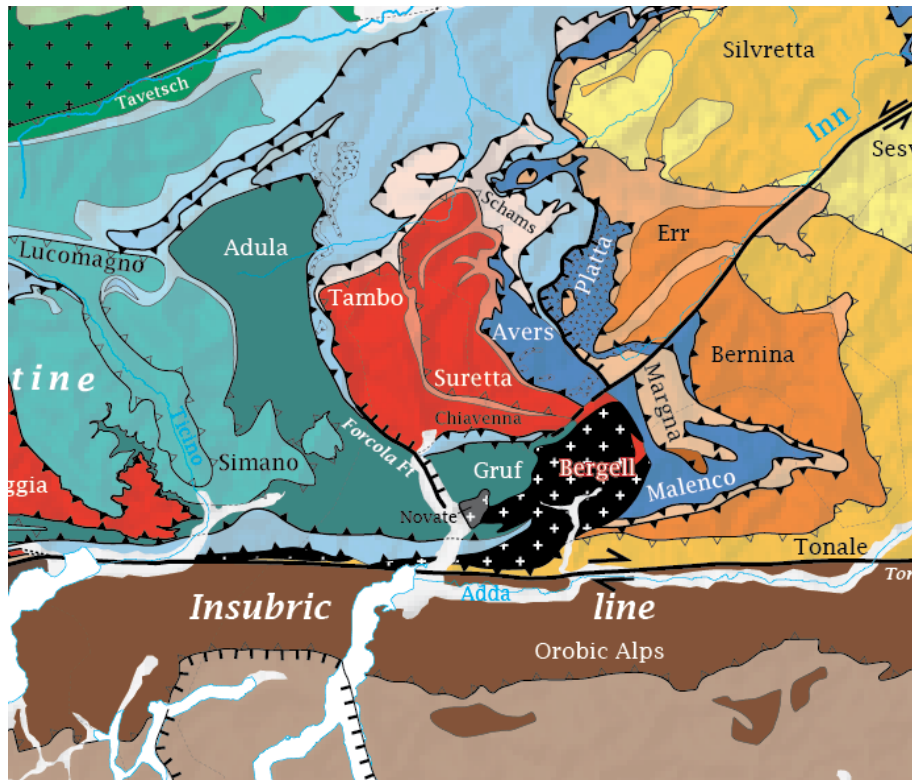


Fig. 2.2 – Estratto da *Tectonic framework of the Alps*, Bousquet et al.2012.

## 2.1 - Unità del Pennidico Medio

### 2.1.1 - Falda Tambò e Falda Suretta

In Val San Giacomo, e sui versanti Nord di Valle Forcola e Val Bregaglia affiorano rocce appartenenti alla Falda Tambò e alla Falda Suretta (Fig. 2.2). Queste due unità, e le coperture a esse associate, fanno parte del dominio Pennidico medio, che assieme alla Falda Schams appartengono alla parte Est del Brianzone.

Tali unità sono state interpretate già dagli albori della geologia alpina (Argand, 1911) come pieghe – falde coricate, costituite da nuclei di rocce gneissiche (basamenti cristallini) separati da sottili setti di coperture metasedimentarie. Le Falde Tambò e Suretta sono infatti sottili scaglie tettoniche, spesse circa 3,5 km e sormontate da una copertura metasedimentaria autoctona molto ridotta (Stampfli *et al.*, 1998). Il basamento delle due falde è policciclico in quanto è stato interessato non solo dall’orogenesi alpina ma anche dalla precedente orogenesi varisica.

La maggior parte del basamento della Falda Tambò è composto da paragneiss, metapsammiti o “metagreywackes”, rispettivamente rocce metamorfiche con un protolito sedimentario principalmente arenitico o arenitico grossolano – argilloso, ricche in feldspati di Na e K. Sono presenti anche metapeliti, sotto forma di micascisti con minerali pre alpini (staurolite, cianite, andalusite, granato, muscovite, biotite) e nella parte Sud alcune migmatiti (Baudin *et al.*, 1993). Gli Gneiss di Foppa (ortogneiss granodioritici a grana fine di probabile età varisica) tagliano l’intera falda (Stampfli *et al.*, 1998), affiorando presso la Cima di Barna e in Val Febbraro (Sciesa, 1991).

Nella parte Nord della Falda Tambò sono presenti lenti di rocce mafiche e ultramafiche, metamorfosate in anfiboliti, in cui il metamorfismo retrogrado (in prasiniti o ovarditi) ha risparmiato alcune pirosseniti e eclogiti (Baudin *et al.*, 1993). La parte Sud della Falda Tambò è costituita dal Metagranito del Truzzo, complesso granitico tardo varisico: è un corpo omogeneo di granito porfirico,

che nei volumi maggiormente deformati dagli stress alpini si presenta come ortogneiss occhiadino, flasergneiss, gneiss laminato e a bande, con abbondanti inclusi basici e di scisti incassanti e con filoni aplitici. Presso il Lago del Truzzo vi sono anche facies migmatitiche (Sciesa, 1991). L'età dell'intrusione, aggiornata varie volte, è attualmente fissata in  $268,0 \pm 0,4$  Ma (datazione U – Pb, Marquer *et al.*, 1998).

Il basamento policiclico della falda Suretta è composto da litologie analoghe a quelle del basamento della Falda Tambò (paragneiss, ortogneiss, anfiboliti e migmatiti), e da un'intrusione tardo varisica in alti livelli crostali o subvulcanica, sviluppata nella parte frontale della Falda e datata al Permiano inferiore: le Metarioliti (o Porfiroidi) di Roffna (Marquer *et al.*, 1998; Stampfli *et al.*, 1998). Nell'area del Passo Spluga l'associata copertura vulcanosedimentaria delle metarioliti, autoctona, è composta da metatufiti e metacineriti fortemente deformati. L'età delle Metarioliti di Roffna è fissata attualmente a  $268,3 \pm 0,6$  Ma (metodo U – Pb, Marquer *et al.*, 1998).

Gannser (1937) indica come la Falda Tambò (Pennidico medio) sia separata dalla sottostante Adula (Pennidico inferiore) da una copertura mesozoica, la Misox zone (Sinclinale della Mesolcina *Auct.*); le falde Tambò e Suretta sono analogamente separate da una copertura metasedimentaria mesozoica di spessore variabile, la Splügen zone (Sinclinale dello Spluga *Auct.*; Vezzoli, 1976).

La Splügen zone è stata a lungo considerata (Baudin *et al.*, 1993) come un'unica unità, sebbene mostri una complessa struttura interna. Tuttavia (Baudin *et al.*, 1995), le coperture metasedimentarie della Falda Tambò e della Falda Suretta mostrano evidenti similitudini tra di loro e con le serie mesozoiche del Brianzonese interno francese (Acceglio zone). Le coperture delle falde Suretta e Tambò hanno alla base vulcanoclastiti permiane metamorfosate in gneiss, progressivamente gradanti in conglomerati quarzosi triassici e seguiti da un livello di quarzite, con, localmente, scisti pelitici del Triassico inferiore e carbonati medio triassici. Sopra di esse o sopra il basamento, in inconformità, sono presenti calcescisti e brecce di spessore variabile. Si passa poi a un livello di carniola, localmente presente alla base di una sequenza composta di marmi e dolomie del Triassico medio, a marmi nerastri del Giurassico medio e a marmi massivi bianchi (Giurassico superiore). La sequenza termina con calcescisti e brecce, che a Est (Falda Suretta) sono in contatto con i Calcescisti dell'Avers.

L'analisi stratigrafica (Baudin *et al.*, 1995) indica che la copertura metasedimentaria delle falde Tambò e Suretta risulta divisa in due unità: una serie autoctona inferiore, molto sottile, e una serie alloctona superiore molto più spessa, caratterizzata dai calcari mesozoici, indicata come Falda Starlera. La Falda Starlera è sovrascorsa sopra Suretta e Tambò precocemente, prima che con un meccanismo di thrust fuori sequenza il sovrascorrimento della Suretta sopra la Tambò la dividesse in due parti.

## 2.2 - Unità del Pennidico Inferiore

### 2.2.1 - Misox zone

La Misox Zone (Sinclinale della Mesolcina *Auct.*) è una unità composta soprattutto da scisti calcarei mesozoici con sottili lenti allungate di gneiss, intercalati ad anfiboliti derivate da basalti oceanici e a unità di basamento continentale (Unità di Ucello e Mélange di Gadriol; Steinmann, 1994) estremamente assottigliate (Nagel, 2008; Meyre *et al.*, 1998). I suoi sedimenti rappresentano l'estremità S dei Bündnerschiefer nord pennidici.

Separa la Falda Adula dalla Falda Tambò. Dato che la Falda Adula ha provenienza paleogeografica europea mentre la Falda Tambò è parte del dominio Brianzonese, la Misox Zone rappresenta la sutura risultante dalla chiusura dell'Oceano Vallesano avvenuta durante l'Eocene medio-superiore (Meyre *et al.*, 1998; Stampfli *et al.*, 1998). In affioramento, la Misox Zone è troncata a S dalla Faglia Forcola: ciò

porta al contatto diretto tra Adula e Tambò. Lo spessore non supera gli 800 m nella zona centrale (in territorio svizzero) (Meyre *et al.*, 1998).

### **2.2.2 - Falda Adula**

La Falda Adula è la più estesa unità penninica delle Alpi Centrali. Affiora sul versante destro della Valchiavenna tra il Passo della Forcola e il Lago di Mezzola, e sul versante sinistro in un più piccolo volume all'altezza del Lago di Mezzola (Sciesa, 1991).

La struttura della Falda Adula è molto complessa: per questo è stata ed è ancora oggi una delle più investigate, ma sul solo territorio svizzero. In territorio italiano, gli studi sono molto pochi e di dettaglio. In particolare non è ancora ben delineato il limite inferiore con la Falda Simano (vedi poi).

La Falda Adula è composta da crosta continentale europea e comprende (Berger *et al.*, 2005) nove sottounità, volumi di roccia spesso sottili sovrascorsi l'uno sull'altro. Questa suddivisione riflette essenzialmente delle associazioni litologiche: dall'alto verso il basso strutturale (e quindi da N a S) un primo gruppo composto da gneiss granitici e in minor misura gneiss a bande; un secondo gruppo caratterizzato da unità di mélangé e gneiss del basamento associati a marmi, metabasiti con relitti eclogitici e ultrametabasiti; un terzo comprendente migmatiti, gneiss e metasedimenti nel territorio valchiavennasco (tra Val Bodengo e Bregaglia).

Recentemente (Nagel, 2008) è stata riconfermata la presenza di una finestra tettonica (finestra di Lostalio, identificata da Staub, 1926, poi negata) in cui affiora la sottostante Falda Simano. Sono tuttavia presenti forti incertezze sul limite occidentale della finestra (vedi paragrafo 2.2.6 - Falda Simano (?)) che deve essere considerato ancora sconosciuto.

Rimandiamo agli Autori sopra citati per una trattazione esaustiva sulla geologia dell'intera Falda Adula. L'unità, secondo la loro interpretazione, comprende anche l'attuale Unità del Gruf. Ce ne discostiamo in quanto secondo i lavori più recenti, e gli unici legati a un rilevamento di terreno condotto a scala di buon dettaglio, l'Unità del Gruf ha avuto una evoluzione diversa rispetto al resto della Falda Adula (vedi più sotto).

La parte SE della Falda Adula (il terzo gruppo di Berger *et al.*, 2005) comprende le rocce affioranti in Valchiavenna; ne va esclusa l'Unità del Gruf per i motivi di cui sopra. Essa è composta principalmente da gneiss migmatitici con protolito metasedimentario e granitico, e anche da due corpi granitoidi (duomi di Soè e di Garzelli; Blattner, 1965). Tutte queste migmatiti sono fortemente piegate e deformate; sono presenti rari sottili livelli di rocce ultramafiche. Gli gneiss metasedimentari mostrano fusione parziale solo localmente; negli gneiss a protolito granitico la fusione parziale è molto più diffusa.

Molto diversi sono i duomi di Soè e di Garzelli, composti da rocce leucocratiche: graniti a due miche con plagioclasio a contenuto variabile di An (Blattner, 1965). La tessitura è granitica, solo localmente debolmente foliata. Le datazioni radiometriche (Rb–Sr) eseguite da Hännny *et al.* (1975) indicano per le migmatiti e i corpi di gneiss granitoidi età tra 280 e 350 Ma BP (varisica) mentre le datazioni U–Pb su zirconi pur essendo altamente discordanti indicano la presenza di componenti di zirconi più vecchie di 450 Ma BP.

Queste rocce sono state interessate in tempi più recenti (circa 23 Ma BP) da condizioni di metamorfismo di alto grado coevo con l'intrusione Novate (datazioni U/Pb su monazite, Hännny *et al.*, 1975; Liati *et al.*, 2000). Sia in Val Bodengo che nell'Unità del Gruf sono molto diffuse apfite e pegmatiti chimicamente e strutturalmente affini a graniti di tipo Novate (Blattner, 1965; Fumasoli, 1974, Hännny, 1972, Guastoni *et al.*, 2014) (vedi 2.5.3 - Dicchi pegmatitici).



La foliazione dominante nella falda Adula, immerge verso NW. Nella porzione meridionale su questa foliazione si sono sovrapposte almeno due fasi di piegamento (fasi Claro e Cressim) che interessano anche la porzione superiore della Falda Simano. Le pieghe della fase Claro, più vecchie, hanno asse diretto NW–SE e piano assiale immergente verso NW a basso angolo. Sono associate a taglio duttile che ha mosso la porzione superiore verso SE.

Il piegamento nella fase Cressim ha originato la foliazione con inclinazione ad alto angolo presente nella zona S della Falda Adula, e funge da zona di transizione tra la foliazione meno inclinata a N e la Southern Steep Belt (Fig. 2.3).

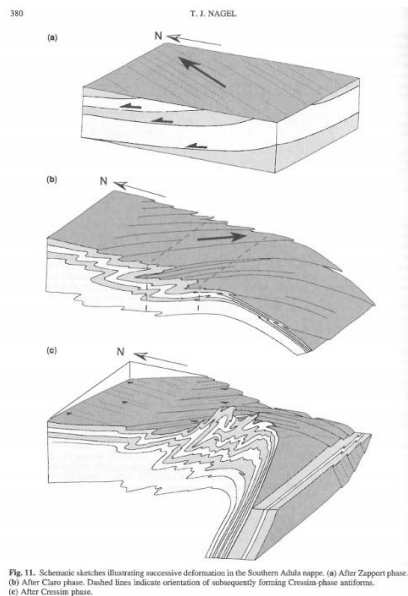


Fig. 2.3 – Ricostruzioni schematiche delle fasi di deformazione successiva nella Falda Adula meridionale. a) dopo la Fase Zapport. b) dopo la fase Claro. Le linee tratteggiate indicano l'orientazione delle successive antiformi della Fase Cressim c) dopo la Fase Cressim.

Fig. 11. Schematic sketches illustrating successive deformation in the Southern Adula nappe. (a) After Zapport phase. (b) After Claro phase. Dashed lines indicate orientation of subsequently forming Cressim phase antiforms. (c) After Cressim phase.

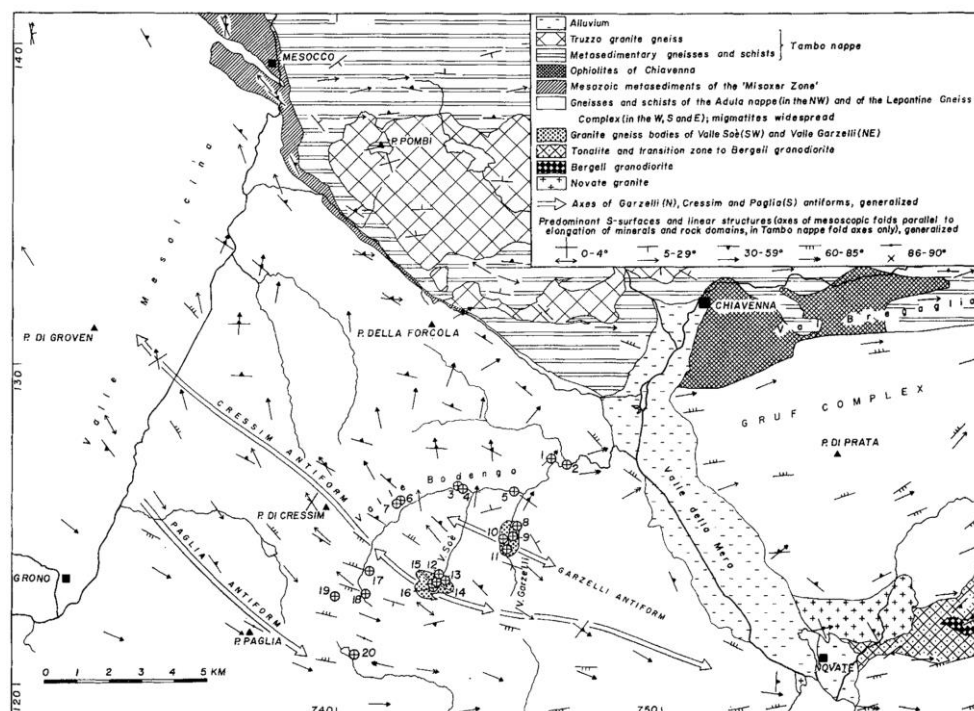


Fig. 2.4 – Mappa strutturale del versante W della bassa Valchiavenna. (Hänny et al., 1975).

A piccola scala, possono essere individuate tre pieghe maggiori: (Fig. 2.4). Da N verso S: l'antiforme Garzelli (Hänny et al., 1975), l'antiforme Cressim e l'antiforme Paglia. L'antiforme Cressim, la più lunga, si estende dalla Val Mesolcina fino all'intrusione Bregaglia, e presenta un asse inclinato verso E

(Blattner, 1965). La giacitura della foliazione presenta generalmente una immersione verso N–NE; nei fianchi di piega la foliazione ha inclinazione media, ma localmente, negli assi di piega, è presente una foliazione subverticale.

### 2.2.3 - Unità del Gruf

Fino a pochi anni fa per l'Unità del Gruf (Galli *et al.*, 2013) mancava un rilevamento geologico-strutturale di dettaglio: di conseguenza la posizione tettonica dell'unità all'interno della pila di falde alpine e la sua evoluzione non sono mai state più che ipotesi.

La letteratura ne proponeva tre interpretazioni: il Complesso del Gruf era considerato: la propaggine orientale della Falda Adula (Schmid *et al.* 1996<sup>b</sup>; Davidson *et al.* 1996; Frey and Ferreiro Mählmann 1999; Berger *et al.* 2005); equivalente alla Zona Bellinzona–Dascio (Wenk 1973; Wenk and Cornelius 1977; Milnes and Pfiffner 1980); una unità indipendente (Staub 1946; Hännly *et al.* 1975).

Gli ultimi studi (Galli, 2010; Galli *et al.* 2011; Galli *et al.*, 2013) permettono di conoscere con buon dettaglio la geologia del Gruf, e indicano che questa unità è un corpo migmatitico associato al Plutone Bregaglia e distinto dalle altre unità Pennidiche, in particolare dalla Falda Adula (Galli *et al.*, 2013). Uno dei motivi principali della distinzione è la completa assenza nel Complesso del Gruf di eclogiti, indicanti un metamorfismo di altissima pressione. Sono invece presenti rocce che testimoniano un metamorfismo di alta e altissima temperatura.

Il complesso del Gruf è composto principalmente di ortogneiss migmatitici quarzo–feldspatici, paragneiss migmatitici e rocce metapelitiche a biotite, sillimanite, granato e cordierite in quantità variabile (Galli *et al.* 2011). La migmatizzazione è avvenuta per la maggior parte contemporaneamente o poco dopo la messa in posto del Plutone Bregaglia. Negli gneiss migmatitici sono presenti numerose lenti metriche e inclusi centimetrici di rocce mafiche, ultramafiche, metapelitiche e calcaree; esse sono particolarmente concentrate al contatto con il Plutone Bregaglia (Galli *et al.* 2011). Queste rocce sono state interpretate come equivalente della Zona Bellinzona–Dascio e dell'Unità di Chiavenna (Diethelm, 1989; Davidson *et al.*, 1996; Schmid *et al.*, 1996<sup>a</sup>) (vedi più sotto) e considerate dei relitti della sutura dell'Oceano Nord pennidico che connetteva l'Unità di Chiavenna e la Misox Zone con la Zona Bellinzona–Dascio.

In minor quantità (Fig. 2.5) sono presenti charnokiti (rocce metamorfiche di alta temperatura quarzo–feldspatiche a ortopirosseno). Galli *et al.* hanno distinto tra i vari litotipi presenti sei tipi di granuliti: scura, massiva, a saffirina, ortopirosseno, cordierite e granato; scura, massiva, a ortopirosseno, sillimanite, cordierite e granato con saffirina; scura, massiva, a ortopirosseno, cordierite, granato; scura, foliate, a saffirina, ortopirosseno e granato; felsica, foliata, a ortopirosseno e granato con saffirina; felsica, foliata, a saffirina e ortopirosseno.

A S e ad E il Complesso del Gruf è intruso dal plutone Bregaglia. A N il Complesso del Gruf è separato dall'Unità di Chiavenna e dalla Falda Tambò dalla cosiddetta Linea del Gruf, descritta come una zona milonitica verticale e fortemente ricristallizzata (Schmutz, 1976). In realtà, diversi lavori (Huber *et al.*, 1996; Huber *et al.*, 1998; Galli, 2013) indicano l'assenza della Linea del Gruf o di una particolare zona di faglia inversa come indicata da Bucher–Nurminen e Droop (1983) o Berger *et al.* (1996). Al contatto N del Complesso del Gruf è presente invece una zona milonitica sviluppata solo per pochi metri al massimo. Ciò suggerisce che la deformazione accompagnata al sollevamento del Gruf rispetto all'Unità di Chiavenna e alla Falda Tambò sia stata accomodata dagli ortogneiss biotitici affioranti a S del contatto o almeno dalla loro porzione settentrionale, che avrebbero agito deformandosi viscosamente (Galli *et al.* 2013). Ciò spiegherebbe la particolare quantità di inclusioni mafiche in queste rocce, che sarebbero state incorporate durante il movimento.

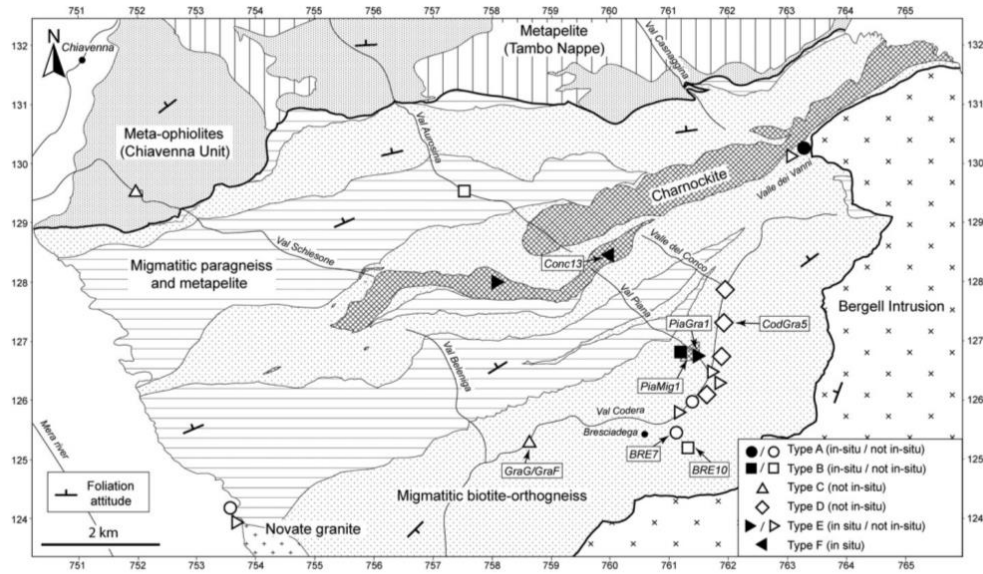


Fig. 2. Simplified geological map of the Gruf unit and locations of charnockites and different types of granulites in simplified geological map of the Gruf Complex. Location of the investigated samples is also indicated.

Fig. 2.5 – Carta geologica semplificata del) Complesso del Gruf. (da Galli et al., 2011

### 2.2.4 - Unità di Chiavenna

L'Unità di Chiavenna è un corpo mafico – ultramafico collocato nel letto della Falda Tambò a N dell'Unità del Gruf. È smembrato in tre corpi di volume crescente verso E. Consiste di metaperidotiti, anfiboliti (la quasi totalità del volume), carbonati (rari livelli discontinui spessi da centimetri a metri) (Huber e Marquer, 1998) ed è stata considerata dai primi Autori che vi hanno lavorato come una sequenza ofiolitica (Talerico, 2000). Poiché le peridotiti si trovano sopra le anfiboliti, la sequenza è stata interpretata come sequenza ofiolitica rovesciata.

In realtà analisi condotte su campioni litologici negli ultimi anni (Pomati, 2013) indicano che l'Unità di Chiavenna è formata in gran parte da anfiboliti e peridotiti, e rispetto ad una complesso ofiolitico classico è priva di alcuni termini litologici come gabbri, complessi di dicchi basici (anche se questi ultimi non sono mai stati osservati nelle ofioliti alpine) e copertura metasedimentaria, la quale avrebbe una stratigrafia specifica se fosse una copertura sopra-ofiolitica.

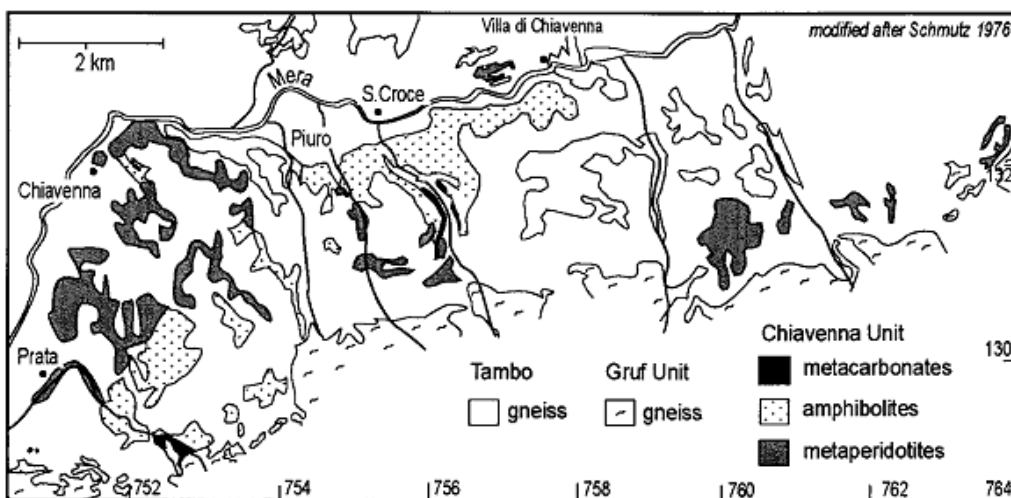


Fig. 2.6 – Carta geologica dell'Unità di Chiavenna. Talerico, 2000.

Le metaperidotiti presentano varie associazioni di minerali metamorfici: magnetite, clorite, talco, anfibolo, olivina, pirosseno con differenti gradi di serpentinizzazione. Sono presenti in alcune zone

rocce quasi monomineraliche formate da talco, antigorite, clorite o anfibolo; clinopirosseni e spinelli sono rari.

Sono presenti diversi tipi di anfiboliti: anfiboliti verdine a grana fine talvolta a livelli con plagioclasio, quarzo, anfibolo, biotite, clorite, epidoto (zoisite), titanite e ossidi; anfibolite massive scure grossolane con una tessitura meta-gabbroica, “flaser”, composte da plagioclasio, anfibolo e biotite; anfiboliti multicolori a livelli centimetrici associate a boudin calcisilatici da centimetrici a decimetrici, distinguibili per la presenza di diopside e calcite, più rare e presenti sempre in vicinanza di metaperidotiti (Pomati, 2013).

I rari carbonati presenti si trovano vicino alle o nelle metaperidotiti come vene calcisilatiche discordanti rispetto al layering; negli anfiboliti come boudin calcisilatici paralleli al layering composizionale; oppure si trovano come marmo calcitico quasi puro, in livelli da centimetrici a decimetrici, che separano le anfiboliti grossolane dalle fini. Questi ultimi sono i più estesi (e gli unici cartografabili); sono presenti in Valle Aurosina e Val Schiesone (Huber e Marquer, 1998).

Il grado metamorfico sia delle rocce dell’Unità di Chiavenna che di quelle della Falda Tambò aumenta rapidamente verso S (Schmutz, 1976, Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>): il metamorfismo alpino regionale è sovrascritto dal metamorfismo di contatto dovuto al Complesso del Gruf e al Plutone Bregaglia (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

Il contatto con l’Unità del Gruf avviene lungo un contatto tettonico subverticale, la Linea del Gruf (vedi Unità del Gruf).

Durante il rilevamento per il presente lavoro sono stati individuati alcuni volumi di rocce mafiche evidentemente appartenenti all’Unità di Chiavenna anche sul versante a NW di Mese (località Scandolera), sia in affioramento che in forma di blocchi e massi sparsi nei depositi di versante.

### **2.2.5 - Zona Bellinzona–Dascio**

La zona Bellinzona–Dascio affiora in una stretta fascia compresa nella Southern Steep Belt, immediatamente a N della Tonalite di Iorio a W della bassa Valchiavenna, e ad E è compresa tra la stessa tonalite e il nucleo granodioritico del Plutone Bregaglia (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup> e riferimenti ivi compresi).

La Zona Bellinzona–Dascio è stata più volte considerata affine all’Unità di Chiavenna. Berger *et al.* (1996), Schmid *et al.* (1996<sup>b</sup>), ad esempio, indicano due motivi per questa affinità: le due unità sono collegate da una fascia interna al Complesso del Gruf (vedi più sopra) con una particolare concentrazione di rocce ultramafiche, mafiche e metapelitiche che segue il contatto W del Plutone Bregaglia; e occupano la medesima posizione tettonica sopra la Falda Adula. Nella presente trattazione sono trattate separatamente in quanto i lavori più aggiornati indicano per l’Unità di Chiavenna un’evoluzione diversa da quella ricostruita precedentemente.

La zona Bellinzona–Dascio include una serie litologicamente molto eterogenea di metagranitoidi e metasedimenti, con boudin di rocce mafiche e ultramafiche. Può essere interpretata come una zona di mélange tettonico.

A W della Valchiavenna, le rocce predominanti e caratteristiche della Zona Bellinzona–Dascio sono scisti biotitici a grana fine con abbondante sillimanite e una layering pronunciato con sottili layer leococratici e melanocratici. Al loro interno, sono caratteristici intercalazioni di sottili livelli anfibolitici e dicchi aplitici e pegmatitici. Nella zona orientale diventano relativamente più abbondanti grandi corpi di gneiss granitici (Val dei Ratti), difficilmente distinguibili dagli gneiss della Falda Adula che affiorano poco a N. La Zona Bellinzona–Dascio contiene anche corpi più estesi di rocce

ultramafiche, anfiboliti, marmi (i Marmi di Paina si trovano lungo il contatto con la Falda Adula) (Stucki, 2001).

Stucki (2001) indica che le caratteristiche litologiche pongono la Zona Bellinzona – Dascio in forte affinità con il dominio ofiolitico dell’oceano Ligure – Piemontese. Come per le altre ofioliti, le rocce mantelliche della Zona Bellinzona – Dascio non sono correlate alle rocce intrusive mafiche: la grande quantità di elementi delle terre rare leggere (LREE) indica una provenienza da un mantello subcontinentale. Chimicamente, non c’è distinzione da ofioliti vallesane come quelle dell’Unità di Chiavenna. Le datazioni effettuate sulle rocce magmatiche della Zona Bellinzona – Dascio indicano che esse derivano dall’ultimo stadio magmatico nell’oceano Ligure – Piemontese, intorno a 141 Ma BP (Stucki, 2001).

Nel Giurassico, sembra che le ofioliti della Zona Bellinzona – Dascio si trovassero a poca distanza dal margine continentale dell’Oceano Ligure – Piemontese. Gabbri e basalti hanno intruso il manetllo subcontinentale, per un periodo stimato di circa 15 Ma. In seguito, il probabile movimento di faglie normali ha permesso l’idratazione del mantello, e la risalita di basalti che hanno ricoperto la sequenza.

Durante il Cretaceo ha inizio la subduzione, in un dominio intraoceanico, cosa che spiega la mancanza di impronte metamorfiche di alta pressione. Le pressioni maggiori sono state raggiunte tra il tardo Cretaceo (65 Ma) e l’Eocene medio (44 Ma). La zona di sutura dell’Oceano Vallesano è stata identificata all’interno della Falda Adula (Stucki, 2001), e non più riconosciuta nella Zona Bellinzona – Dascio come indicato da Schmid *et al.* (1996<sup>a</sup>). Sono possibili due evoluzioni successive: la Zona Bellinzona – Dascio durante la subduzione poteva trovarsi attaccata al continente adriatico all’interno del cuneo di accrezione come piccole falde in parte oceaniche in parte continentali (ciò potrebbe aver prodotto la struttura a mélangé tettonico dell’unità); oppure potrebbe essere stata subdotta ma a profondità moderate.

Durante la collisione continentale dell’Oligocene inferiore, la Zona Bellinzona – Dascio era probabilmente già verticalizzata all’interno della Southern Steep Belt. Essa ha quindi subito il metamorfismo regionale lepontino e il metamorfismo indotto dall’intrusione del Masino – Bregaglia.

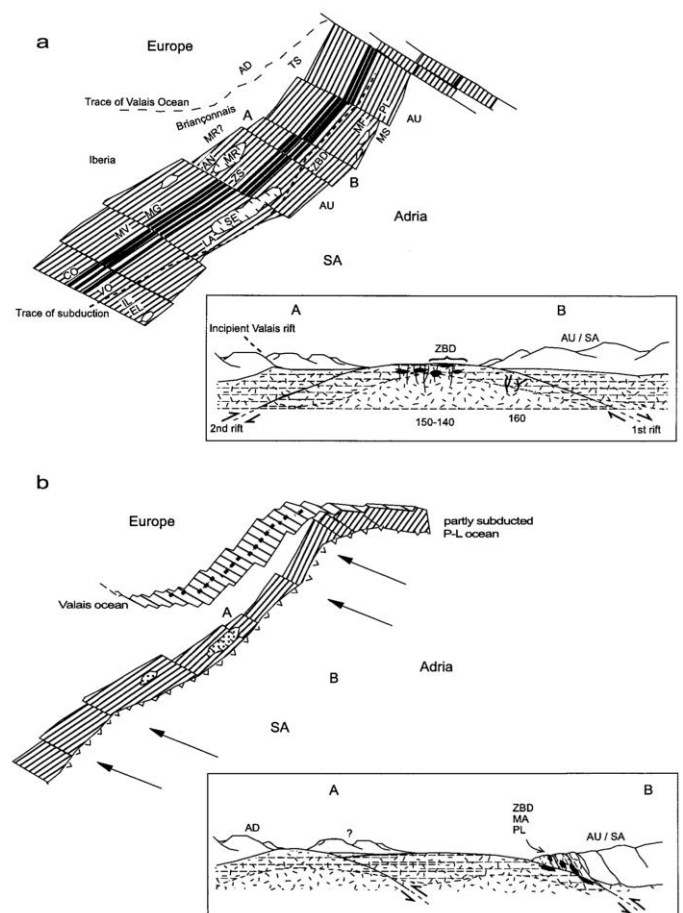


Fig. 2.7 – Ricostruzione della paleogeografia nell’area alpina durante (a) il tardo Giurassico (140 Ma) e il cretaceo medio – superiore (90 – 100 Ma). Da Stucki, 2001. Include le sezioni A e B per ognuna delle età considerate. Non in scala.

IL: Liguridi Interne; EL: Liguridi Esterne; VO: Unità di Voltri; CO: Ofioliti della Corsica; MV: Monviso; MG: Monginevro; LA: Lanzo; SE: Sesia; AN: Antrona; MR: Monte Rosa; ZS: Zermatt-Saas; SA: Sudalpino; AU: Austroalpino; MF: Malenco-Forno; MS: Margna-Sella; PL: Platta; TS: Tambo-Suretta; AD: Adula (inclusa Cima Lunga).  
 L’obduzione per le ofioliti della Zona Bellinzona – Dascio e l’incorporazione in un cuneo di accrezione è uno dei meccanismi proposti per spiegare i caratteri di mélangé tettonico della Zona Bellinzona – Dascio.

## 2.2.6 - Falda Simano (?)

La Falda Simano si trova nella pila di falde penniniche subito sotto alla Adula. Affiora prevalentemente in territorio svizzero, ma recentemente alcuni autori (Nagel *et al.*, 2002; Nagel, 2008) hanno riconfermato la presenza di una finestra tettonica (finestra di Lostalio) identificata per primo da Staub (1926), molto vicina al confine italo-svizzero. La finestra di Lostalio è impostata lungo l'antiforme del Cressim.

La scarsità di rilevamenti dal lato italiano, la difficoltà di distinguere le litologie e il complesso assetto strutturale hanno finora impedito nell'area di confine e in Val Bodengo un tracciamento certo del limite tra le due falde. Per questo motivo sono presenti cartografie discordanti: alcuni Autori indicano una finestra di Lostalio estesa anche in territorio italiano (nel caso di Pleuger e Podladchikov, 2014, ad occupare gran parte della Val Bodengo); altri cartografano la finestra di Lostalio solo in territorio svizzero, pur se piuttosto vicina al confine.

In questo lavoro si accetta la cartografia riportata in Fig. 2.2; si fa notare la possibilità che la situazione reale sia diversa.

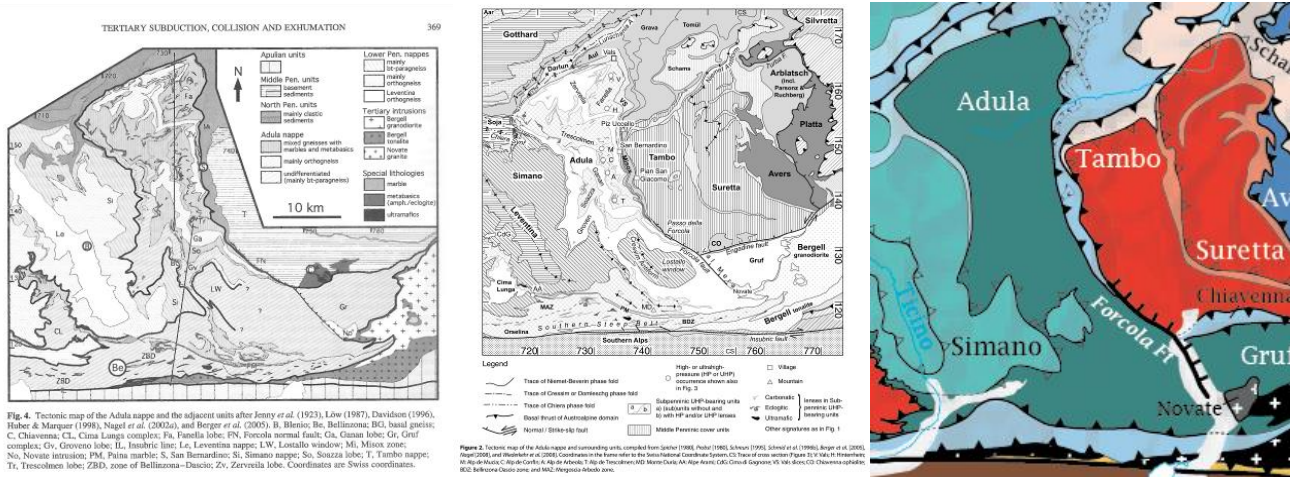


Fig. 2.8 – Da sinistra a destra: limiti del contatto Adula-Simano secondo Nagel *et al.*(2002), Pleuger e Podladchikov (2014), Bousquet *et al.*(2012). Il lavoro di Nagel *et al.*(2002) riporta con certezza la finestra tettonica di Lostalio fino al confine italo-svizzero. In territorio italiano il limite è sconosciuto. Pleuger e Podladchikov cartografano la finestra di Lostalio a coprire buon parte della Val Bodengo, tracciando come certi i limiti della finestra tettonica indicando che derivano dal lavoro di Nagel *et al.*(2002), dove invece non sono definiti. Bousquet *et al.*(2012) chiudono la finestra tettonica di Lostalio presso il confine di stato, quindi attorno a rocce identificate chiaramente (Nagel, 2002) come Falda Simano. Dal momento che il limite Adula-Simano non è stato ben identificato più a E, in territorio italiano è cartografata la sola Falda Adula. Questa versione sarà quella cui ci si riferirà nel presente testo.

## 2.3 - Unità dell'Austroalpino Superiore

### 2.3.1 - Serie del Tonale / Gneiss del Monte Tonale

Associazione di rocce metamorfiche di grado anfibolitico (scisti e gneiss, anfiboliti, marmi, pegmatiti, talvolta ultramafiti) a protolito silicoclastico prevalentemente pelitico che si trova a N della Linea del Tonale, a contatto con essa, da Bellinzona fino al Passo del Tonale (Schmid *et al.* 1996<sup>b</sup>; Boriani *et al.*, 2011). Nell'area in esame la serie del Tonale presenta miloniti collegate al movimento della Linea Insubrica (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>). Spesso sono indicate in letteratura anche come “Miloniti insubriche”, e sono comprese nella Southern Steep Belt.

## 2.4 - Unità del Sudalpino

Rocce sudalpine sono presenti sul versante S della cresta spartiacque Valtellina–Valchiavenna. Sono presenti diverse unità litostratigrafiche, che possono però essere raggruppate in un'unica unità tettonometamorfica, in quanto presentano caratteristiche di metamorfismo e di deformazione comuni.

### 2.4.1 - Unità litostratigrafiche

Lungo la Linea Insubrica sono presenti numerosi affioramenti di rocce sedimentarie permocarbonifere e triassiche metamorfosate. Una delle successioni più potenti e complete è quella di Dubino (Fig. 2.9), che affiora anche lungo lo spartiacque Valtellina–Valchiavenna. Qui sono presenti, in ordine stratigrafico (Bonsignore *et al.*, 1971):

- Anageniti a grana più o meno grossolana, di colore prevalentemente verdastro, spesso laminate, attribuibili al Verrucano Lombardo e quindi di età permocarbonifera.
- Servino: sono costituiti da rocce di varia natura, tra cui prevalgono scisti sericitici–cloritici calcarei verdastri finemente scistosi, contenenti lenti di calcari giallini in banchi. Età: Triassico inferiore.
- Dolomie di diverso tipo fortemente cataclastiche. Sono presenti dolomie grigie e gialle nodulari, probabilmente anisiche, e dolomie gialle in strati alternati a livelli marnosi violacei, di età probabilmente carnica.
- Attribuite con incertezza al Triassico superiore, alla sommità della successione e direttamente a contatto con la Linea Insubrica sono presenti dolomie bianche e grigio chiare, in banchi, per uno spessore di circa 150 m.

I contatti tra le unità sono tettonici, impostati lungo vicarianti della Linea Insubrica (Fig. 2.9).

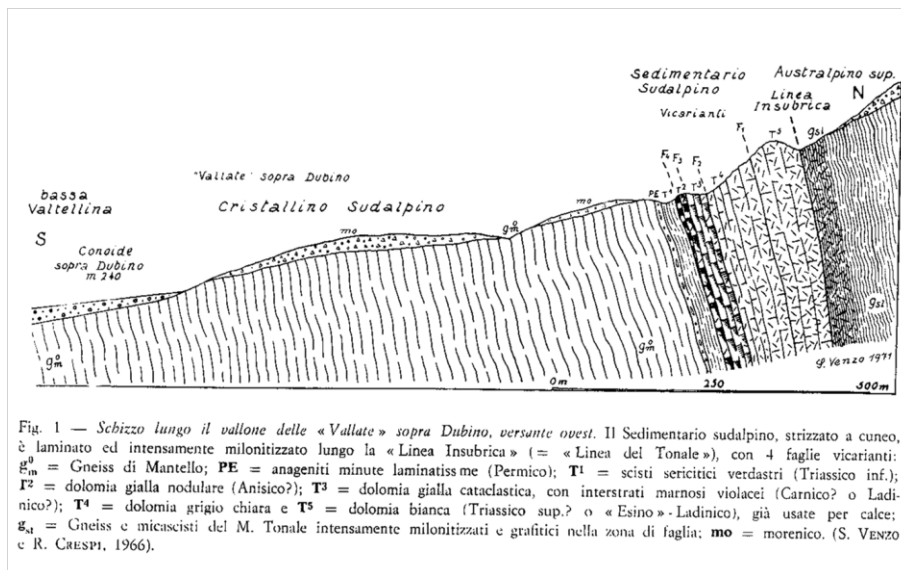


Fig. 2.9 – Schizzo di sezione geologica nell'area di Dubino. Successione sedimentaria a contatto con la Linea Insubrica e, più a S, basamento cristallino (Bonsignore *et al.*, 1971).

A S di queste rocce a protolito sedimentario sono presenti rocce di basamento: gli Gneiss di Morbegno e gli Gneiss di Mantello (Bonsignore *et al.*, 1971). Gli Gneiss di Mantello affiorano nell'area a N di Dubino, in una fascia estesa a E fino circa a Mantello e a W fino alla cresta spartiacque. Sono gneiss muscovitici chiari con K–feldspato, quarzo, plagioclasti albitici, muscovite e altre miche in minor quantità. Talvolta si presenta come micascisto muscovitico o a due miche, in cui localmente sono presenti porfiroblasti di K–feldspato, o come gneiss quarzítico. Gli Gneiss di Mantello sono stati successivamente compresi all'interno degli Gneiss Chiari (Boriani e Colombo, 1979). Gli Gneiss di

Mantello presentano contatti tettonici sia con altre unità del Basamento Cristallino sudalpino (Gneiss di Morbegno) sia con le unità triassiche a contatto della Linea Insubrica. Una caratteristica peculiare è l'accentuata fratturazione dovuta alla vicinanza della Linea Insubrica.

Gli Gneiss di Morbegno sono gneiss scuri, biotitici, con granato e rara muscovite ma ricchi di noduli di albite. Affiorano dall'alta Val d'Arigna (E) fino ad oltre il Lario (W) (Bonsignore *et al.*, 1971).

### 2.4.2 - Unità tettonometamorfiche

La catena a falde sudalpina rappresenta il margine deformato di Adria, e contiene sia basamento prealpino che falde di ricoprimento permiane e mesozoiche (Spalla *et al.*, 2002).

Nella zona dell'Alto Lario, il basamento Sudalpino è suddiviso in due unità (Unità di Musso, Unità di Val Colla – San Marco) sovrascorse la prima sulla seconda e delimitate dalle cataclasiti della zona di faglia di Musso. La zona di faglia di Musso è antica, si è individuata in età prealpina durante l'orogenesi varisica, ma è stata riattivata come sovrascorrimento durante l'orogenesi alpina (Bertotti, 1991; Bertotti *et al.*, 1993; Gosso *et al.*, 1997; Siletto, 1991; Siletto *et al.*, 1990) come una fascia milonitica in facies scisti verdi.

L'unità di Musso mostra un'evoluzione metamorfica prealpina omogenea, e coincide con l'unità tettonometamorfica Domaso – Cortafò (Fig. 2.10) (Spalla *et al.*, 2002; Di Paola e Spalla, 2000; Di Paola *et al.*, 2004), già Zona Domaso – Cortafò di Fumasoli (1974) e Bocchio *et al.* (1980).

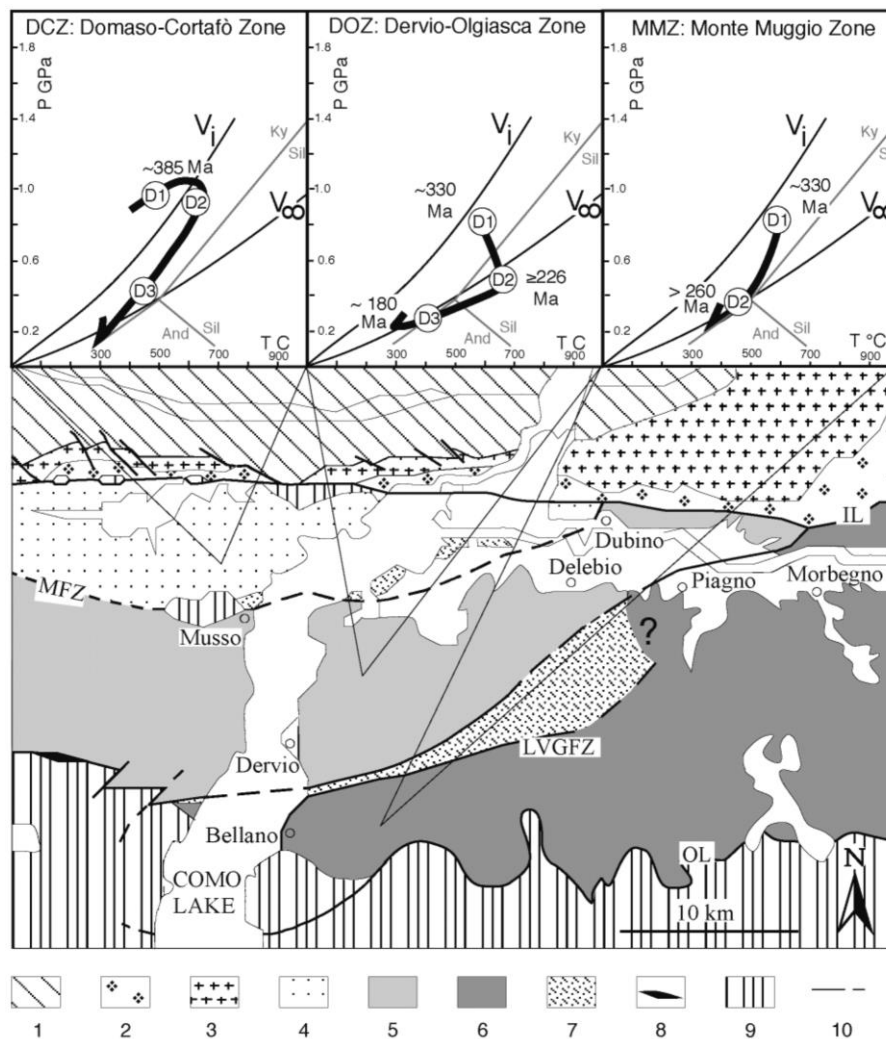


Fig. 2.10 – Schema interpretativo della storia tettono-metamorfica del basamento cristallino prealpino del Lago di Como, ridisegnato da Spalla *et al.* (2000). Le storie metamorfiche delle rocce delle unità tettonometamorfiche DCZ, DOZ e MMZ



(traiettorie  $P-T-d-t$ ) sono rappresentate per evidenziare le evoluzioni strutturali e metamorfiche contrastate registrate nelle tre zone durante il lungo periodo intercorso tra la subduzione Varisica e il rifting continentale Permo-Triassico. Le geoterme indisturbate ( $V_i$ ) e di massimo rilassamento ( $V_\infty$ ) derivano da England e Thompson (1984); il punto triplo dei silicati d'alluminio è tratto da Holdaway (1971). Legenda: 1= Ricoprimenti Pennidici; 2= Ricoprimenti Austroalpini; 3= Plutone del Bregaglia; 4= Unità tettonometamorfica Domaso-Cortafò; 5= Unità tettonometamorfica Dervio-Olgiasca; 6= Unità tettonometamorfica Monte Muggio; 7= zone metamorfiche in facies scisti verdi, prevalentemente con fabric milonitici; 8= scaglie di conglomerati carboniferi; 9= unità di coperture sedimentarie permomesozoiche; 10= faglie; IL= Linea Insubrica; LVGFZ= Zona di faglia Lugano Val Grande; MFZ= Zona di faglia di Musso; OL= Linea Orobica.

Il basamento in questa unità tettonometamorfica è composto da varie litologie, tra cui Gneiss di Morbegno e litologie della Serie dei Laghi (micascisti riequilibrati in condizioni di scisti verdi, e anfiboliti), tuttavia evidenzia una storia metamorfica comune. Il primo evento metamorfico è prealpino, in facies anfibolitica con epidoto. Quindi si è avuto un riequilibrio in facies anfibolitica di pressione intermedia ( $T= 560-650^\circ\text{C}$  and  $P= 0.7-1.1$  GPa), e infine in facies di scisti verdi ( $T<550^\circ\text{C}$  and  $P< 0.6$  GPa) (Spalla *et al.*, 2002).

## 2.5 - Intrusivi oligocenici periadriatici

### 2.5.1 - Plutone Bregaglia

Il Plutone Bregaglia, conosciuto anche come Bregaglia-Jorio o Masino-Bregaglia, affiora sul versante S della Val Codera, in alta Val Ladrogn e in alta Val dei Ratti nella zona del Pizzo Ligoncio.

È una serie calcicalina composta principalmente da tonalite e granodiorite, con presenza anche di gabbro, diorite, orneblendite e graniti aplitici e pegmatitici. Il Plutone Bregaglia si è intruso in età tardo-alpina all'interno della pila di falde Pennidiche e Austroalpine, e fa parte dei cosiddetti Intrusivi Periadriatici, caratterizzati dalla vicinanza al Lineamento omonimo (Schmid *et al.* 1996<sup>b</sup>).

Il Plutone mostra in affioramento un corpo principale orientale, e una "coda" sudoccidentale (Tonalite di Iorio) compresa nella Southern Steep Belt (Fig. 2.11 A). Il corpo principale è zonato quasi concentricamente: tonalite e altre rocce mafiche all'esterno, granodiorite al nucleo e al margine NW, e a S e SW una zona di transizione (con presenza di mingling e mixing, "Übergangszone" Auct.) tra di esse (Rosenberg, 2004; Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

Gabbro e orneblendite, in piccola quantità, sono associate alla tonalite vicino al contatto con le rocce incassanti. Ne sono presenti svariate tipologie. Si pensa siano dovute a una fase di intrusione precoce (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

La tonalite è composta da plagioclasio, quarzo, orneblenda, biotite e piccole quantità di epidoto e K-feldspato; presenta una foliazione ben sviluppata. Nelle aree S, E, W del corpo principale c'è una continua transizione da condizioni di flusso magmatico a deformazione allo stato solido ad alte temperature durante l'intrusione.

La zona di transizione tra tonalite e granodiorite è una zona disomogenea caratterizzata da livelli alternati di rocce granodioritiche e tonalitiche, probabilmente dovuta al mingling tra i due magmi. La presenza di mixing è indicata da rocce di composizione chimica intermedia.

La granodiorite contiene plagioclasio, quarzo, K-feldspato, biotite e in alcuni casi orneblenda. Il K-feldspato è sia megacristallino che disperso nella matrice. La foliazione è assente o molto debole nelle zone centrale e orientale, mentre a contatto con la zona di transizione è ben sviluppata. Nella granodiorite sono presenti inclusioni dioritiche o monzonitiche, spesso disposte in gruppi. Sono presenti, ma meno comuni, anche nella tonalite.

Il Plutone Bregaglia contiene anche dicchi andesitici e basaltici (zona E), graniti aplitici e pegmatiti (molto diffuse sia all'interno del Plutone che nelle rocce incassanti, queste ultime ben conosciute per l'abbondante presenza di minerali rari e accessori (Schmid *et al.* 1996<sup>b</sup> e riferimenti ivi compresi).

Il tilting successivo all'intrusione (con un'inclinazione verso E fino a 25°) (Schmid *et al.* 1996<sup>b</sup>) permette di osservare l'intera architettura del Plutone, dai livelli superiori a quelli più profondi. Questi ultimi affiorano per più di 30 km lungo la "coda" della tonalite di Iorio, e in una finestra tettonica nella parte centrale del plutone (Rosenberg, 2004).

Il basamento del Plutone Bregaglia è a contatto con una zona di taglio duttile (shear zone) sinmigmatitica. Le tre unità litologiche maggiori del Plutone sono parallele al basamento. La parte superiore del Plutone si è intrusa immediatamente al di sotto delle falde austroalpine, che, a differenza delle rocce incassanti alla base, avevano comportamento rigido (Rosenberg, 2004).

La coda tonalitica del Plutone è un corpo tabulare disposto verticalmente, lungo circa 40 km, che corre sub-parallelo al Lineamento Periadriatico, e che fa parte delle Miloniti insubriche (la fascia milonitica associata al Lineamento Periadriatico). Questa coda è considerata la zona di alimentazione del plutone, per vari motivi (vedi Rosenberg, 2004) tra cui il più importante è probabilmente il fatto che questa sia la parte più profonda dell'intrusione, con profondità di cristallizzazione tra 700 e 850 MPa: nel corpo principale variano tra 450 e 650 MPa.

Nell'area chiavennasca il Plutone Bregaglia si è intruso tra Complesso del Gruf, Falda Adula, Zona Bellinzona–Dascio, Serie del Tonale a letto e Falde Tambò e Suretta a tetto.

Galli *et al.* (2013) rilevano come il contatto curvo del Plutone Bregaglia con l'Unità del Gruf sia una conformazione primaria prodotta dall'intrusione. Autori precedenti avevano interpretato le opposte inclinazioni della foliazione nell'Unità del Gruf come dovute ad una struttura anticlinale; in realtà la foliazione cambia orientazione a meno di 100 m di distanza dal contatto con Complesso del Gruf – Plutone Bregaglia (zona del riquadro in Fig. 2.12), e ciò non è compatibile con la presenza di una piega regionale. Inoltre non si rileva un allineamento della foliazione che indichi una cerniera di piega, né pieghe Z, S o M distribuite come se fosse presente una piega. Quindi il Plutone Bregaglia ha già in origine una forma arcuata, come proposto da Davidson *et al.*, 1996.

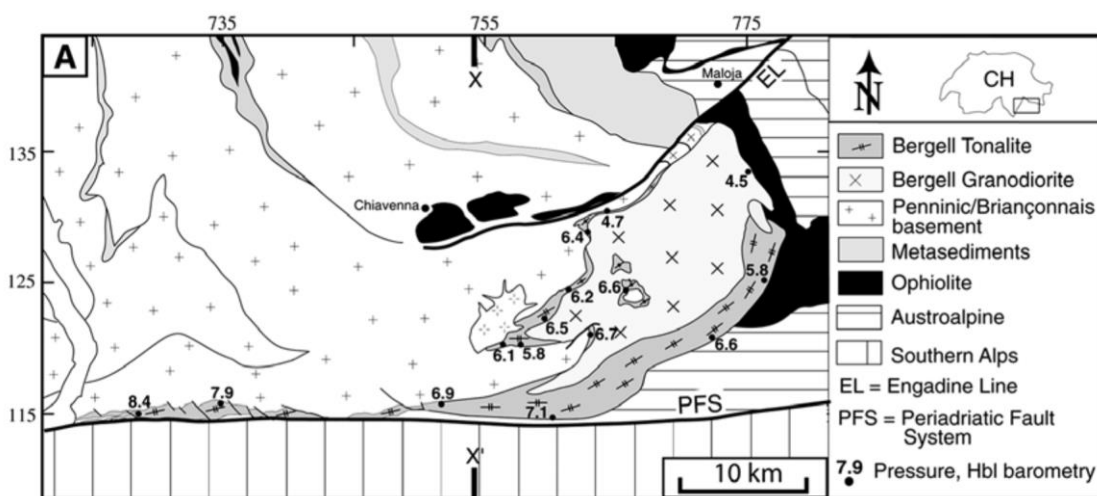


Fig. 2.11 – Mappa, sezione geologica, e strutture del Plutone Bregaglia. A) Mappa tettonica del Plutone Bregaglia e delle rocce incassanti. Modificato da Rosenberg *et al.*, 1995. (modificato da Rosenberg, 2004)

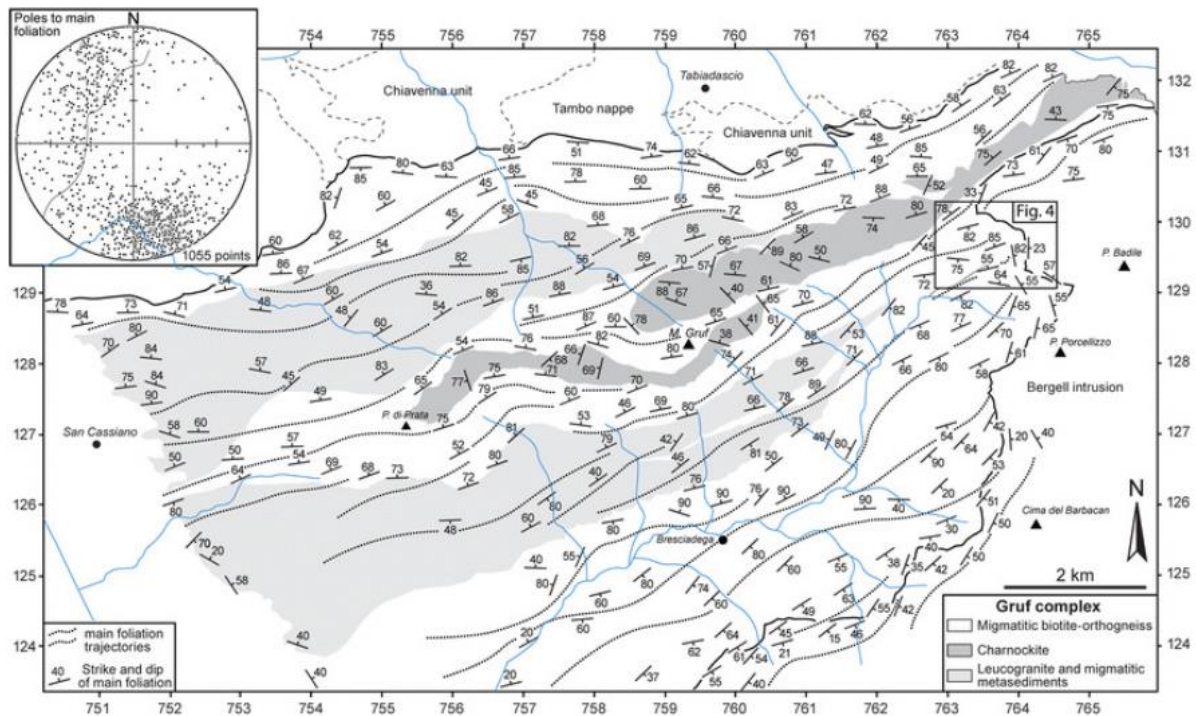


Fig. 2.12 – Mappa dell'orientazione della foliazione principale e traiettorie schematiche della foliazione nell'area di studio. Stereogramma: equiarea, emisfero inferiore. (da Galli *et al.*, 2013)

## 2.5.2 - Granito di Novate

Il Granito di Novate (o Granito di San Fedelino) è un leucogranito di tipo S a due nicchie. È un granito a grana fine con quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite, muscovite e spesso granati. Ha una struttura generalmente foliata. Affiora principalmente sul versante sinistro della bassa Valchiavenna, e con dicchi aplitici e pegmatitici sul versante destro tra Dascio e Novate Mezzola. È presente un corpo intrusivo principale all'altezza di Novate Mezzola, e delle aree caratterizzate da dicchi, a S, SW e a N del corpo principale e poco a SE di Chiavenna, all'interno dell'Unità di Chiavenna. Sono presenti apliti con caratteristiche molto simili all'interno della Southern Steep Belt (Berger *et al.*, 2005; Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

Il Granito di Novate si trova a W del corpo principale del plutone Bregaglia, a contatto con esso, ma mostra caratteristiche chimiche e isotopiche chiaramente diverse. Non è collegato alla serie calcocalina del Bregaglia, ma deriva da fusione parziale di crosta inferiore a seguito di riscaldamento conduttivo causato da flussi astenosferici alla base della litosfera (Oschidari and Ziegler, 1992; Von Blanckenburg *et al.*, 1992)

Il Granito di Novate e i dicchi associati inoltre tagliano trasversalmente le strutture delle rocce incassanti tra cui il Plutone Bregaglia (Ciancaleoni e Marquer, 2006; Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>), pur senza disturbarle. Di conseguenza, il Granito di Novate è più giovane della serie calcocalina del Bregaglia. Solo per i primi dicchi dell'intrusione Novate (M.te Peschiera, SW di Novate Mezzola) è indicata (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>) la contemporaneità con gli ultimi stadi della migmatizzazione e del piegamento sinmagmatico Bregaglia.

Il contatto S con il Plutone Bregaglia contiene numerosi blocchi tonalitici non orientati, da esso provenienti. Il limite W è coperto dai depositi quaternari del fondovalle, tuttavia sembra mostrare una direzione NW-SE, parallela alla Linea della Forcola. In questa parte dell'intrusione sono presenti grossi xenoliti gneissici stirati parallelamente alla foliazione, che immerge verso NE (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

L'intrusione del Granito di Novate è stata datata a  $24,0 \pm 1,2$  Ma BP (tramite datazioni U–Pb SHRIMP su zirconi, Liati *et al.*, 2000). Deriva dalla fusione parziale di rocce cristalline durante la decompressione tardo alpina (Ciancaleoni e Marquer, 2006), durante l'esumazione del Plutone Bregaglia connessa al retroscorrimento lungo la linea Insubrica (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

### 2.5.3 - Dicchi pegmatitici

La porzione meridionale della Falda Adula e la Southern Steep Belt ospitano un esteso campo di pegmatiti, di età da oligocenica a (forse) miocenica (Guastoni *et al.*, 2014). Sono presenti in diverse aree: Val Codera, dintorni di Novate Mezzola e Verceia, SE di Chiavenna, Val Bodengo e valli sopra Samolaco (questi ultimi non riportati nella carta geologica CROP).

Sebbene siano stati individuati da diversi Autori (Blattner, 1965; Fumasoli, 1974, Hännly, 1972), mancano studi esaustivi su tutti i dicchi presenti nell'area. Recentemente (Guastoni *et al.*, 2014) sono stati effettuati studi in due aree: Val Codera e Val Bodengo.

In Val Codera sono presenti dicchi pegmatitici subverticali con direzione ENE che tagliano il contatto tra l'intrusione Bregaglia e le rocce metamorfiche di alto grado dell'Unità del Gruf, deformati duttilmente. Questi dicchi sono tagliati da una seconda famiglia di pegmatiti di granito tipo Novate.

In Val Bodengo i dicchi tagliano la foliazione regionale, sono indeformati e presentano un'immersione verso E con inclinazione da alta a media.

In entrambe le aree la mineralogia delle pegmatiti è simile: sono differenti invece per tessitura, orientazione, deformazione subita e composizione chimica dei granati (Guastoni *et al.*, 2014). Questi dati suggeriscono la presenza nell'area di due famiglie di dicchi distinti.

Indipendentemente dall'età di intrusione, tutte le pegmatiti mostrano caratteristiche simili nella mineralogia e nell'evoluzione. Le differenze esistenti suggeriscono che le pegmatiti in Val Codera siano più vecchie di quelle in Val Bodengo e che queste ultime siano coeve all'intrusione Novate (e quindi ai dicchi presenti nell'unità di Chiavenna e nei dintorni di Novate Mezzola e Verceia) o leggermente più giovani (Guastoni *et al.*, 2014). Tra le due intrusioni è passato abbastanza tempo perché le pegmatiti in Val Codera si deformassero. Per una pegmatite nella zona della Val Piana (Val Codera) è stata ottenuta una datazione a  $26,3 \pm 1$  Ma (datazione Rb–Sr su muscovite). Per le pegmatiti tipo Novate all'interno della Zona Bellinzona–Dascio Liati *et al.* (2000) hanno ottenuto (datazione U–Pb SHRIMP) un'età di  $25,1 \pm 0,6$ . Tuttavia, sono necessarie molte più datazioni di quelle attualmente eseguite per confermare questo scenario.

## 2.6 - Evoluzione geologica

Gli eventi geologici nelle Alpi Centrali durante la collisione alpina (Marquer, 1991; Meyre *et al.*, 1998; Ciancaleoni e Marquer, 2008; Nagel, 2008) possono essere compresi in queste fasi principali:

- Fase regionale D1 – Eocene medio – superiore (circa 45 – 40 Ma).  
Collisione: impilamento eocenico delle falde alpine. Subduzione e pressione di picco nel dominio Brianzese (falde Tambò e Suretta). Successivamente, subduzione del margine europeo (Falda Adula) fino a condizioni eclogitiche.  
Deformazione di tipo duttile in condizioni eclogitiche di alta pressione e bassa temperatura, è legata al progressivo impilamento eocenico delle falde Adula, Tambò e Suretta, ed è associata a una intensa lineazione di allungamento in senso SSE – NNW e a una deformazione di taglio con movimento della porzione superiore verso NNW.
- Fase regionale D2 – Eocene superiore – Oligocene inferiore (circa 40 – 30 Ma).

Collisione continentale avanzata. Litosfera spessa, termicamente indebolita. Compressione N–S ancora in corso, combinata con estensione E–W parallela all’orogeno nelle falde Tambò e Suretta. Deformazione duttile eterogenea in condizioni di collisione continentale, associata con una scistosità leggermente immergente verso Est e con una lineazione di allungamento in senso E–W.

- Fase regionale D3 – Oligocene medio (circa 30 – 25 Ma).  
Intrusione Bregaglia. Back–thrust destro e retropiegamento lungo la Linea Insubrica e le Miloniti Insubriche, sollevamento differenziale della regione immediatamente a N della Linea Insubrica: raccorciamento della catena alpina.  
Deformazione localizzata in condizioni metamorfiche di grado meno elevato (scisti verdi).  
Avvenuta contemporaneamente all’intrusione oligocenica del plutone Masino – Bregaglia, ha prodotto pieghe ad asse E–W e superfici assiali immergenti verso Sud ad alto angolo.
- Fase regionale D4 – Oligocene superiore – Miocene (circa 25 – 21 Ma).  
Trascorrenza destra fragile lungo la Linea Insubrica e sinistra fragile lungo la Linea dell’Engadina. Intrusione Novate. Movimento (retroscorrimento) lungo la Linea Forcola.  
Deformazione localizzata in condizioni metamorfiche di grado meno elevato (scisti verdi).  
Consiste in molte faglie normali fragili – duttili dirette NNW–SSE e immergenti verso ENE ad angolo molto alto. Tra di esse è compresa, ad esempio, la faglia Forcola.

Le fasi deformative locali sono avvenute in tempi e con caratteristiche della deformazione leggermente differenti tra un’unità e l’altra, e anche all’interno della stessa unità tettonica. Ad esempio la fase D1 per Adula (Zapport) (Nagel, 2008) nella porzione N della Falda copre un periodo di tempo a cavallo tra le fasi D1 e D2 regionali. A S invece la fase regionale D2 si esprime come fase locale D2 Claro. In Tab. 2.1 la fase D2 Claro non è menzionata perché istituita successivamente (da Nagel, 2008); sono segnalate tuttavia le pieghe isoclinali da essa prodotte.

Table 1: Correlation of Alpine deformation phases of the Adula nappe and the Tambo nappe

Time interval	Deformation phases Adula nappe	*Ref.	Tambo nappe	*Ref.	Tectonic events (Central Alps)
Middle to Late Eocene (c. 45–40 Ma)	Sorreda subduction (S-directed) imbrication	(1)	D1 (Ferrera) nappe stacking; thrusting and isoclinal folding LS: SSE–NNW; S: subhorizontal	(2, 3, 4)	subduction of and peak-P in Briançonnais domain, followed by subduction of European margin (Adula), leading to eclogite facies conditions
Late Eocene – Early Oligocene (c. 40–30 Ma)	Trescolmen eclogite facies conditions after peak-pressure Zapport top-N shearing, isoclinal folds LS/FA: NNW–SSE; S: dipping 40° to ENE	(5) (1, 6, 7)	D2 (Niemet-Beverin)(2, 3, 4) E–W Extension LS: E–W; S: subhorizontal	(2, 3, 4)	ongoing N–S compression in Central Alps, combined with E–W stretching in the Tambo and Suretta nappes intrusion of Bergell granodiorite (30 Ma)
Middle Oligocene (c. 30–25 Ma)	Leis crenulation; open folds ENE dipping fold axes (dipping 35°), north vergent fold axes	(1, 6, 7)	D3 (Domleschg) staircase geometry folds E–W fold axis, north vergence fold axial plane: steeply south dipping	(2, 3, 4)	back-thrusting along the Insubric Line
Oligocene–Miocene (c. 25–21 Ma)	Forcola (Carassino?) top-NNE normal fault kinking and undulation in frontal part of Adula nappe brittle-ductile deformation	(1, 8)	D4 (Forcola) NNW–SSE normal faults brittle-ductile deformation	(2, 3, 4, 8)	dextral brittle slip along Insubric Line block rotation along sinistral Engadine Line

\*References:  
(1) Löw (1987), (2) Marquer (1991), (3) Baudin et al. (1993), (4) Schmid et al. (1996), (5) Meyre et al. (1997), (6) Meyre & Puschnig (1993),  
(7)Partzsch et al. (1994), (8) this study.  
LS = stretching lineation, FA = fold axis, S = foliation

Tab. 2.1 – Correlazione delle fasi di deformazione alpina tra Falda Adula e Falda Tambò (Meyre et al., 1998). Le indicazioni per la Falda Tambò valgono anche per le unità strutturalmente superiori.

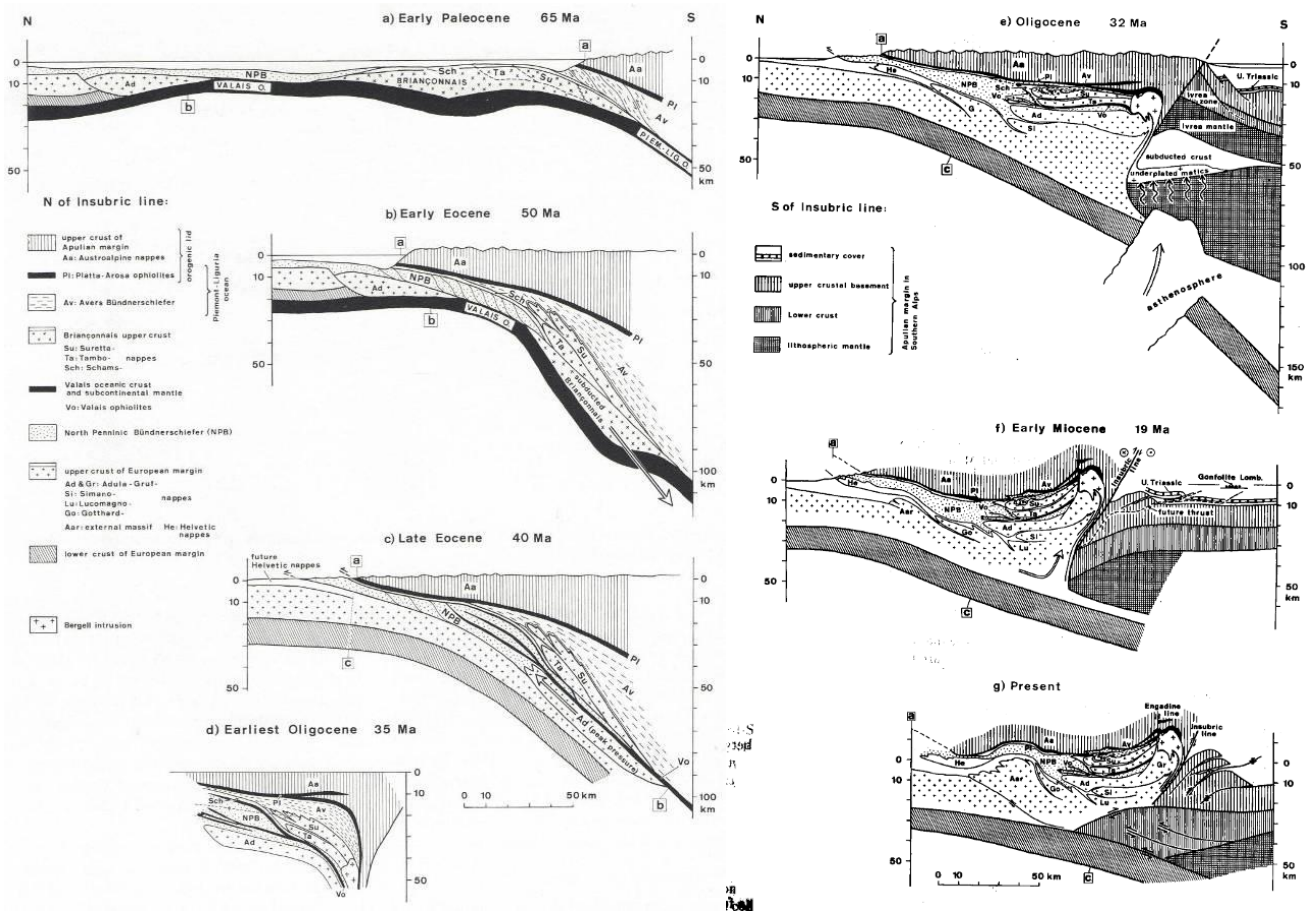


Fig. 2.13 –Sezioni che sintetizzano l'evoluzione cinematica delle Alpi centroorientali dalla convergenza (a – b) durante il Terziario inferiore e la subduzione fino alla collisione (c) e all'accorciamento postcollisionale (d – g). (da Schmid *et al.*, 1996<sup>a</sup>)

## 2.6.1 - Evoluzione prealpina e fase D1

Le rocce del basamento in Valchiavenna appartengono al margine europeo continentale (Falda Adula e Simano), al dominio oceanico nord pennidico (Unità di Chiavenna e Zona Bellinzona–Dascio), al dominio Brianzonese (Falde Tambò e Suretta) (Ciancaleoni e Marquer, 2008). I basamenti cristallini prealpini di quelle che sarebbero diventate le Falde Tambò e Suretta esistevano già durante l'Orogenesi Varisica, che ha interessato il continente europeo tra il Carbonifero e il Permiano (Engi *et al.*, 2004).

Durante il Permiano inferiore, dopo la fine dell'Orogenesi Varisica, il nuovo regime tettonico estensionale ha provocato, nell'area che sarebbe diventata il dominio Brianzonese, la risalita e l'intrusione a livelli crostali superficiali di due plutoni granitici: quelli che oggi sono il Metagranito del Truzzo e le Metarioliti di Roffna e sono compresi nelle falde Brianzonesi Tambò e Suretta. Secondo Marquer *et al.* (1998), le intrusioni Truzzo e Roffna sono contemporanee (entrambe sono state datate a  $268 \pm 1$  Ma, con metodo U – Pb), sono dovute a un evento magmatico comune, e si trovavano a poca distanza prima dell'impilamento delle falde alpine (Fig. 2.14).

Durante lo stesso evento di rifting permo–triassico (Galli *et al.*, 2011) si sono formate in regime metamorfico di ultra–alta temperatura anche le granuliti che ora si ritrovano solo in parte metamorfosate nel Complesso del Gruf (Fig. 2.15). Le datazioni (zirconi) indicano un periodo tra 280 e 260 Ma circa (Galli *et al.*, 2013). Il complesso del Gruf si trovava allora all'estremità N di quello che sarebbe diventato il dominio Brianzonese (Fig. 2.18) dopo il rifting dell'oceano nord pennidico.

Galli *et al.* (2011) indicano che poche decine di milioni di anni dopo il metamorfismo granulitico (intorno a 240 Ma), le rocce del Complesso del Gruf sono risalite a livelli crostali meno profondi. Ciò indica, assieme all'assenza di eclogiti, che il Complesso del Gruf ha avuto un'evoluzione alpina diversa dalla Falda Adula.

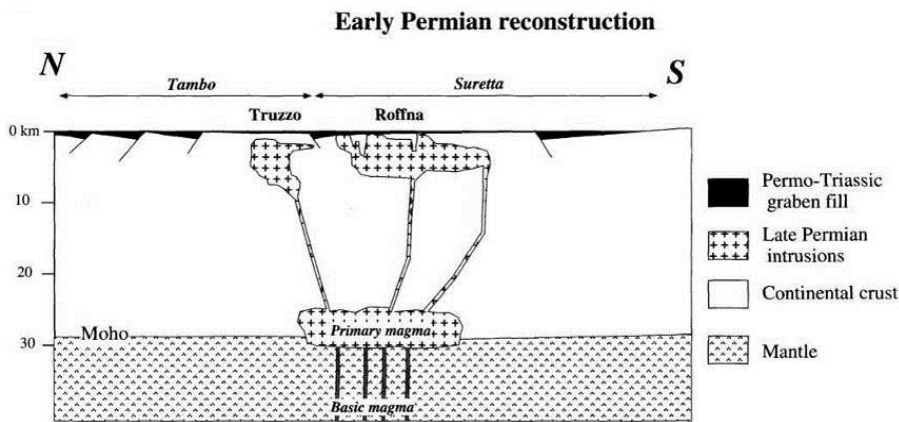


Fig. 2.14 – Ricostruzione al Permiano Inferiore della crosta continentale Brianzonese con la posizione delle intrusioni Truzzo e Roffna. (da Marquer *et al.*, 1998)

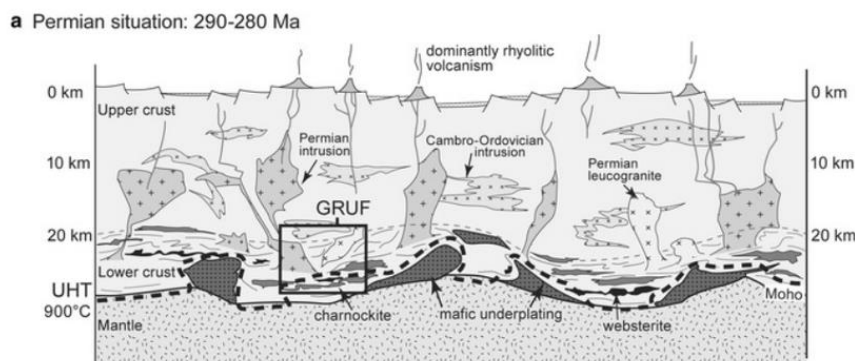


Fig. 2.15 – Interpretazione tettonica del Complesso del Gruf. Situazione durante il rifting permo-triassico, intrusione delle charnockiti e underplating di rocce mafiche nella crosta inferiore, magmatismo granitico e vulcanismo nella crosta medio-superiore. (modificato da Galli *et al.*, 2013)

Il futuro dominio Brianzonese ha mantenuto la sua posizione fino al rifting, nel Giurassico inferiore, che ha aperto l'Oceano Ligure – Piemontese (Marquer *et al.*, 1998). Durante l'oceanizzazione del Ligure – Piemontese, il dominio Brianzonese si trovava sul margine passivo europeo (Fig. 2.17 A). Successivamente, nell'Aptiano (~125 – 113 Ma) l'apertura dell'Oceano Vallesano (o nord penninico) ha separato (Fig. 2.17 B) il dominio Brianzonese dal continente europeo: la crosta Brianzonese in quel momento si trovava tra due bracci oceanici, a N e a S.

Il primo ad aprirsi è l'Oceano Ligure – Piemontese. Nel Giurassico inferiore, attraverso due fasi di rifting (Stucki, 2001) (Fig. 2.16), viene progressivamente esumato il mantello peridotitico subcontinentale. Probabilmente durante la seconda fase di rifting è iniziata l'intrusione di gabbri in queste peridotiti e l'effusione di magmi basaltici sul fondale oceanico. Non è chiaro se sia esistita una vera e propria dorsale oceanica, data la limitata quantità di magmi. Questa attività magmatica dura da 170 a 140 Ma BP circa (Giurassico medio e superiore). Le datazioni effettuate (Stucki, 2001) indicano età di 141 Ma circa (limite Giurassico – Cretaceo) per gli ultimi stadi del magmatismo oceanico. Le rocce prodotte dall'attività magmatica dell'oceano Ligure – Piemontese si trovano ora in relitti all'interno della Zona Bellinzona – Dascio.

Stucki (2001) indica come le rocce oceaniche della Zona Bellinzona Dascio siano chimicamente indistinguibili dalle rocce oceaniche vallesane (compresa l'Unità di Chiavenna) e come presentino affinità anche con rocce di vari complessi ofiolitici alpini.

Anche l'oceanizzazione nel bacino vallesano ha permesso la formazione di rocce mafiche, il cui relitto principale è l'Unità di Chiavenna. Essa è formata da peridotiti di mantello subcontinentale che nel

Permiano sono state intruse da gabbri. Il regime estensivo ha permesso sia l'esumazione di queste rocce, sia la messa in posto di magmi basaltici sul fondale oceanico. Contemporaneamente, sopra i basalti si depongono le litologie carbonatiche che si ritrovano attualmente come lenti all'interno dell'Unità (Huber e Marquer, 1998).

La Zona Bellinzona – Dascio e l'Unità di Chiavenna contengono relitti dei fondali oceanici Ligure – Piemontese e Vallesano rispettivamente, che in questa zona della catena alpina si trovavano piuttosto vicini (Stucki, 2001; Stucki *et al.*, 2003).

Lungo il margine N di Adria si trovano le rocce varisiche che, intensamente deformate dalla collisione e dal movimento della Linea Insubrica, diventeranno la Serie del Tonale.

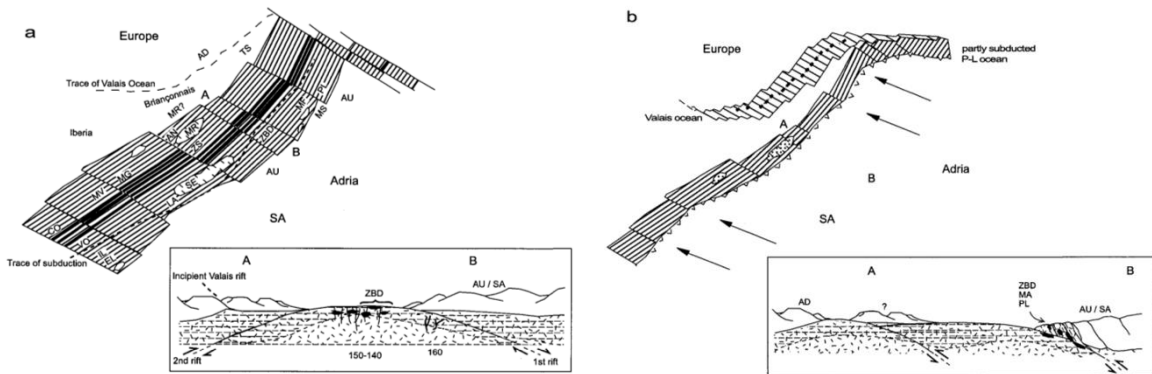


Fig. 2.16 – Ricostruzione della paleogeografia alpina durante a) il tardo Giurassico (140 Ma circa) e b) al limite Cretaceo inferiore – superiore (100 – 90 Ma), con le rispettive sezioni geologiche lungo la traccia AB. IL: Liguridi interne, EL: Liguridi esterne, VO: Unità di Voltri, CO: ofioliti della Corsica, MV: Monviso, MG: Monginevro, LA: Lanzo, SE: Sesia, AN: Antrona, MR: Monte Rosa, ZS: Zermatt–Saas, SA: Sudalpino, AU: Austroalpino, MF: Malenco – Forno, MS: Margna – Sella, PL: Platta, TS: falde Tambò e Suretta, AD: Falda Adula (compresa Cima Lunga). L'obduzione delle ofioliti della Zona Bellinzona – Dascio e l'incorporazione in un cuneo tettonico è uno dei meccanismi proposti per spiegare l'aspetto di *mélange* tettonico della Zona Bellinzona – Dascio. (modificato da Stucki, 2001)

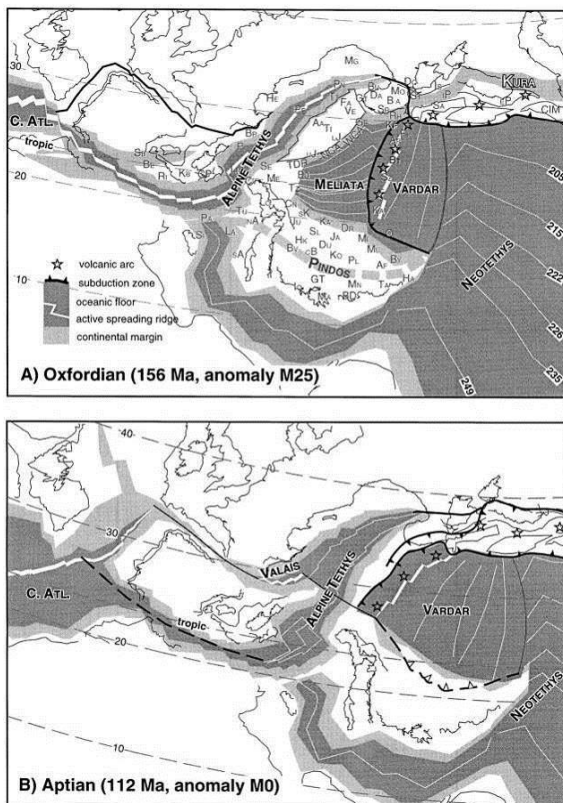


Fig. 2.17 – (A) Ricostruzione tra Giurassico inferiore–superiore (Oxfordiano, 156 Ma, anomalia magnetica M25) del dominio Mediterraneo e della Tetide occidentale. Europa fissata nella posizione attuale, proiezione ortogonale centrata a 30°N, 0°E. (B) Ricostruzione al Cretaceo inferiore (Aptiano medio, 112 Ma; anomalia magnetica M0). AA = Austroalpino orientale; AF = Afyon; AP = S Apuseni (arco, retroarco); BA = Balcanidi; BT = Bator (retroarco); BD = Beydaghlari; BE = Cordigliera Betica; BY = Beysehir; BR = Brianzonese; BU = Bucoviniano; BU = Bükk, Fatric; BV = Budva; CB = Bosnia centrale; CIM = blocchi Cimmerici; CN = Carnico; CP = Calabria, Peloritani; CV = Canavese; DA = Dacidi; DO = Dobrogea; DR = Drina–Ivanjica; DU = Durmitor; EP = Pontidi orientali; FA = Fatric; GE = Geric; GT = Gavrovo–Tripolitza; GT = Getico; HA = Hadim, Tauri orientali; HE = Bacino Elvetico; HK = carso; IO = Ionico; IS = Istanbul; JA = Jadar; JU = Alpi Giulie; KA = Kalnic; KB = Kabylia; KC = Kura Caspio meridionale; KF = Flysch di Kotel; KO = Korab; LA = Lagonegro; LI = Liguridi; LJ = Juvavic inferiore; LO = Bacino Lombardo; MA = margine di Magura; MA = Mani; ME = Mesek Tizja occidentale Tizja; MI = Mirdita; ML = Maliak; MN = Menderes; MO = Mesia; NA = Appennino del Nord; NCA = Alpi Calcarea settentrionali; OT = Ofioliti di Othrys–Evvia; PA = Panormide; PE = Pennidico; PI = Piemontese; PK = Paikon (arco intraoceanico); PL = Pelagoniano; PN = Pienniny; RH = proto–Rhodope (prisma); RI = Rif; Sa = Sakarya; SA = Appennini meridionali; SB = Bacino Subbeteico; SE = Sesia, Austroalpino occidentale; SI = Sicaniano; SK = Karawanken meridionale; SL = Slavonia; SR = Srednogorie; ST = Strandja; SZ = Szarvasko (arco, retroarco); TA = Tauri occidentali, TDR = Catena Trans–Danubiana; TI = Tirolo, Bavaria; TT = Tatic; Tu = Falde Toscane; TZ = Apuseni Tizja orientale; UJ = Juvavic superiore; VE = Veporic; WCA = Carpazi occidentali. (da Stampfli *et al.*, 1998)



Questa situazione cambia all'inizio della chiusura degli oceani Vallesano e Ligure – Piemontese (Stampfli *et al.*, 1998), e all'inizio della collisione alpina (Fig. 2.18). I sovrascorrimenti che hanno messo in posto le falde pennidiche sono avvenuti durante il Paleogene (Schmid *et al.*, 1996<sup>a</sup>). I primi movimenti tettonici, di tipo thin-skin, hanno avuto luogo tra il tardo Cretaceo e il primissimo Eocene: la Falda Starlera è sovrascorsa verso Nord insieme alla Falda Schams (che si trovava più a Nord della Starlera) sopra il continente Brianzonese e i Bundnerschiefers (Baudin *et al.*, 1995) (Fig. 2.19).

Successivamente, con un meccanismo di thrust fuori sequenza rispetto al primo (Starlera), hanno avuto luogo i sovrascorrimenti pennidici, avvenuti con un impilamento delle falde l'una sull'altra verso NNW all'interno del cuneo orogenico alpino. La Falda Suretta sovrascorre sopra la Tambò durante l'Eocene inferiore (56 – 48 Ma), Suretta e Tambò sovrascorrono sul Complesso del Gruf e su di un volume di oceano vallesano che si identifica come l'attuale Unità di Chiavenna (Fig. 2.20). Questi quattro sovrascorrimenti sono in sequenza. Alla fine della costruzione dell'edificio alpino, il Complesso del Gruf e l'Unità di Chiavenna saranno state portate sotto l'estremità S della Falda Tambò (la seconda viene in pratica incorporata nel letto della Falda Tambò).

Infine, questo volume di falde sovrascorre sulla Falda Adula. La Falda Adula, durante la collisione, è stata portata più in profondità delle altre falde: è la sola in cui sono presenti eclogiti (Dale e Holland, 2003; Froitzheim *et al.*, 2003; Liati *et al.*, 2009; Meyre *et al.*, 1999).

La Falda Adula è stata sovrascorsa dalle falde brianzonesi non prima dell'Eocene inferiore, più probabilmente durante l'Eocene medio (48 – 38 Ma). Durante le fasi successive della collisione continentale, l'intera pila di falde Adula, Tambò, Suretta sovrascorre la crosta continentale europea in subduzione (Baudin *et al.*, 1995; Stampfli *et al.*, 1998): Fig. 2.19, Fig. 2.13 b – c.

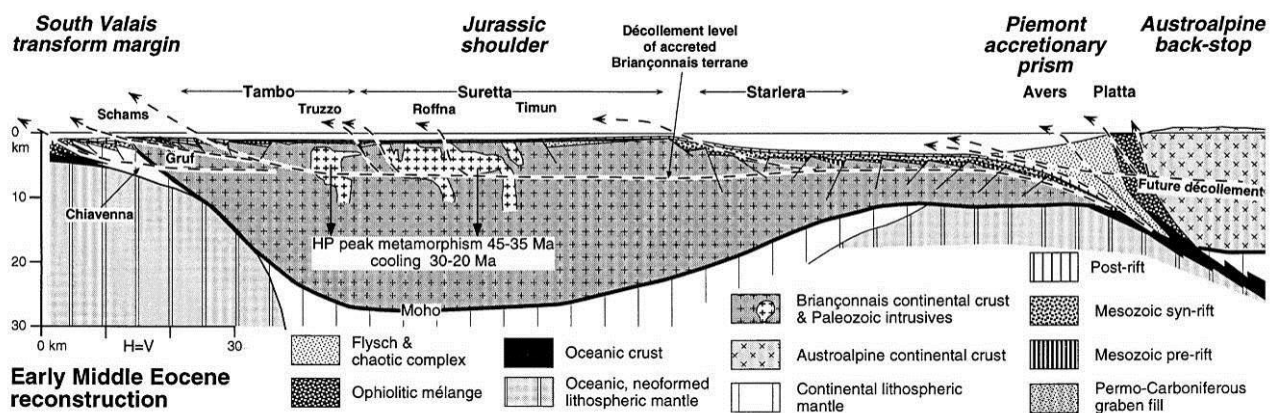


Fig. 2.18 – Ricostruzione schematica del dominio Brianzonese svizzero orientale nell'Eocene medio-inferiore, con la posizione e la geometria delle varie unità prima dei sovrascorrimenti alpini. (modificato da Stampfli *et al.*, 1998)

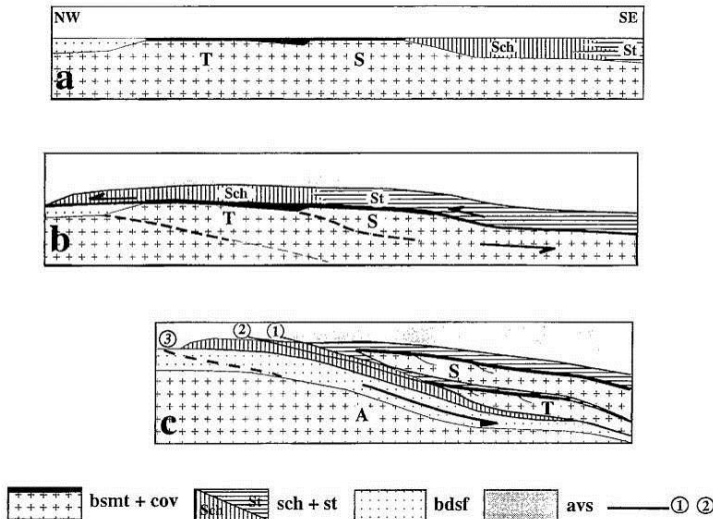


Fig. 2.19 – Schema della messa in posto della Falda Starlera. bsmt: basamento pennidico (A: Adula, T: Tambò, S: Suretta), cov: coperture Tambò e Suretta, sch: Falda Schams, st: Falda Starlera, bdsf: Schistes Lustrés e flysch nord pennidici (Bundnerschiefers), avs: Schistes Lustrés dell’Avers sud pennidici. a: schema paleogeografico approssimato del dominio medio pennidico nell’area dei Grigioni durante il tardo Cretaceo. b: messa in posto (thin skin) della falda Starlera – Schams sopra la copertura autoctona Tambò – Suretta e sui Bundnerschiefers nord pennidici. c: sovrascorrimenti fuori sequenza (1, 2 e 3) nel cuneo orogenico pennidico. (da Baudin et al., 1995, modificato)

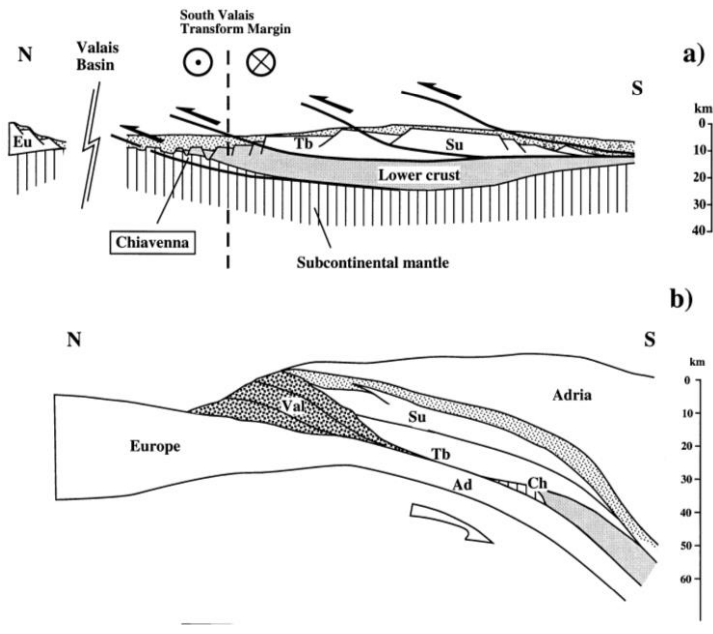


Fig. 2.20 – a) Modello di ricostruzione paleogeografica dell’Unità di Chiavenna, interpretata come mantello subcontinentale denudato al margine settentrionale assottigliato del dominio Brianzonese. (Tb: Falda Tambò; Su: Falda Suretta; Eu: margine europeo). La transtensione sinistra tardo mesozoica nell’Oceano Vallesano (Val) forma la geometria del margine settentrionale Brianzonese con ripide faglie normali e aiuta l’esumazione dell’Unità di Chiavenna. I sovrascorrimenti terziari (Fase D1) nel dominio Brianzonese sono indicati con le frecce nere. b) Impilamento delle falde durante la subduzione (Fase D1). La maggior parte della crosta inferiore (grigio pieno) viene subdotta (non è subdotto ad es. il Complesso del Gruf), mentre il dominio Brianzonese sta passando sopra al bacino Vallesano, al margine europeo e alla Falda Adula. (modificato da Huber e Marquer, 1998)

### 2.6.2 - Fase D2

Nel Pennidico medio, la fase deformativa D2 si esprime in una deformazione duttile eterogenea collegata ad una scistosità immergente verso E a basso angolo, caratteristica delle Falde Tambò e Suretta (Meyre *et al.*, 1998). D2 è responsabile anche delle pieghe SE–vergenti a piccola scala presenti al tetto della Falda Suretta (Marquer *et al.*, 1996).

La deformazione D2 è contemporanea al picco del metamorfismo lepontino (Baudin e Marquer, 1993). Durante la fase D2 le pressioni e anche le temperature registrate dalle rocce pennidiche medie diminuiscono progressivamente nel tempo. Questo indica un assottigliamento della pila di falde, associato a taglio duttile con movimento delle porzioni superiori verso E, che è avvenuto contemporaneamente ad una decompressione dell’orogeno (Baudin *et al.*, 1993).

Questi movimenti di Tambò e Suretta hanno prodotto contemporaneamente all’assottigliamento crostale un’estensione in direzione parallela alla catena, e anche il ripiegamento delle Falde Schams poste più a NE (Fase D2 Niemet–Beverin, Schmid *et al.*, 1996<sup>a</sup>). Simultaneamente, la Falda Adula subiva ancora spinte convergenti dirette N–S (Meyre *et al.*, 1998), che si sono protratte più a lungo nella porzione settentrionale, mentre nella porzione meridionale la deformazione ha cominciato poco

dopo ad esprimersi attraverso pieghe a piccola scala. Questa fase di piegamento è indicata come Fase Claro (Nagel, 2008), e il suo fronte di deformazione si trova a 10 km a N della Southern Steep Belt. Si esprime con pieghe molto pervasive, con un piano assiale poco inclinato (Fig. 2.3).

Il Complesso del Gruf si trova, così come l'Unità di Chiavenna poco più a N, strutturalmente compreso tra Falda Adula e Falda Tambò. Tra tra 34 e 29 Ma ha luogo la migmatizzazione delle sue rocce in facies anfibolitica di alto grado metamorfico (Galli *et al.*, 2013).

### 2.6.3 - Fase D3

I primi magmi del plutone Bregaglia e della Tonalite di Sondrio–Triangia (Lardelli, 1981), oligocenici, si sono intrusi in questo edificio tettonico all'interno della Southern Steep Belt (Milnes, 1974) e lungo l'adiacente fascia delle Miloniti Insubriche (Serie del Tonale), entrambe strutture subverticali prealpine che rappresentano la zona di alimentazione della serie magmatica del Bregaglia (Figure 2a) (Rosenberg *et al.*, 1995; Rosenberg, 2004).

L'orlo esterno tonalitico ha età più vicine a 32 Ma, la granodiorite interna ha età intorno a 30 Ma. La coda tonalitica è rimasta parzialmente fusa fino a 28 Ma (Oberli *et al.*, 2004). La Linea dell'Engadina, fragile e non duttile, postdata il raffreddamento del Plutone Bregaglia e della sua aureola di contatto sotto i 300 °C a dopo i 28 Ma almeno (Ciancaleoni e Marquer, 2008, e riferimenti ivi compresi).

La risalita del Bregaglia è facilitata dal movimento in corso lungo la Linea Insubrica, che ha provocato un innalzamento relativo della zona S del Pennidico rispetto al Sudalpino. Questo innalzamento è probabilmente dovuto a movimento verso l'alto lungo la Southern Steep Belt, che ha provocato un movimento verso N delle falde Tambò e Suretta in blocco, che ha provocato il ripiegamento nelle falde Schams e di parte dei Bundnerschiefer. Questa fase è la fase deformativa Niemet–Beverin (D3 Zapport secondo Pleuger *et al.* 2003). Questa fase nei Bundnerschiefers dell'Avers produce la faglia estensionale Turba diretta E–W: essendo la faglia troncata dall'intrusione Bregaglia, la fase deformativa Niemet–Beverin è cessata prima del termine dell'intrusione (Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>).

I primi magmi oligocenici del plutone Bregaglia si sono intrusi (tra  $31,88 \pm 0,09$  Ma e  $30,03 \pm 0,17$  (Von Blanckenburg, 1992) a 6 kbar (circa 18 km di profondità) (Davidson *et al.*, 1996) nell'edificio tettonico risultante da D1 e D2 all'interno della Southern Steep Belt (Milnes, 1974) e l'adiacente Serie del Tonale. Queste strutture rappresentano la zona di alimentazione della serie magmatica del Bregaglia (Fig. 2.22) (Rosenberg *et al.*, 1995; Rosenberg, 2004).

La causa più plausibile per questo evento magmatico è indicata in un flusso astenosferico caldo in risalita dopo la delaminazione della litosfera oceanica (avvenuta tra 35 e 32 Ma BP circa (Von Blanckenburg and Davies, 1996) subdotta nell'Eocene superiore (Von Blanckenburg and Davies, 1995). La parte occidentale del Plutone Bregaglia è rappresentata da un corpo tabulare allungato di tonalite (Fig. 2.22) che è rimasto parzialmente fuso fino a 28 Ma (Oberli *et al.*, 2004).

Il raccorciamento postcollisionale (con movimento in corso lungo la Linea Insubrica e le miloniti associate) in condizioni di metamorfismo retrogrado, ha promosso durante gli ultimi momenti della fase D2 (Niemet–Beverin) il sollevamento differenziale dell'intrusione Bregaglia e delle unità adiacenti. Il sollevamento differenziale è avvenuto grazie a retroscorrimento destro e retropiegamento lungo la Southern Steep Belt: ciò ha provocato un movimento verso N delle porzioni superiori, oltre che del Bregaglia, delle falde Tambò e Suretta in blocco, che a sua volta ha provocato il ripiegamento nelle più settentrionali falde Schams e di parte dei Bundnerschiefer. I rigetti verticali relativi a questo movimento lungo le Miloniti insubriche (e la Linea del Tonale) arrivano a 20 km (Ciancaleoni e Marquer, 2008, e riferimenti ivi compresi).

Poiché nei Bundnerschiefers dell’Avers La fase D2 Niemet–Beverin produce la faglia estensionale Turba (E–W), che è troncata dall’intrusione Bregaglia, questa stessa fase deformativa termina prima del termine dell’intrusione. (Schmid *et al.*, 1996<sup>a</sup>).

Nelle Falde Tambò e Suretta le deformazioni D3 avvengono in metamorfismo retrogrado in facies scisti verdi, in crosta superiore, e divengono sempre più localizzate. Il sollevamento differenziale della porzione S della pila di falde, per l’esumazione del Bregaglia, riattiva leggermente il contatto Tambò – Adula e genera pieghe che assumono una geometria tipo “staircase” (Fig. 2.21 b) (Baudin *et al.*, 1993).

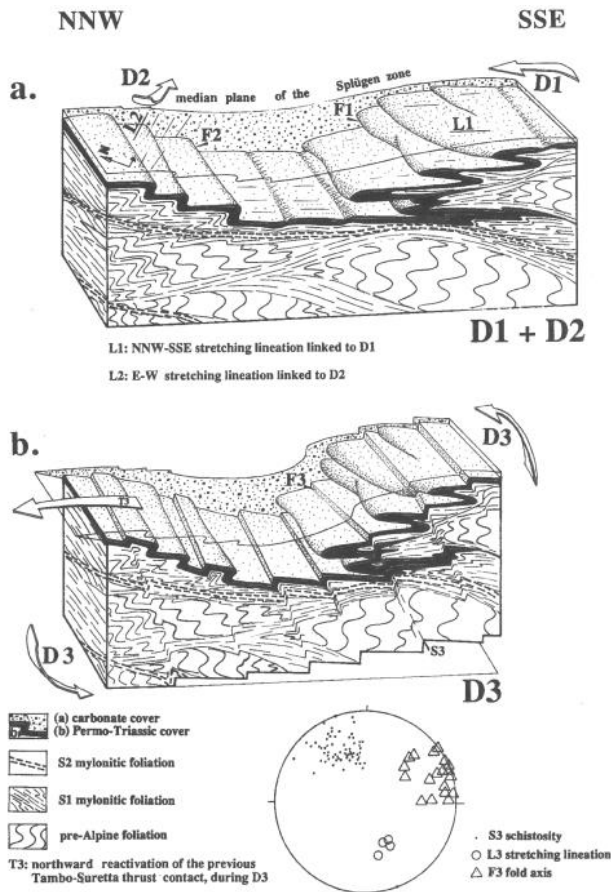


Fig. 2.21 – Sequenza cinematica che illustra gli effetti delle pieghe D3 (b) sulle strutture più vecchie (a) nelle falde Tambò e Suretta. Il tetto del basamento, evidenziato dalla copertura permotriassica, forma una struttura ondulata le cui depressioni sono riempite da spessi strati carbonatici di copertura. D3 ha prodotto un sollevamento differenziale che ha leggermente riattivato la Splügen Zone (T3). (modificato da Baudin *et al.*, 1993)

Nella porzione meridionale della Falda Adula, questi movimenti compressivi producono le pieghe della Fase Cressim. Le pieghe Cressim provocano il cambiamento della geometria della pila di falde: mentre in precedenza le falde immergevano complessivamente verso E con bassa inclinazione, ora c’è una evidente transizione da una zona settentrionale in cui questa situazione è conservata a una zona meridionale in cui l’inclinazione aumenta progressivamente sino a raccordarsi alle giaciture subverticali della Southern Steep Belt (Fig. 2.3) (Nagel, 2008). La Southern Steep Belt era già verticalizzata (Stucki, 2001).

In questi momenti si sviluppa il cosiddetto Metamorfismo Lepontino, una fase di metamorfismo regionale che caratterizza la regione delle Alpi Centrali, con un picco di temperatura tra i 33 e i 32 Ma (Gebauer, 1999).

Questo evento di esumazione (Oligocene superiore) fu associato a set locali di thrust fragili – duttili immergenti a S ad alto angolo, considerati come set coniugati antitetici al movimento verticale lungo le Miloniti Insubriche (D3, Fig. 2.23) (Huber e Marquer, 1996). A S e ad E del Plutone Bregaglia, il movimento verticale delle faglie diventa progressivamente una trascorrenza destra lungo le Miloniti Insubriche in facies di scisti verdi, cosa che indica un cambiamento verso E da una cinematica

transpressiva a una puramente trascorrente destra (Ciancaleoni e Marquer, 2008, e riferimenti ivi compresi) impostata lungo la Linea del Tonale.

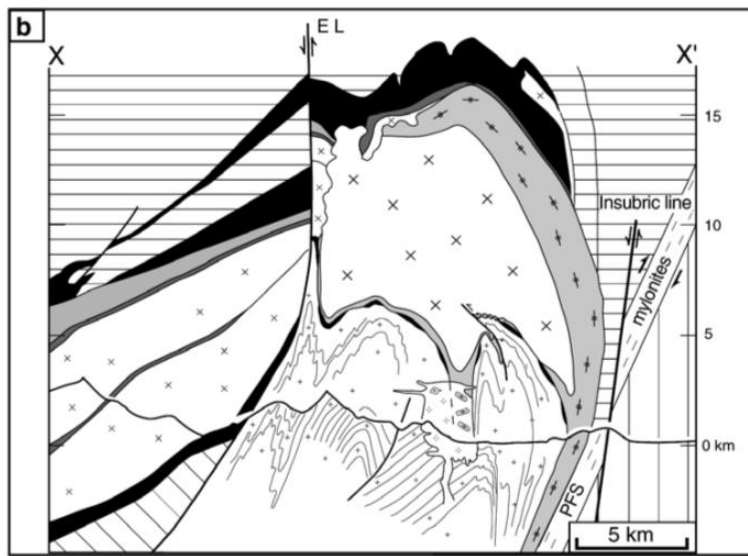


Fig. 2.22 – Sezione geologica attraverso il plutone Bregaglia (la traccia, N-S, passa poco a E di Novate Mezzola). (modificato da Rosenberg, 2004)

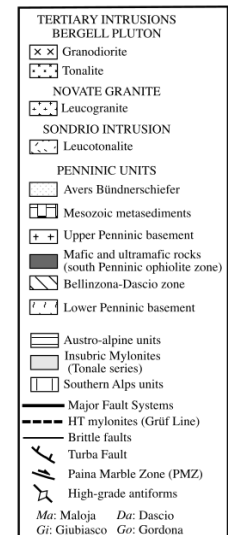
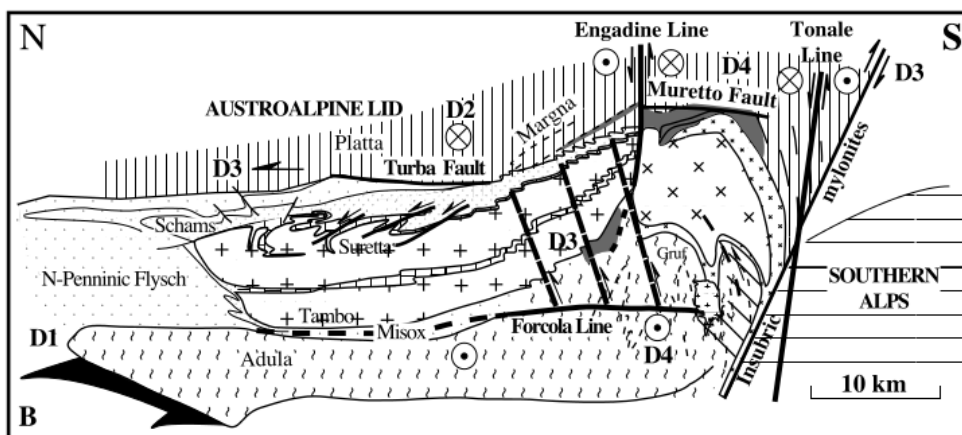
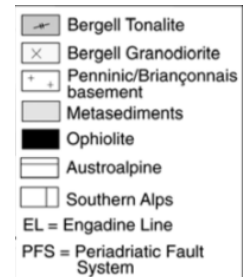


Fig. 2.23 – Sezione geologica N-S lungo la “Eastern Traverse”. (modificato da Ciancaleoni e Marquer, 2008).

Il Plutone Bregaglia subisce una ulteriore esumazione, accomodata (Ciancaleoni e Marquer, 2008, e riferimenti ivi compresi) oltre che a S anche a N del Bregaglia, dalla Linea dell’Engadina e dalla Linea del Gruf. Galli *et al.* (2013) indicano come la Linea del Gruf non sia in effetti una vera e propria faglia come indicato in precedenza, quanto una fascia di deformazione a bassa viscosità in cui è avvenuta rifusione (almeno parziale) delle rocce. L’intrusione Bregaglia e la migmatizzazione e la deformazione nel Complesso del Gruf sono contemporanee (Galli *et al.*, 2013, e riferimenti ivi compresi): le due unità quindi condividono la stessa storia tettonica dall’Oligocene inferiore. Il Complesso del Gruf è stato sollevato rispetto all’Unità di Chiavenna, spinto dall’intrusione Bregaglia, raggiungendo la sua attuale posizione strutturale. Al contempo, il Complesso del Gruf (e probabilmente anche la Zona Bellinzona – Dascio), costituito da rocce parzialmente fuse, ha facilitato l’intrusione Bregaglia (Fig. 2.24) (Galli *et al.*, 2013).

La Linea dell’Engadina è una discontinuità regionale diretta NE-SW e ad alta inclinazione che interessa le falde pennidiche e austroalpine. È una faglia fragile tardoalpina sinistra trascorrente, con rigetto variabile tra 3 e 6 km nell’alta Engadina. I movimenti della Linea dell’Engadina, combinati con il retroscorrimento destro lungo la Linea del Tonale (Schmid and Froitzheim, 1993; Rosenberg and

Heller, 1997), permettono l'inclinazione (tilting) verso E del plutone Bregaglia, e la conseguente esumazione di livelli crostali più profondi a W.

A S, la Zona Bellinzona – Dascio nelle fasi iniziali dell'intrusione Bregaglia si trovava già nella sua attuale posizione strutturale, e già verticalizzata (Stucki, 2001).

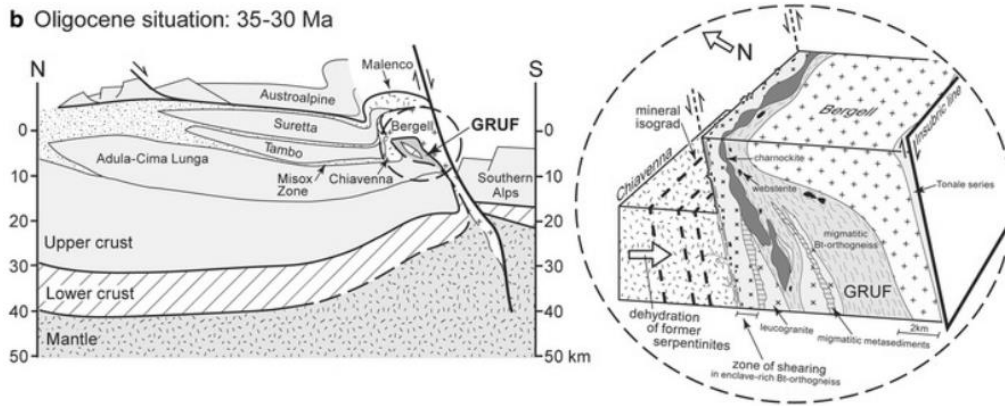


Fig. 2.24 – Interpretazione tettonica del Complesso del Gruf. L'intrusione oligocenica del plutone Bregaglia, probabilmente dopo il distacco della placca litosferica, favorisce l'esumazione dalla crosta inferiore del Complesso del Gruf (migmatitico). Modificato da Galli et al., 2013.

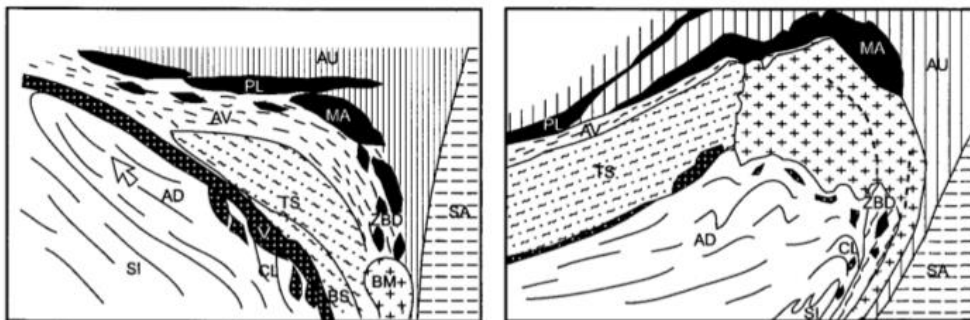


Fig. 2.25 – Evoluzione terziaria della Southern Steep Belt. a) Situazione tra 35 e 32 Ma BP circa: le ofioliti della Zona Bellinzona–Dascio non sono profondamente subdotte e potrebbero aver occupato una posizione strutturale simile a quella degli Avers Bündnerschiefer. L'intrusione Masino – Bregaglia (o almeno la Tonalite di Iorio) intrude la regione di contatto tra Austroalpino e Zona Bellinzona – Dascio con geometria verticale. b) Situazione attuale: la Zona Bellinzona – Dascio occupa la posizione strutturale tra Falda Adula e Tonalite di Iorio., SA: Sudalpino, AU: Austroalpino, MA: Malenco – Forno (?), PL: Platta, TS: falde Tambò e Suretta, AD: Falda Adula, SI: Falda Simano, CL: Falda Cima Lunga; BS: Brianzonese subdotto, AV: Avers Bündnerschiefer, BM: Plutone Bregaglia, ZBD; Zona Bellinzona – Dascio, V: rocce oceaniche vallesane. (modificato da Stucki, 2001)

## 2.6.4 - Fase D4

Circa al limite Oligocene–Miocene avvenivano (Ciancaleoni e Marquer, 2006): movimenti di trascorrenza destra lungo la Linea Insubrica, senza retroscorrimento; ulteriore sollevamento del Bregaglia rispetto al Pennidico più a N; estensione diretta E–W, localizzata al margine E del Duomo Lepontino per movimento della faglia Forcola (Schmid et al., 1996<sup>a</sup>), e più a E lungo la Faglia del Muretto.

Poco dopo, all'estremità meridionale della Faglia Forcola, nella crosta superiore, il Granito di Novate e i dicchi ad esso associati si sono intrusi all'interno del Plutone Bregaglia e delle unità circostanti  $24 \pm 1,2$  Ma BP (Liati et al., 2000). L'intrusione ha tagliato anche le strutture D3 presenti (Ciancaleoni e Marquer, 2006).

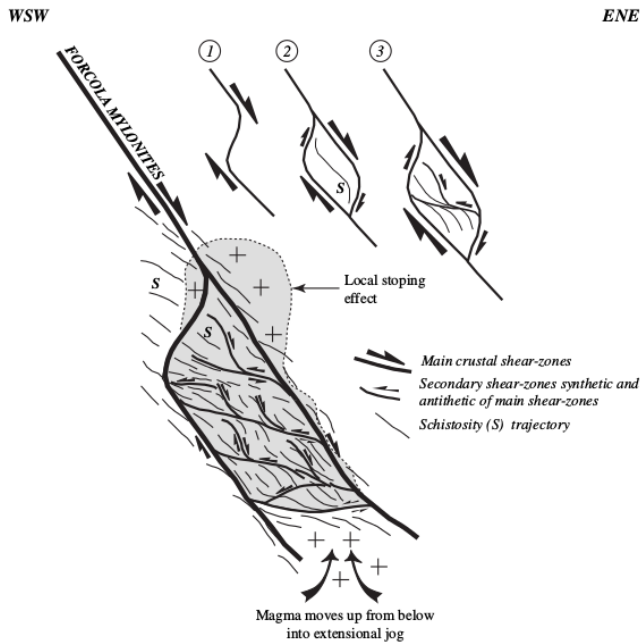


Fig. 2.26 – Modello pull – apart in sezione per la messa in posto e il raffreddamento del Granito di Novate all'interno di una zona di taglio duttile crostale estensionale attiva. La deformazione allo stato solido ad alte e basse temperature (zone di taglio secondarie sintetiche e antitetiche rispetto alle principali) si sviluppa progressivamente all'interno dell'area in espansione dopo il movimento del magma dovuto al procedere dello shear (stadi 1 – 3). Il movimento verso l'alto del magma è favorito anche dalla sua minore densità. Effetti minori di stoping possono aver modificato la forma del contatto, mentre il granito si espandeva lateralmente e/o verso l'alto dopo la messa in posto passiva del corpo principale (linea tratteggiata).

Fig. 2.27 – sezione geologico – tettonica nell'area del Passo Forcola, perpendicolare all'orientazione della faglia. Relitti minori della Misox Zone possono essere osservati al Passo Forcola. La zona di Soazza è troncata dalla Linea della Forcola a causa dell'angolo tra la foliazione nel volume a letto e l'inclinazione della faglia. (da Meyre et al., 1998)

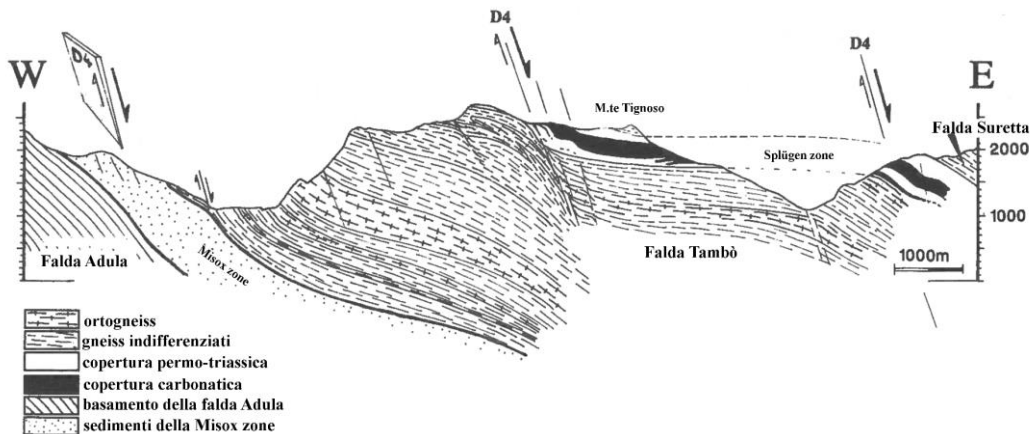
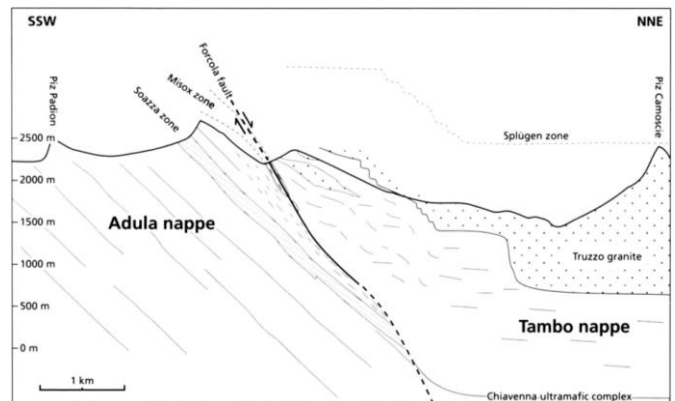


Fig. 2.28 – Sezione E-W della Falda Tambò (traccia in Baudin, 1993, Fig. 1). Le faglie normali D4 NNW-SSE mostrano un rigetto con abbassamento verso ENE. (da Baudin et al., 1993, modificato).

L'intrusione postcinematica dei dicchi Novate nelle Miloniti Insubriche e nella Southern Steep Belt (sia a S del Plutone Bregaglia che più a W nella Falda Adula) indica la fine del retroscorrimento duttile e trascorrenza destra insubrici (Gebauer, 1996; Romer et al., 1996; Schärer et al., 1996).

Da qui in poi i movimenti insubrici sono cataclastici. L'evento più antico datato è del Miocene inferiore (Ciancaleoni e Marquer, 2008, e riferimenti ivi compresi), quando si identifica un piano di

faglia principale al contatto con il Sudalpino, la Faglia del Tonale, dovuta a pura trascorrenza destra e ribassamento delle Alpi Centrali (Fig. 2.23, D4). Questi movimenti hanno luogo durante il Burdigaliano (20 – 16 Ma BP), dal momento che tra 19 e 16 Ma la Linea delle Giudicarie taglia la Linea Insubrica (Ciancaleoni e Marquer, 2008, e riferimenti ivi compresi).

L'entità dello spostamento dovuto ai movimenti trascorrenti lungo la Linea Insubrica è ancora oggetto di dibattito. La maggior parte degli Autori quantifica lo spostamento in 30 – 60 km (es.: Fig. 2.30), alcuni autori arrivano a 100 km (Viola *et al.*, 2001; Heitzmann *et al.*, 1987; Giger, 1991; Schmid e Kissling, 2000).

Nella zona prealpina, nella successione sedimentaria della Gonfolite Lombarda (Fig. 2.29) sono presenti clasti tonalitici, la cui unica possibile area sorgente è il Plutone Bregaglia. I clasti tonalitici sono presenti anche negli affioramenti più occidentali della Gonfolite, fuori dal percorso di drenaggio Adda (che è sempre passato dal Lario): essi quindi devono necessariamente aver percorso una valle Ticino o paleoTicino, e non una valle Adda o paleoAdda. Ciò si spiega grazie al movimento destro della Linea Insubrica prima citato. Il Plutone Bregaglia si trovava al momento della deposizione dei clasti tonalitici da esso erosi nella Gonfolite (avvenuto nel Rupeliano, circa 28 Ma BP (Bernoulli *et al.*, 1993)) in corrispondenza della sommità dell'attuale Lago Maggiore o nelle immediate vicinanze, comunque all'interno del bacino di drenaggio del paleoTicino.

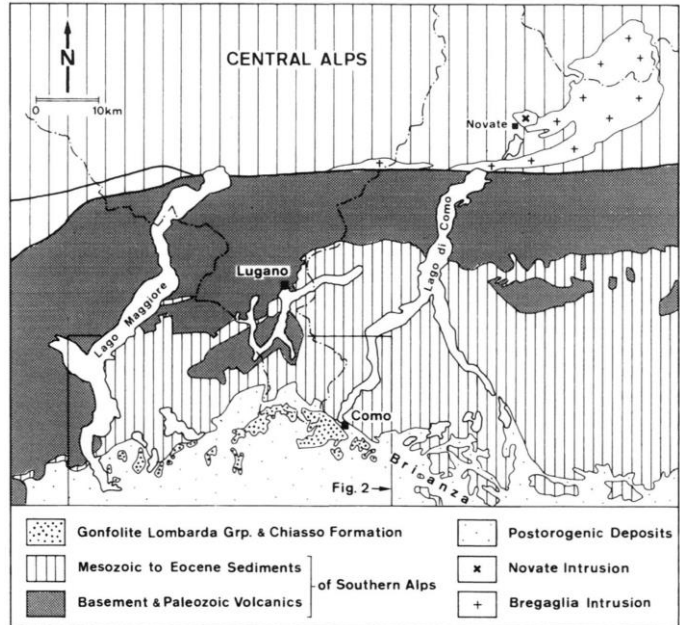


Fig. 2.29 – Affioramenti di Gonfolite Lombarda. Da Bernoulli *et al.*, 1993.

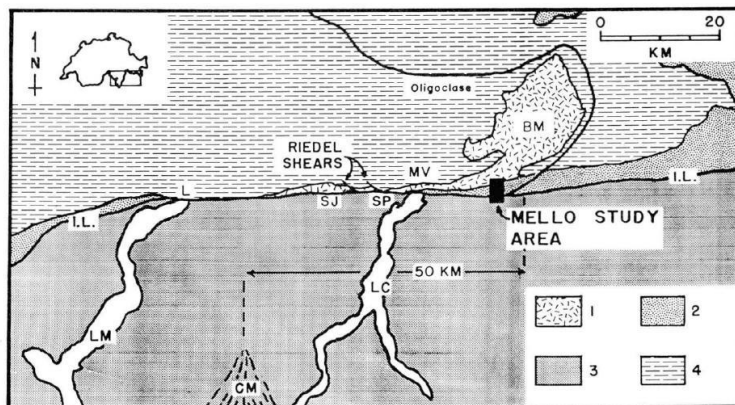


Fig. 2.30 – Entità della trascorrenza destra lungo la Linea Insubrica. 1: Intrusione Bregaglia, 2: falde Austroalpine, 3: Sudalpino, 4: Falde Pennidiche. I.L.: Linea Insubrica, SP: dolomite del Sasso Pelo, MV: valle del Mera, SJ: Passo San Jorio, BM: Bagni del Masino, CM: Molassa di Como, L:Locarno, LC, Lago di Como, LM: Lago Maggiore. Da Wiedenbeck *et al.*, 1986.

A NE del Plutone Bregaglia, la Faglia Muretto, tardoalpina, fragile, normale, ha un rigetto verticale di poche centinaia di metri (Ring, 1994). La Faglia Forcola (normale) produce un rigetto verticale tra Falda Tambò e Falda Adula di circa 3 km (Meyre *et al.*, 1998).



Nelle falde Tambò e Suretta, la fase D4 produce faglie normali fragili – duttili immergenti ad angolo medio – alto dirette NNW–SSE (Fig. 2.28) (Baudin *et al.*, 1993). Nella Falda Adula, la fase D4 Carassino agisce solo a N E dell’area d’interesse (Nagel, 2008).

### 2.6.5 - Neotettonica

L’evoluzione dal Neogene ad oggi delle Alpi Centrali – Occidentali è caratterizzata dal passaggio dalla collisione continentale alpina all’estensione postcollisionale (Sue e Tricart 2003; Sue *et al.*, 2007; Selverstone, 2005). L’evoluzione dinamica e cinematica delle catene orogeniche durante le fasi sincollisionali o postcollisionali è legata sia alla tettonica delle placche che alle forze di isostasia; queste forze sono responsabili dei processi estensionali nelle catene. Nelle Alpi, è stato possibile individuare due fasi di estensione: un’estensione in direzione parallela all’orogeno che ha interessato l’arco alpino interno durante il Neogene; e un regime di estensione perpendicolare all’orogeno attivo ancora oggi e che potrebbe essere iniziato nel Pliocene (Sue *et al.*, 2007) (Fig. 2.33).

L’estensione neogenica parallela all’orogeno può essere spiegata con l’estrusione laterale di blocchi crostali o litosferici in un contesto collisionale. Diversi modelli numerici (Seyferth and Henk (2004) dimostrano che l’estrusione laterale avviene durante le ultime fasi dell’evoluzione orogenica. Inoltre, nei casi in cui vi sia un bacino in apertura prossimo e collegato all’orogene, l’estrusione laterale è facilitata: nel caso delle Alpi, l’estrusione è facilitata dall’apertura del Bacino Ligure – Provenzale nel Miocene inferiore (Sue *et al.*, 2007) (Fig. 2.32). Un’importante cambiamento nella tettonica è il movimento della placca in subduzione appenninica tra Miocene e Pliocene. 11 Ma BP infatti si ha il trasferimento del regime di estensione dal bacino Ligure – Provenzale al Tirreno.

Anche la rotazione antioraria della placca Adria influenza i movimenti neotettonici: Sue *et al.* (2007) descrivono la neotettonica miocenica in questa porzione della catena alpina come prodotta dai movimenti di un blocco semirigido che termina con la Linea del Sempione a NE, il sistema di faglie destro tra Rodano e Belledonne – Monte Bianco a N e W e altre faglie maggiori a SW.

All’interno del Duomo Lepontino, nel Miocene inferiore, si ha estensione parallela all’orogeno lungo la normale Faglia Forcola (Selverstone, 2005; Meyre *et al.*, 1998).

L’estensione in senso perpendicolare all’orogeno che si sviluppa dal Pliocene è spiegabile attraverso il riequilibrio isostatico della catena: le porzioni di crosta ispessite a seguito della collisione (il nucleo della catena alpina) tendono a collassare rispetto ai bacini molassici Svizzero e padano in cui la crosta è più sottile (Sue *et al.*, 2007).

Selverstone (2005) riassume i movimenti delle diverse faglie dall’Oligocene ad oggi (Fig. 2.31).

TABLE 1 Oligocene to recent normal faults in the Alps

Area/structure	Orientation relative to orogen trend	Selected references
<b>Western Alps</b>		
Reactivated Frontal Pennine thrust	Parallelo	Sue et al. 1999, Sue & Tricart 2003
Pennine units throughout	Parallelo/perpendicolare	Sue & Tricart 2003
Zone Houillière Briançonnaise	Parallelo	Aillères et al. 1995, Caby 1996, Sue et al. 1999, Sue & Tricart 2002
Queyras area	Obliquo	Michard et al. 1993, Avigad et al. 2003
Dora Maira area	Parallelo	Ballèvre et al. 1990, Philippot 1990
Monviso area	Parallelo	Cannic et al. 1995
Versoyen zone	Parallelo	Ballèvre & Merle 1993, Cartwright & Barnicoat 2002
Combin zone	Parallelo	Meyre et al. 1998
Aosta-Ranzola extensional zone	Parallelo	Bistacchi et al. 2001
<b>Central Alps</b>		
Valais region	Parallelo	Champagnac et al. 2003
Simplon line	Perpendicolare	Mancel & Merle 1987, Steck 1990, Mancktelow 1992
Muretto fault	Obliquo	Ring 1994
Ticino subdome	Perpendicolare	Merle et al. 1989, Ring 1992
Turba mylonite zone	Perpendicolare	Froitzheim et al. 1994
Forcola fault	Parallelo	Lazarre et al. 1994
Suretta-Tambo nappes	Perpendicolare	Huber & Marquer 1996
Engadine line	Obliquo	Schmid & Froitzheim 1993
<b>Eastern Alps</b>		
Throughout eastern Alps	Perpendicolare	Frisch et al. 2000
Brenner line (W end, Tauern)	Perpendicolare	Behrmann 1988, Selverstone 1988, Axen et al. 1995
Sonnblick lamella (central Tauern)	Perpendicolare	Kurz & Neubauer 1996
Katschberg fault (E end, Tauern)	Perpendicolare	Gensler & Neubauer 1989
Faults bounding Rechnitz Window	Perpendicolare	Dunkl & Demény 1997
Alpine-Pannonian transition	Perpendicolare	Szafian et al. 1999, Grassl et al. 2004

Fig. 2.31 – Faglie normali attive tra l’Oligocene e oggi. Da Selverstone, 2005.

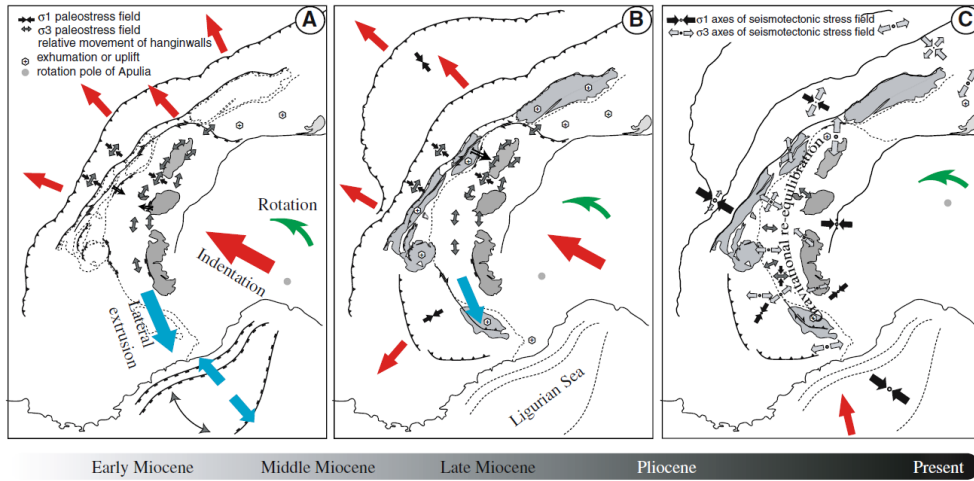


Fig. 2.32 – Schemi tettonici dell'evoluzione geodinamica delle Alpi Occidentali e Centrali durante il Neogene. a) Miocene inferiore – Miocene medio: la propagazione del fronte compressivo alpino inizia a influenzare il dominio europeo esterno (Elvetico) mentre l'apertura del bacino Ligure – Provenzale facilita l'estruzione laterale delle aree interne della catena verso S. La direzione di estensione principale nelle zone interne è parallela all'orogeno. b) Miocene superiore – Pliocene inferiore: il fronte in compressione si propaga verso i domini esterni, raggiungendo il Giura e il sistema di falde Digne. Sebbene l'apertura del bacino Ligure – Provenzale sia terminata, l'estruzione laterale delle aree alpine interne e lo sviluppo di un'estensione parallela all'orogeno è ancora attiva. c) Pliocene – attuale: l'indentazione della Placca Adria nell'Europa diminuisce. Il ruolo delle forze gravitazionali diventa predominante, e il nucleo della catena è interessato da estensione in direzione perpendicolare all'orogeno, mentre il bacino Ligure – Provenzale ora subisce compressione. Il ruolo delle forze rotazionali è indicato dalle frecce verdi. La rotazione di Adria ha indotto, specialmente in tempi recenti, l'evoluzione di un sistema di faglie destro lungo il bordo occidentale della catena alpina. Da Sue et al., 2007.

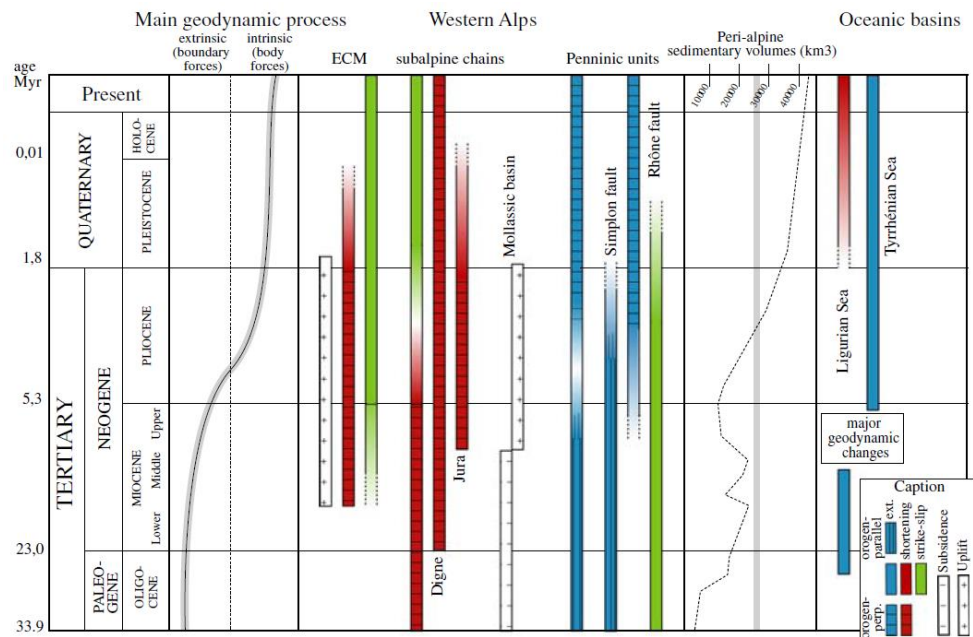


Fig. 2.33 – Diagramma sintetico: evoluzione tettonica della catena alpina e della sua periferia e processi geodinamici associati. Il colore rappresenta il regime tettonico che interessa i diversi domini della catena nel tempo. Le linee orizzontali o verticali all'interno delle barre colorate mostrano l'orientazione degli assi di deformazione principali, orogeno-parallel o orogeno-perpendicolare. La curva a sinistra (equilibrio tra le forze tettoniche e le forze isostatiche) documenta l'importante ruolo che svolge la diminuzione della convergenza nello sviluppo dell'estensione orogeno-perpendicolare (legata alla gravità) al nucleo della catena. La curva a destra mostra il volume di sedimenti derivati dalla catena alpina e depositi nei bacini periferici. L'aumento pliocenico nella sedimentazione riflette l'aumento dell'erosione della catena, che potenzialmente enfatizza (direttamente o indirettamente) l'estensione in senso perpendicolare all'orogeno piuttosto che orogeno-parallel (da Sue et al., 2007).

## Capitolo 3

### Metodo

In questo capitolo è descritto il metodo di lavoro utilizzato per raccogliere i dati durante il rilevamento (criteri stratigrafici adottati, materiale cartografico utilizzato, dati preesistenti) e per organizzarli in un sistema informativo geografico (impostazione generale del progetto, modalità di digitalizzazione), con l'obiettivo di ottenere un corpus di dati il più possibile completo e omogeneo sulla geologia del Quaternario e sulla geomorfologia della Bassa Valchiavenna.

I metodi con cui sono stati analizzati i dati così raccolti sono descritti nei relativi capitoli.

L'attività di rilevamento geomorfologico in Valchiavenna è iniziata dalla Val San Giacomo nel 2009. Il lavoro ha visto la collaborazione di più ricercatori, impegnati sia nell'attività di rilevamento sia nella successiva analisi dei dati (Riganti, 2012; Taglieri, 2012; Tantardini, 2012; Progetto "Geomorfologia della Valchiavenna", Bini e Apuani non pubblicato). Questa tesi di dottorato completa il lavoro avviato, con la copertura dell'intero bacino vallivo.

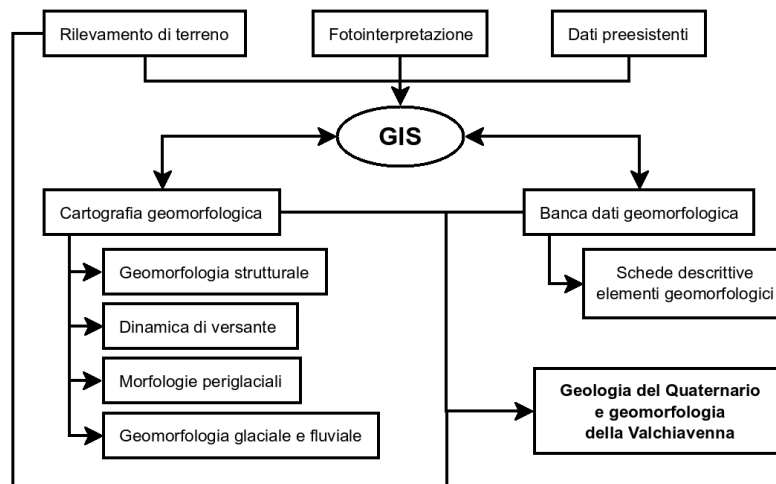


Fig. 3.1 – Diagramma di flusso delle attività eseguite per la creazione della cartografia e della banca dati geomorfologica.

Come base di partenza è stato molto importante il materiale prodotto alcuni anni fa nell'ambito del Progetto Valchiavenna. La raccolta dei dati di terreno si è concentrata sull'individuazione e sullo studio delle forme e dei depositi. È stata sempre mantenuta una netta distinzione tra gli aspetti geomorfologici, osservabili in due dimensioni (superfici), e aspetti geologici, inerenti oggetti in tre dimensioni, perchè una stessa forma (superficie) non sottende obbligatoriamente depositi (volumi) uguali. La distinzione tra i vari depositi, quindi, è stata effettuata sulla base delle caratteristiche sedimentologiche e non della loro forma. Le forme sono state utilizzate, in ambito geologico, come indizi, poichè una certa forma può sottendere solo un numero limitato di depositi di genesi diversa.

Il rilevamento è stato condotto sulla base cartografica della Carta Tecnica Regionale (C.T.R.), edizione '98, per la provincia di Como, e della Carta Tecnica della Provincia di Sondrio derivata da Database topografico (edizione 2012, scala 1:10.000). A supporto del rilevamento, l'analisi cartografica e la fotointerpretazione hanno permesso di raccogliere ulteriori dati, migliorare l'interpretazione dei dati di terreno e di osservare o individuare strutture a piccola scala difficilmente riconoscibili sul campo.

Sono state utilizzate a tal fine sia foto aeree esaminate in stereoscopia, sia ortofoto e DEM analizzati tramite software.

Dato che questo progetto è orientato allo studio della geomorfologia e dei depositi quaternari, è stata posta minore attenzione alla ricostruzione della geologia e all'analisi di dettaglio delle litologie e pertanto sono stati utilizzati i dati già esistenti. Tuttavia, è necessario sottolineare che tali dati sono stati prodotti in tempi diversi e con intenti diversi. Il risultato è che in Valchiavenna manca una cartografia geologica esaustiva e aggiornata (vedi Cap. 2 – Geologia della valle). La carta geologica italiana di maggiore dettaglio disponibile (1:50.000) è ancora la carta prodotta preliminarmente al Progetto CROP (Crosta Profonda) (Montrasio e Sciesa, 1988), che presenta diverse imprecisioni. Sfondrini e Pasquarè (2011) hanno pubblicato una carta in scala 1:50.000 della valle, che però riguarda non la geologia, ma le caratteristiche litotecniche degli ammassi rocciosi, e non le unità geologiche. Sul fronte svizzero, diversi Autori hanno pubblicato cartografie dell'area di confine, abbastanza recenti e ben dettagliate, che tuttavia sono pubblicate a scala piuttosto piccola. La cartografia geologica svizzera copre la Valchiavenna solo con cartografia in scala 1:500.000: la cartografia geologica 1:25.000 non è ancora stata pubblicata.

I dati dalle diverse fonti sono stati comparati o combinati tra loro a seconda di quanto osservato su terreno durante questo progetto.

## **3.1 - Criteri stratigrafici adottati**

### **3.1.1 - Unità stratigrafiche**

Per il rilevamento dei depositi quaternari è stata usata la classificazione allostratigrafica basata sulle Unità Allostratigrafiche (North American Stratigraphic Code, 2005), già adottata da lavori precedenti nella regione (ad es., tra i molti lavori, Bini, 1997<sup>b</sup> e Bini *et al.*, 2001).

In Valchiavenna affiorano depositi dell'Alloformazione di Cantù e dell'Unità Postglaciale (vedi Cap. 4 – Depositi quaternari). I depositi glaciali riconosciuti in Valchiavenna sono relativi all'ultima espansione glaciale, la Glaciazione Cantù, corrispondente allo LGM (Last Glacial Maximum) (Bini, 1996; Bini, 1997), come indicano le caratteristiche interne dei sedimenti e le caratteristiche del profilo di alterazione, sottile e spesso meno di un metro (vedi 4.1 - Alloformazione Cantù). Sono assenti depositi glaciali pre LGM, appartenenti ad Alloformazioni più antiche.

### **3.1.2 - Sezioni stratigrafiche e terminologia adottata**

Durante il presente lavoro sono state individuate e descritte alcune sezioni stratigrafiche in affioramento. Inoltre, sono state utilizzate le sezioni descritte anche da Autori precedenti (vedi 3.6.1 - Sezioni stratigrafiche in affioramento). Sono state utilizzate anche sezioni stratigrafiche da perforazioni (vedi 3.6.2 - Sezioni stratigrafiche da perforazioni nell'area di fondovalle).

Le descrizioni complete degli affioramenti sono in Allegato 03. Per descrivere gli affioramenti è stato utilizzato lo schema pubblicato da Bini (1990).

La terminologia adottata è quella istituita dalla Commissione INQUA (Circolare del Till Work Group n°17, 1980) (Dreimanis, 1988), già utilizzata per lavori in aree non lontane (ad es. Bini *et al.*, 2001).

### **3.1.3 - Codifica di facies**

La codifica di facies adottata nel presente lavoro è descritta in Bini *et al.*, 2001; essa integra le precedenti classificazioni di Eyles *et al.* (1983), Eyles e Miall (1984), Miall (1977, 1978, 1984, 1985, 1996).

La riportiamo per completezza in Allegato 02.

<b>Codice Affioramento</b>	<b>Coordinata X</b>	<b>Coordinata Y</b>	<b>Quota</b>
B2d3 A01	527622	5131316	1041
B2d4 A01	527023	5125612	1011
B2d4 A02	526356	5126189	1257
B2d4 A03	528033	5129236	1186
B2d4 A04	526340	5128561	1248
B2d4 A05	526558	5130267	1348
B2d4 A06	526662	5130513	1310
B2d4 A07	525768	5128964	1580
B2d4 A08	526533	5127787	988
B2d4 A09	525741	5128428	1317
B2d4 A10	528705	5130202	513
B2d5 A01	529153	5122353	440
B2d5 A02	528771	5123209	463
B2d5 A03	529544	5120119	833
B2d5 A04	529080	5122269	508
B2d5 A05	525318	5123710	970
B2d5 A06	524507	5124234	1019
B2e3 A01	537786	5130944	660
B2e3 A02	538166	5130984	637
B2e3 A04	538941	5131507	1065
B2e3 A05	538160	5133296	2084
B2e3 A06	535334	5131188	857
B2e3 A07	534980	5130614	560
B2e3 A08	538797	5130893	632
B2e3 A09	536506	5130592	550
B2e3 A10	536394	5130587	552
B2e3 A11	537967	5131149	675
B2e3 A12	537348	5131011	670
B2e3 A13	538650	5131878	1281
B2e3 A14	536969	5133855	2395
B2e3 A15	536879	5130634	575
B2e4 A01	532667	5128072	1225
B2e4 A01	535310	5129859	598
B2e4 A03	536440	5129796	1075
B2e4 A04	5129678	5129905	1230
B2e4 A05	538739	5129678	1120
B2e5 A01	536988	5121408	920
B3d1 A01	529110	5119866	1040
B3d1 A02	530173	5119700	620
B3d2 A01	528211	5114013	565
B3e1 A01	532435	5117084	525
B3e1 A02	532169	5115680	372
B3e1 A03	536008	5116404	540
B3e1 A04	536094	5116419	565
B3e1 A05	535407	5115209	618
B3e2 A01	536232	5112086	590
B3e2 A02	534551	5112667	839

Tab. 3.1 – Posizione degli affioramenti descritti in Bassa Valchiavenna. Coordinate UTM zona 32 N WGS 84. Quote in metri s.l.m..

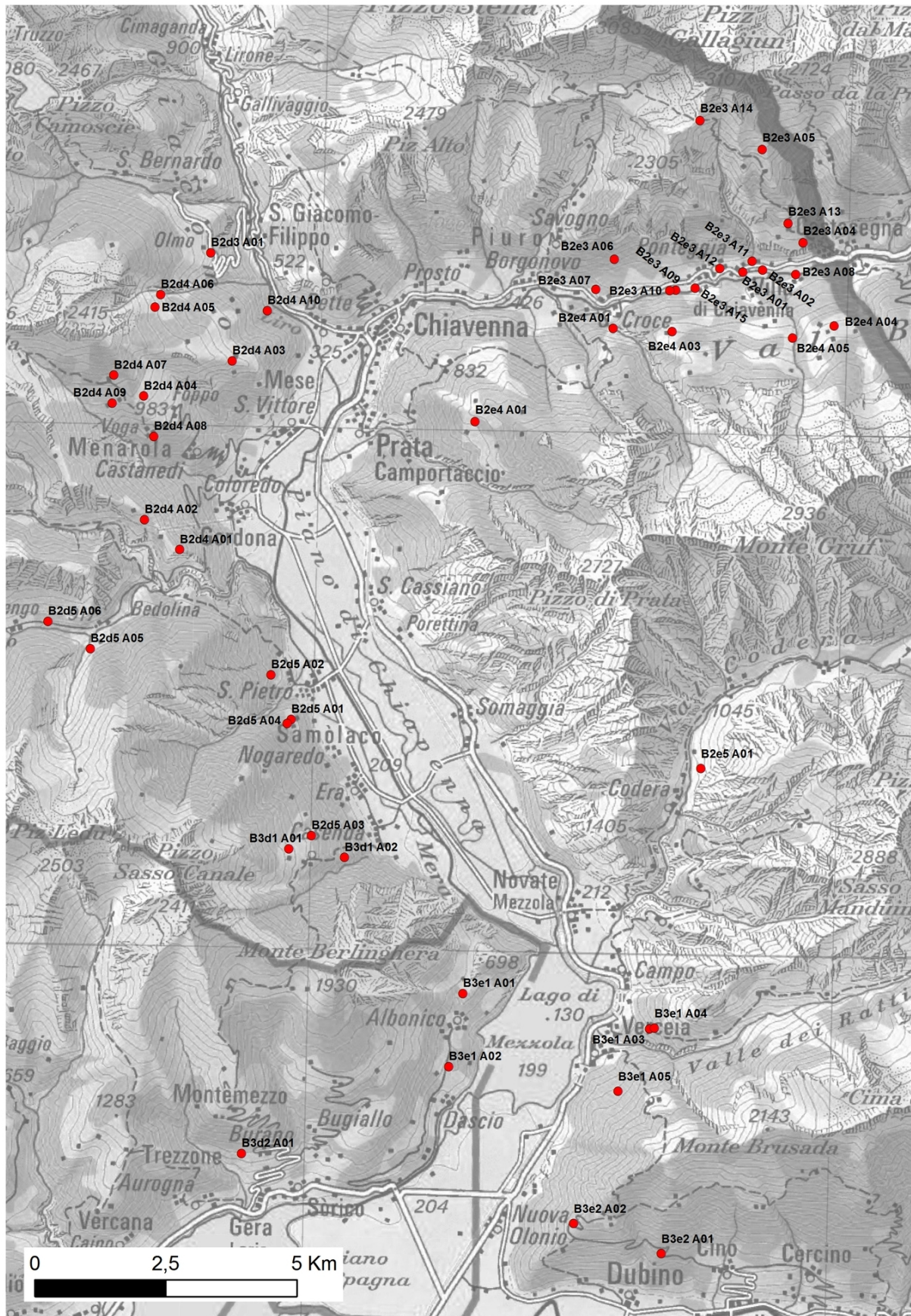


Fig. 3.2 – Posizioni delle sezioni stratigrafiche in affioramento descritte.

## 3.2 - Rilevamento di terreno

Ogni rilevamento di terreno deve necessariamente essere adattato in funzione dell'ambiente in cui il rilevamento verrà effettuato. Per la maggior parte della sua estensione, la Valchiavenna presenta ambienti di media e alta montagna: ognuno di essi ha peculiarità vegetazionali, climatiche e topografiche che devono essere prese in considerazione per la programmazione del rilevamento di terreno.

La vegetazione può rendere difficoltoso il rilevamento di terreno, nascondendo la visuale ed ostacolando i movimenti sul territorio. In Valchiavenna, salendo dal fondovalle verso quote maggiori, si passa da una piana coltivata, a boschi di latifoglie, a boschi di conifere, a pascoli alpini ed infine agli ambienti desertici di alta montagna. L'ambiente maggiormente rappresentato è quello del bosco di latifoglie. Il rilevamento in queste aree è stato concentrato nel periodo non vegetativo (quindi principalmente autunnale–invernale), durante il quale la vegetazione decidua perde le foglie, agevolando notevolmente gli spostamenti e permettendo una migliore visuale del territorio, seppur comunque limitata al massimo a poche decine di metri. Questo accorgimento è inutile nel caso dei boschi di piante perenni (abeti). Qui si deve fare affidamento a che le piante siano sufficientemente alte e distanziate da terra per permettere il passaggio e, soprattutto, la visuale del terreno. Nel caso dei pascoli di alta montagna, infine, non è tanto la vegetazione a creare problemi (le specie preponderanti sono graminacee e specie arbustive che raramente superano il metro di altezza, oltre ad alberi ad alto fusto sparsi) quanto il clima: queste aree in Valchiavenna infatti restano innevate per lunghi periodi, generalmente da ottobre fino a maggio–giugno, e la coltre nevosa scompare solo in tarda estate. Ciò significa che queste aree possono essere rilevate solo durante la tarda estate e l'autunno, prima delle nevicate invernali. L'inverno o il periodo primaverile sono invece i mesi migliori per rilevare le piane di fondovalle e in generale le aree a quote minori: infatti in questi mesi le attività agricole non sono ancora riprese, e nei campi non ci sono coltivazioni che nascondano il terreno; inoltre anche le piante nei boschi non hanno ancora iniziato il proprio periodo vegetativo.

In un'area montuosa come è la Valchiavenna, la stessa topografia del territorio può renderne molto difficile il rilevamento. Le aree più ripide e accidentate non solo non sono sempre raggiungibili, ma spesso se pur raggiungibili non consentono poi di muoversi nel territorio circostante. Versanti molto ripidi, forre, creste sono altri esempi di aree non sempre rilevabili da terreno: per esse si è ovviato tramite un rilevamento da panorama, osservando l'area in questione ad esempio dal versante opposto, o dal fondovalle.

A causa della difficoltà o impossibilità oggettiva nel raggiungere alcune aree del territorio (creste rocciose, aree isolate...), i dati in queste aree non hanno la stessa affidabilità che nel restante territorio. Perciò è stata redatta una carta di affidabilità del dato, suddividendo il territorio in tre classi: rilevato da terreno, rilevato tramite osservazioni panoramiche dirette, rilevato tramite osservazione di foto aeree ed ortofoto (Fig. 3.3).

Queste tre classi non devono essere intese come ordinate secondo affidabilità decrescente. Generalmente, un rilevamento da terreno è migliore di un rilevamento da panorama che a sua volta è migliore di un rilevamento da fotointerpretazione. Tuttavia, si tratta di tre scale di indagini diverse, che possono fornire ognuno informazioni non rilevabili negli altri due modi. Un rilevamento da fotointerpretazione, se effettuato su foto aeree ed ortofoto recenti, che raggiungono risoluzioni dell'ordine delle decine di cm, se riguarda ad esempio un'area poco o non vegetata, può arrivare ad un livello di affidabilità uguale o migliore di quello di un rilevamento da panorama, e, talvolta, per quanto

riguarda il mero posizionamento degli elementi, può rivelarsi addirittura migliore di un rilevamento da terreno.

In Tab. 3.2 sono riportati i periodi di rilevamento in ciascuna area.

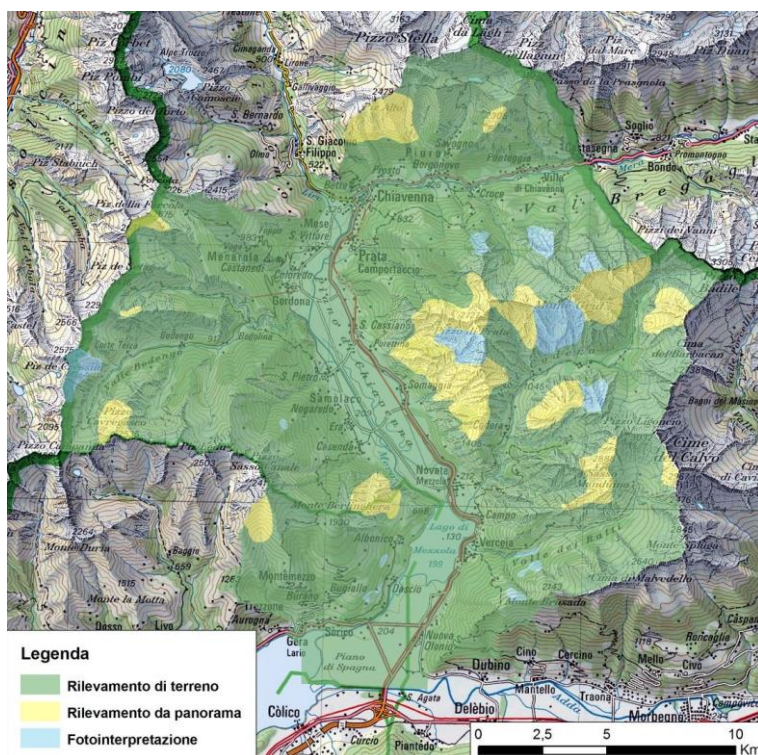


Fig. 3.3 – Carta di affidabilità del dato di rilevamento.

Periodo	Area rilevata
Novembre 2012	Comune di Montemezzo.
Marzo–Luglio 2013	Comuni di Gera Lario e Sorico.
Luglio–Dicembre 2013	Val Bregaglia, parti alte dei versanti. Comuni di Chiavenna, Prata Camportaccio, Piuro, Villa di Chiavenna.
Dicembre 2013 – Febbraio 2014	Comuni di Montemezzo, Gera Lario e Sorico, San Giacomo Filippo.
Febbraio 2014 – Maggio 2014	Val Bregaglia, parti basse dei versanti. Comuni di Chiavenna, Prata Camportaccio, Piuro, Villa di Chiavenna.
Maggio 2014 – Settembre 2014	Versante W della Bassa Valchiavenna: valli settentrionali. Val Bodengo, Valle Forcola, Val Pilotera, Val Piodella.
Settembre 2014 – Ottobre 2014	Versante E della Bassa Valchiavenna. Val dei Ratti.
Novembre 2014 – Gennaio 2015	Versante W della Bassa Valchiavenna: valli meridionali e parti basse del versante. Valle Mengasca. Comuni di Samolaco, Gordona, Mese.
Gennaio 2015 – Marzo 2015	Piano di Chiavenna e Pian di Spagna. Parte bassa del versante E della Bassa Valchiavenna.
Marzo 2015 – Giugno 2015	Val Codera e valli tributarie, Val Revelaso.
Luglio 2015	Val Codera e valli tributarie, conca dell'Acqua Fraggia.
Agosto 2015	Val Ladrogno, alta Val dei Ratti, versante E della Valchiavenna.

Tab. 3.2 – Periodi di rilevamento di terreno.

### 3.3 - Cartografia utilizzata e problematiche

Il rilevamento di terreno è stato eseguito basandosi sulla Carta Tecnica Regionale (CTR) alla scala 1: 10.000. L'attività di ricerca è caduta durante il periodo di transizione in cui la precedente CTR, divenuta obsoleta per il non puntuale aggiornamento e l'utilizzo del sistema di riferimento nazionale (Monte Mario, datum Roma 1940, EPSG geodetic parameter dataset: 3003) invece che del sistema di



riferimento mondiale (UTM, datum WGS 1984, EPSG geodetic parameter dataset: 32632), veniva gradualmente sostituita dalla nuova cartografia tecnica.

La prima ovvia conseguenza di ciò è che per l'attività di rilevamento sono state utilizzate due cartografie diverse: la precedente CTR (Carta Tecnica Regionale edizione '98, volo '81, tematismo 10R) per il territorio compreso nella Provincia di Como (dove la nuova CTR non era ancora stata pubblicata all'atto del rilevamento di terreno) e alcune aree (soprattutto creste montuose) non aggiornate in Provincia di Sondrio, e la nuova CTR (Carta Tecnica della Provincia di Sondrio derivata da Database topografico, edizione 2012, scala 1:10.000) per il resto del territorio.

Altre conseguenze derivano dalle caratteristiche e dalle modalità di costruzione delle due cartografie. Entrambe hanno pregi e difetti. In generale, la nuova cartografia è più precisa nel rappresentare la mera topografia del terreno: oltre all'evolversi della tecnologia e della precisione dello strumento cartografico, per la sua realizzazione sono state utilizzate tecniche volte a eliminare il più possibile il disturbo causato dalla vegetazione ad alto fusto, cosa che non è stata possibile per la precedente cartografia. Tuttavia la nuova CTR è stata costruita esclusivamente da ortofoto, senza rilievi topografici, cosa che invece è stata fatta per la precedente, anche se non ovunque. Per questo motivo si incontrano zone in cui la topografia presenta errori o è molto semplificata.

La nuova carta riporta, soprattutto nelle aree urbanizzate, una situazione aggiornata rispetto alla vecchia CTR (edizione '98), sebbene siano comunque presenti errori grossolani: tracciati stradali inesistenti o diversi dalla realtà, e soprattutto una rete sentieristica quasi ovunque non corrispondente al reale, fino all'assurdità di sentieri che risalirebbero perpendicolarmente pareti rocciose quasi verticali. La topografia aggiornata ha però il merito, ad esempio, di mettere in evidenza le nuove aree di frana. Di contro, la vecchia cartografia presenta una rete sentieristica tracciata con molto maggior precisione (cosa che può aiutare molto ad orientarsi soprattutto in aree boschive, anche se dopo molti anni non tutti i sentieri sono stati mantenuti).

Soprattutto sono efficacemente rappresentati, tramite tratteggio artistico, gli affioramenti rocciosi. Nella nuova CTR (edizione 2012) sono presenti invece le sole isoipse, anche se è talvolta presente il limite tra la roccia affiorante delle creste montuose più elevate e i depositi sottostanti (solitamente gravitativi). Ciò va a discapito della facilità di orientamento, ma di contro rende la carta molto più pulita e facilita la lettura delle quote e l'individuazione degli elementi del paesaggio anche in aree molto ripide.

Per quanto riguarda la toponomastica, nelle nuove carte tecniche ha qualità variabile da cattiva a pessima: i toponimi sono sovente ripetuti senza motivo, spesso sono distanti dall'elemento geografico che dovrebbero identificare, vaste aree non hanno nessun toponimo, i nomi sono spesso scritti scorrettamente. Molto migliori da questo punto di vista, seppure anch'esse non siano esenti da errori, sono le carte tecniche regionali dell'edizione '98. Per quanto riguarda i toponimi delle località, in tutto il presente testo si farà riferimento ai toponimi della cartografia svizzera 1:50.000, riportata in Allegato 01.

Nella nuova carta tecnica (ediz. 2012) sono presenti alcune aree, per fortuna ristrette, in cui la topografia è scorretta. Ciò è stato verificato sia direttamente su terreno, che dal confronto con la vecchia cartografia tecnica e con le foto aeree. I punti in cui la nuova CTR è sbagliata sono:

- tratto del Torrente Codera a S di Avedee (tratto W della Val Codera);
- area a NE e SE del toponimo Valle della Parete, tra le quote 900 – 1050 (NE di Somaggia);
- cima a quota 1167,2 a SE di Mottali, e valle relativa, fino alla valle principale (Valle Lobbia, versante S);

- valle con testata a quota 1458,6 a E del toponimo Valle del Pericchio (media Valle della Lobbia);
- tracciato stradale della Strada della Ganda, Piuro, Val Bregaglia;
- tracciato stradale della strada consortile verso Paiedo, Samolaco;
- Val Deserta, sponda destra della Val Codera all'altezza di Bresciadega, nello specifico la zona intorno a quota 1550 lungo l'asta principale.

Per la redazione della cartografia geomorfologica si è scelto di utilizzare la nuova CTR, perchè, pur considerando tutti i difetti sopra elencati, è più aggiornata, utilizza il sistema di riferimento WGS 1984, in generale delinea con maggior precisione la topografia, e dal punto di vista meramente grafico è più pulita e leggera.

### **3.4 - Foto aeree ed ortofoto**

Si sono rivelate utili per meglio definire e tracciare correttamente in carta la geometria di limiti geologici ed elementi geomorfologici. Esse tuttavia non devono mai sostituirsi alla carta, che rimane lo strumento fondamentale di descrizione del territorio.

Di seguito sono riassunti i dati tecnici riguardanti le foto aeree e le ortofoto utilizzate.

- Ortofoto IT 2000 NR 2003 a colori, scala nominale 1:10.000, risoluzione 0,5 m.
- Foto aeree del Database Topografico della Provincia di Sondrio, 2008, a colori, risoluzione 15 cm.
- Ortofoto AGEA 2012 a colori, scala nominale 1:10.000, risoluzione 0,5 m.
- Ortofoto da Google Earth: © 2015 Google, © 2015 DigitalGlobe, © 2015 CNES/Spot Image, acquisite tra il 2003 e il 2012.
- Ortofoto da Bing Maps: © 2015 HERE, © 2015 Microsoft Corporation.

### **3.5 - GIS**

Un aspetto fondamentale del lavoro eseguito in Valchiavenna è l'utilizzo di sistemi informativi geografici (GIS). I GIS sono una "combinazione di hardware, software, risorse umane e procedure che ha lo scopo di acquisire, gestire e analizzare dati spazialmente referenziati" (Goodchild e Kemp, 1990). In sostanza, essi permettono di "vedere geograficamente" le informazioni: un'informazione non è importante in quanto tale, ma la sua posizione diventa importante come l'informazione stessa, ed è un'informazione essa stessa.

I GIS permettono di costruire banche dati che possono essere analizzate non solo in base alle relazioni esistenti tra i dati, ma anche in base alle relazioni spaziali tra i dati, che possono essere rese evidenti solo quando si pone l'attenzione sulla posizione dei dati stessi.

I campi di applicazione dei GIS sono moltissimi. Le Scienze della Terra sono probabilmente la disciplina che ne fa un uso maggiore, ma i GIS sono utilizzati anche in urbanistica, economia, sociologia, monitoraggio ambientale, biologia, medicina, archeologia e beni culturali, criminologia, protezione civile, e molti altri ancora.

Il successo dei GIS, che negli ultimi anni hanno vissuto una fortissima evoluzione tecnologica, è stata la conseguenza del graduale passaggio culturale da un approccio analogico strettamente cartografico "map-oriented", finalizzato alla stampa e all'aspetto simbolico degli elementi, ad un approccio digitale e quantitativo "GIS-oriented" caratterizzato da un'organizzazione dei dati in livelli logici connessi ad una componente descrittiva (banca dati). La cartografia digitale, da una semplice rappresentazione del territorio analoga alla cartografia tradizionale, è diventata una banca dati di informazioni geografiche su cui si può fare analisi spaziale (Noti, 2014).

L'utilizzo di GIS presenta importanti vantaggi rispetto alla cartografia tradizionale. Innanzitutto, una cartografia costruita con GIS è sempre aggiornabile, e facilmente aggiornabile. Un GIS è un sistema dinamico, in cui i dati possono essere facilmente inseriti o modificati; in cui si può modificare le modalità con cui i dati sono organizzati; che permette di rappresentarli in molti modi diversi, rendendo visibili le relazioni tra di essi. Inoltre, i dati possono essere analizzati in moltissimi modi, con la velocità e l'efficacia degli strumenti informatici moderni.

### 3.5.1 - Impostazione generale del progetto

I dati sono stati digitalizzati e organizzati grazie ai software QGIS 2.x e ArcView GIS 9.3. Il sistema di riferimento utilizzato è UTM, datum WGS 1984, zona 32 N (EPSG geodetic parameter dataset: 32632). Sono state prodotte quattro cartografie tematiche e non un'unica cartografia in quanto le carte geomorfologiche onnicomprensive, specie se di dettaglio, quando si ha a che fare con aree complesse e ricche di elementi cartografabili, non risultano di immediata interpretazione, e sono di difficile consultazione e utilizzo.

Ogni cartografia tematica è restituita in quattro fogli (NE, NW, SE, SW) in scala 1: 15.000. l'area in esame non si presta ad essere stampata su una carta 1: 20.000, e dato il dettaglio del lavoro non è stato ritenuto adatto utilizzare scale minori a 1: 20.000. All'interno del testo sarà possibile trovare riferimenti alla cartografia tematica. Sono riportati inoltre estratti cartografici contenenti più tematismi contemporaneamente, in caso il testo tratti di fenomeni/morfologie correlati tra loro ma appartenenti a tematismi diversi

Le cartografie tematiche riguardano:

- *Geomorfologia strutturale*: contiene la cartografia litologica, i lineamenti fragili principali (da rilevamento e da varie fonti bibliografiche), valli strutturali, strutture arrotondate, aree con roccia disarticolata, aree di cuesta, giaciture (dati di rilevamento e da fonti bibliografiche) e superfici strutturali di diverso tipo.
- *Dinamica di versante*: vi sono indicati i depositi dovuti a processi di versante (distinti in: di versante, di crollo, di scivolamento, di debris flow) e le morfologie a essi associate (coni di detrito, conoidi di debris flow), le aree in DGPV e gli elementi a esse associati, le pareti particolarmente soggette a crolli e le aree in frana.
- *Morfologie periglaciali*: riporta le morfologie periglaciali (cuscinetti erbosi, lobi di soliflusso, blocchi aranti, lastricati nivali, rock glacier e sorgenti a essi collegate, ghiacciai e nevai attuali).
- *Morfologie glaciali*: contiene le morfologie sedimentarie ed erosionali glaciali (morene certe e presunte, terrazzi di kame, rocce montonate, hummocky moraine, fluted moraine, strie di esarazione, trimline), depositi glaciali (till, depositi indistinguibili glaciale/versante, massi erratici), depositi e morfologie fluviali e fluvioglaciali e i limiti dei ghiacciai dai catasti dei ghiacciai italiani redatti nel 2003.

La digitalizzazione è organizzata in cinque shapefile o gruppi di shapefile: uno shapefile per gli elementi puntuali, uno per gli elementi lineari, uno poligonale per i depositi e la roccia affiorante, un gruppo di shapefile per le morfologie non schedate e un ultimo gruppo di shapefile per le morfologie schedate.

La legenda complessiva è riportata in Tab. 3.3. Di seguito, sono riportate le legende della cartografia tematica con i simbolismi grafici utilizzati.

ELEMENTI PUNTUALI	ELEMENTI LINEARI	ELEMENTI REALI: DEPOSITI E ROCCIA	MORFOLOGIE NON SCHEDATE	MORFOLOGIE SCHEDATE
(shapefile unico)	(shapefile unico)	(shapefile unico)	(ogni voce uno shapefile a sé)	(ogni voce uno shapefile a sé)
Alterazione in graniti	Argine di debris flow	Area di cava o di deposito inerti	Coni di detrito	Area a colate detritiche
Blocco arante	Canale di debris flow	Deposito di crollo	Conoidi di debris flow	Colate detritiche
Cuscinetti erbosi	Contropendenza	Deposito di debris flow	Parete particolarmente soggetta a crolli	Area a fluted moraine
Giacitura	Cresta di cordone di rockglacier / protalus rampart	Deposito di versante	Rocce montonate	Cuesta – hogback
Lastricato nivale	Cresta di morena	Deposito fluviale	Rocchia disarticolata	DGPV
Marmitta – area con marmitte	Cresta di morena poco evidente	Deposito fluvioglaciale	Strutture arrotondate	Dossi
Massi erratici sparsi	Dosso sottoglaciale	Deposito glaciale	Superfici strutturali	Drumlin
Masso erratico	Faglia regionale	Deposito indistinguibile glaciale–versante		Frane di crollo
P–forme	Faglia regionale incerta	Deposito lacustre/torboso		Frane di scivolamento
	Fronte di colata	Frana di scivolamento		Morfologie periglaciali
	Margine di canyon	Ghiacciaio		Rockglacier
	Nicchia di frana	Hummocky moraine		Sorgenti
	Orlo di cuesta	Lago/corpo idrico		Strie di esarazione
	Orlo di ripiano morfologico	Macereto (ammasso roccioso intensamente fratturato e parzialmente rimobilitato)		Trimline
	Orlo di scarpata	Neve		
	Orlo di scarpata di cava	Rocchia affiorante		
	Orlo di terrazzo di kame			
	Orlo di terrazzo fluviale			
	Orlo di terrazzo fluviale incerto			
	Paleoalveo			
	Scarpata di erosione fluviale			
	Scarpata su faglia			
	Sovrascorrimento regionale			
	Sovrascorrimento regionale incerto			
	Sponda di trincea di grandi dimensioni			
	Trimline			
	Trincea			
	Trincea su faglia			
	Valle da rilascio			
	Valle strutturale			
	Antica riva di lago			
	Limite di paleoalveo			
	Faglia			
	Faglia incerta			

Faglia regionale
Faglia regionale incerta
Frattura di origine tettonica in distensione
Zona assiale di piega regionale

Tab. 3.3 – Elementi cartografati.

### Legenda della carta *Geomorfologia strutturale*

	Orlo di ripiano morfologico		Trincea
	CU001 Fronte di cuesta (e n° scheda)		Valle strutturale
	DS005 Dosso in roccia (e n° scheda)		Trincea su faglia
	Contropendenza		Scarpata su faglia
	Valle da rilascio		Zona assiale di piega regionale
	Faglia regionale		Faglia
	Faglia regionale (incerta)		Faglia (incerta)
	Sovrascorrimento		Frattura di origine tettonica
	Sovrascorrimento (incerto)		Giacitura
	Roccia particolarmente disarticolata		

### Superfici strutturali





	Superficie strutturale per scistosità o stratificazione
	Area con diffuse superfici strutturali di piccole dimensioni
	Terrazzo per superfici di scistosità o stratificazione
	Versante a gradinata
	Superficie strutturale in senso lato
	Superficie strutturale per faglia inversa

### Strutture arrotondate











	Granito di Novate		Unità del Gruf (struttura a piccola scala)
	Granodiorite Bregaglia		Superficie arrotondata su sistema di fratture

## Legenda della carta *Dinamica di versante*








### DEPOSITI

-  Deposito di versante in senso lato
-  Deposito di debris flow
-  Deposito di crollo
-  Depositi glaciali e di versante indistinguibili


### MORFOLOGIE DI VERSANTE


-  Nicchia di frana
-  Orlo di scarpata
-  Pareti rocciose particolarmente soggette a crolli
-  FS003 Corpo di frana di scivolamento (e n° scheda)
-  FC003 Corpo di frana di crollo (e n° scheda)
-  Conoide dominato da frana
-  Conoide dominato da debris flow
-  Canale di debris flow
-  Argine di debris flow
-  Fronte di colata

### AREE IN DGPV

-  DG010 Area interessata da DGPV (evidente) (e n° scheda)
-  DG010 Area interessata da DGPV (poco evidente) (e n° scheda)
-  Trincea
-  Valle da rilascio
-  Contropendenza
-  Orlo di trincea di grandi dimensioni
-  Macereto (ammasso roccioso intensamente fratturato e parzialmente rimobilizzato)

## Legenda della carta *Morfologie periglaciali*

 MP003 Lastricato nivale (e n° scheda)


 MP003 Blocco arante (e n° scheda)


 MP003 Cuscinetti erbosi (e n° scheda)


— Cresta di cordone di rockglacier/protalus rampart


— Fronte di colata

### Rockglacier

 RG005 Complex shaped (e n° scheda)


 RG005 Lobate shaped (e n° scheda)

 RG005 Protalus rampart (e n° scheda)


 RG005 Tongue shaped (e n° scheda)

— Nicchia di frana su rockglacier


### Attività dei rockglacier


 Rockglacier con ghiaccio

Rockglacier senza ghiaccio


 Rockglacier relitto

### SORGENTI

 SF001 Sorgente perenne (e n° scheda)

 SF001 Sorgente effimera (e n° scheda)





### GHIACCIAI


 Area occupata dai ghiacciai

## Legenda della carta *Geomorfologia glaciale e fluviale*



### MORFOLOGIE DI DEPOSITO GLACIALE

#### Sovraglaciali e Marginoglaciali







-  Cresta di morena
-  Cresta di morena poco evidente
-  Allineamento di erratici
-  Terrazzo di kame

 Hummocky moraine



#### Sottoglaciali


-  Dosso sottoglaciale
-  FM003 Area con dossi sottoglaciali (e n° scheda)

### DEPOSITI GLACIALI

-  Deposito glaciale
-  Deposito glaciolacustre
-  Deposito di contatto glaciale
-  Depositi glaciali e di versante indistinguibili
-  Masso erratico
-  Massi erratici sparsi

### MORFOLOGIE DI EROSIONE GLACIALE


-  SE008 Strie di esarazione glaciale (e n° scheda)
-  P-forme

 Rocce montonate


### TRIMLINE

 TL004 Trimline (e n° scheda)


### GHIACCIAI ATTUALI

 Area occupata dai ghiacciai

### DEPOSITI FLUVIALI

 Deposito fluviale

### TORBIERE

 Deposito lacustre torboso



## MORFOLOGIE DI EROSIONE FLUVIALE

- ▼ Marmitta - area con marmitte
- Margine di canyon
- Scarpata di erosione fluviale
- Orlo di terrazzo fluviale
- Orlo di terrazzo fluviale incerto
- Paleovalveo
- ==== Piccolo alveo attuale
- ..... Basso topografico allungato
- ++++ Alto topografico allungato
- Limite di paleovalveo (ricostruito)
- Antica riva di lago

## FORME DI ALTERAZIONE IN ROCCE CRISTALLINE

- Vaschetta di alterazione

## AREE ANTROPIZZATE

- Area di cava, area di discarica inerti, terrapieni
- Orlo di scarpata di cava

### 3.5.2 - Cartografia: problemi e convenzioni usate

#### Depositi

Esistono diverse difficoltà per la suddivisione in facies dei depositi nell'ambito di una stessa alloformazione, soprattutto per quanto riguarda l'Unità Postglaciale, i cui depositi sono prodotti da processi in continua evoluzione spazio – temporale difficili da identificare precisamente e cronologicamente. Depositi affiancati, apparentemente coevi in base a un criterio di posizione, possono in realtà avere età diverse. Oppure è frequente il caso di depositi che presentano transizione graduale a depositi di altro tipo: ad esempio, un deposito di frana può passare gradualmente a deposito di debris flow, che può passare a deposito fluviale, senza che siano visibili limiti netti. In questi casi, il limite è stato comunque tracciato su base geometrica, ma ha un grado di attendibilità inferiore a quello di un limite certo.

Nell'ambito dei depositi glaciali nelle zone di alta montagna e nei circhi i clasti sono di identica litologia e per questo motivo uno dei problemi maggiori nel rilevamento consiste nel distinguere i depositi glaciali dai depositi di versante o di frana. Nella maggior parte dei casi sono solo le situazioni al contorno (allineamenti di massi, distribuzione, rapporti con i versanti ecc...) che permettono di

operare tale distinzione; in altri casi, essendo spesso i depositi identici pur avendo una genesi molto diversa, la distinzione è impossibile. Perciò spesso questi depositi sono stati cartografati come Depositi indistinguibili glaciali e di versante (Bini e Pellegrini, 1998) (vedi Tab. 3.3).

Allo stesso modo è problematica anche la distinzione tra depositi fluviali e fluvioglaciali. Dal punto di vista sedimentologico non vi sono differenze di sorta tra i due e normalmente vengono cartografati senza distinguerli. In aree montane, prossime ai ghiacciai, attuali o del passato, si può operare una distinzione, utile per ricostruzioni paleoambientali, in base alla granulometria dei depositi, alla presenza di massi trasportati dal corso d'acqua, alla morfologia dei depositi, piane e terrazzi, alla posizione del deposito stesso rispetto ai ghiacciai e al reticolo idrografico attuale. Una simile distinzione in Valchiavenna è però possibile solo in pochi casi (in Val San Giacomo: Tantardini, 2012, Riganti, 2012, Taglieri, 2012), e di conseguenza in questa cartografia si è deciso di non effettuare la distinzione, limitandosi a cartografare ambedue i depositi come deposito fluviale.

Per la distinzione dei depositi, e quindi anche per i depositi dovuti alla dinamica di versante, è stato utilizzato un criterio genetico: i depositi sono stati distinti in base al processo che li ha depositi. Di conseguenza, oltre ai depositi chiaramente identificabili come depositi di frana di scivolamento, depositi di crollo e depositi di debris flow, sono stati cartografati come generici depositi di versante (di granulometria fino a grossi blocchi) e macereti (depositi a grossi blocchi, spesso ciclopici, in ammassi rocciosi estremamente fratturati e disarticolati), tutti quei depositi di genesi difficilmente individuabile o sui quali ha agito, con un rimaneggiamento continuo, un insieme di eventi diversi; questi depositi solitamente vanno a costituire le falde di detrito al piede dei versanti o le loro sottili coperture sedimentarie.

Per la distinzione dei processi di dinamica di versante è stata impiegata la classificazione di Varnes (1978) distinguendo frane di crollo, frane di scivolamento e colate di detrito (debris flow). Sono state individuate, inoltre, numerose Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) che si differenziano dagli altri processi per la scala e la lentezza di movimento.

Tutti questi fenomeni presentano un'elevata variabilità di scala: si passa infatti da frane con accumuli di poche decine di m<sup>2</sup> a fenomeni molto più ampi, o da DGPV dell'ordine del migliaio di metri quadrati, a DGPV dell'ordine del milione di m<sup>2</sup> (vedi Cap. 6 – Dinamica di versante)

Le frane a grande scala sono state agevolmente delimitate su terreno mentre per quelle a piccola scala è stata fondamentale l'osservazione da foto aerea.

Sono stati distinti, dal punto di vista morfologico, i conoidi. I conoidi posti allo sbocco di elementi lineari come fratture, canali, vallette e valli sono, soprattutto in aree montane, come in Valchiavenna, morfologie legate alla dinamica di versante (Lecce, 1990). La dinamica fluviale è scarsamente implicata nella genesi dei conoidi in montagna e quindi il termine conoidi alluvionali è, almeno in questo contesto, errato. I conoidi montani sono prodotti da deposizione di colate detritiche, cioè da fluidi sedimentari in cui l'acqua è una parte importante ma non esclusiva; molto diverso è il caso dei veri conoidi alluvionali in cui si ha trasporto e deposizione di clasti in acqua.

Nel presente lavoro sono stati distinti dal punto di vista genetico: conoidi (o coni) di detrito, quando si trattava di semplici falde a forma di cono, ovvero di depositi dovuti essenzialmente a crolli, e conoidi dominati da debris flow quando dovuti a sedimentazione da parte di colate di detrito sovrapposte e giustapposte.

## Cartografia litologica

Per quanto riguarda la cartografia litologica, gran parte dell'area in esame (il territorio della comunità montana Valchiavenna) è coperta dalla cartografia preliminare al progetto CROP (Montrasio e Sciesa, 1988). L'estremità S dell'area, oltre la cresta spartiacque con la Valtellina e nell'area di Gera Lario, Montemezzo e Sorico, non è coperta da questa cartografia. Si è quindi utilizzata come cartografia una parte della carta geologica di Berger *et al.*, 1996. Va precisato che la cartografia CROP è a scala 1: 50.000, e trasferita a scala maggiore comporta errori nel posizionamento dei limiti geologici, che nella presente cartografia in scala 1: 15.000 risultano molto evidenti. La cartografia di Berger *et al.* (1996) copre tutta l'area del Plutone Bregaglia. Tuttavia, durante il rilevamento di terreno è stato possibile notare che essa presenta diverse incongruenze nell'area di sovrapposizione con la cartografia CROP, quindi si è deciso di utilizzare quest'ultima (anche se più vecchia) come base litologica principale, e la cartografia di Berger *et al.* (1996) solo nelle restanti aree. È indicato il limite tra le due. Nella carta sono riportate le due legende distinte.

## Individuazione e interpretazione dei lineamenti

Il presente lavoro non è un rilevamento strutturale dell'area, teso a individuare e caratterizzare le strutture sia fragili che duttili presenti. La carta di geomorfologia strutturale è stata costruita tramite l'identificazione su terreno dei lineamenti fragili, avvenuta grazie all'identificazione di fasce cataclastiche o milonitiche, di mineralizzazioni legate al movimento delle faglie, di contatti strutturali, ma soprattutto su base morfologica. Gli obiettivi del lavoro non prevedevano di esaminare ogni singola zona di faglia in dettaglio.

Inoltre, la presenza di depositi quaternari nasconde in tutto o in parte i lineamenti presenti: ciò implica che i lineamenti fragili individuati e riportati in carta non coprono in modo omogeneo il territorio: ad esempio, sono sicuramente presenti lineamenti fragili sepolti dai sedimenti del Piano di Chiavenna, ma non sono riportati in carta perché di essi non c'è nessuna evidenza morfologica. Questo problema interessa soprattutto i lineamenti minori, quelli con minore espressione nella morfologia del territorio. Per sopperire a questa mancanza di informazioni, sono stati utilizzati i dati di vari articoli scientifici. Tuttavia, tali studi hanno carattere o estremamente locale o regionale, non coprono tutto il territorio esaminato in questa sede, e le cartografie in essi presenti sono disomogenei sia per scala che per sistema di riferimento (con tutti i conseguenti problemi di riposizionamento dei dati). Inoltre, in alcuni casi i lineamenti da essi identificati sono risultati assenti o non individuabili durante il rilevamento di terreno, oppure mascherati e/o deformati da deformazioni profonde di versante al punto da non essere più riconoscibili con certezza, oppure lavori diversi danno differenti interpretazioni degli stessi lineamenti. Queste problematiche riguardano soprattutto i lineamenti tettonici locali o regionali: la loro individuazione e interpretazione risultano in effetti globalmente più incerte di quelle dei lineamenti minori che invece, a parte le aree in cui sono sepolti sotto depositi, non pongono particolari difficoltà. La carta di *Geomorfologia Strutturale* riporta tutti i lineamenti di cui è stato possibile osservare la presenza su terreno tramite un rilevamento di tipo geomorfologico. Altri lineamenti (soprattutto faglie locali e regionali), di cui è stata controllata l'effettiva presenza su terreno, derivano da bibliografia. Da bibliografia derivano anche le interpretazioni di tali lineamenti (tracce di faglia incerte) che non è stato possibile controllare.

## Lineamenti fragili

Poichè le faglie, o comunque gli elementi strutturali, hanno lunghezza molto maggiore allo spessore, nelle cartografie esse sono rappresentate con simboli lineari. Le faglie, in realtà, sono volumi tabulari, e si dovrebbe far riferimento ad esse non come “Faglia” o “Linea” ma come “Zona di faglia”, terminologia che rende più immediato pensare ad una faglia come ad un volume di roccia compreso tra due blocchi crostali in movimento, e non come a una superficie ideale. In questo testo sarà possibile incontrare i termini “Faglia” o “Linea”, specialmente quando tratti da bibliografia; essi sono comunque sempre da intendersi come “Zona di faglia”.

Il presente lavoro non ha come scopo l'identificazione delle zone di faglia; tuttavia, dato il grado di dettaglio utilizzato, è sorta la necessità di distinguere tra zone di faglia di diverso ordine di grandezza. Sono state perciò distinte: zone di faglia (e sovrascorrimenti) regionali, zone di faglia (e sovrascorrimenti), fratture di origine tettonica.

- *Zone di faglia/sovrascorrimenti regionali*: faglie o sovrascorrimenti lunghi molti km, le cui evidenze morfologiche nel territorio sono nette, che suddividono tra loro unità diverse, e caratterizzate da un rigetto o da una traslazione di importante entità. Un chiaro esempio è la Linea Insubrica.
- *Zone di faglia/sovrascorrimenti*: faglie minori, lunghe alcuni km, molto spesso interne alle unità tettoniche, con rigetti e traslazioni minori rispetto alle faglie e ai sovrascorrimenti regionali, anche poco evidenti. Alcuni esempi sono la Faglia di Albonico e la Faglia della Val Piana.

Di zone di faglia e zone di faglia (o sovrascorrimenti) regionali il tipo di movimento è conosciuto. Faglie e sovrascorrimenti regionali possono, avere una traccia certa o incerta.

- *Fratture di origine tettonica*: piccole faglie, di lunghezza di poco superiore al km, e fratture di origine tettonica di lunghezza ancora minore, il cui movimento è molto spesso di incerta se non impossibile identificazione (per la lievissima entità del movimento, per l'impossibilità di osservare direttamente la zona di faglia). Spesso, essendo volumi a caratteristiche geomeccaniche qualitativamente peggiori, esse sono rese evidenti (soprattutto sulle creste montuose) da fenomeni di dinamica di versante superficiali e/o profondi (distensione dell'ammasso roccioso). Un esempio emblematico sono le fratture di origine tettonica, dovute a tettonica distensiva, presenti sulla cresta N della Val Codera. Anche ad una osservazione da ortofoto (Fig. 3.4) è immediatamente visibile l'origine tettonica di questi elementi geomorfologici, come anche la difficoltà di interpretazione del tipo di movimento di ogni lineamento (qui è resa possibile dall'organizzazione spaziale degli elementi, e dalla possibilità di identificare alcune faglie con rigetti di alcuni metri).

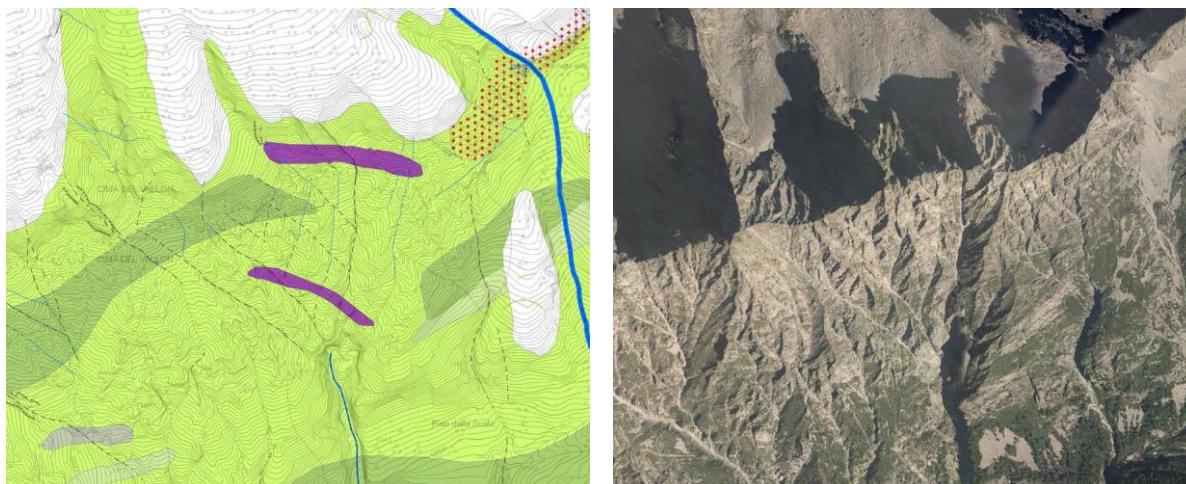


Fig. 3.4 – Fratture di origine tettonica sulla cresta N della Val Codera tra la Cima di Vallon e la Bocchetta di Teggiola. L'orientazione dei piani di faglia, aventi direzione N-S e immersioni opposte a medio angolo, indica chiaramente la presenza di una generale cinematica di estensione, molto probabilmente legata alla faglia locale presente immediatamente a S.

Oltre all'aspetto puramente di origine tettonica degli elementi sopra descritti, il presente lavoro mette in evidenza anche l'aspetto geomorfologico, cioè come questi elementi strutturali si esprimono nel territorio. Sono perciò state identificate:

- *Valli strutturali*: valli che si sono formate a causa di processi tettonici, come, ad esempio, il movimento di una faglia trascorrente. Una valle strutturale è strettamente legata al sistema di sforzi che hanno agito e che agiscono tuttora in un determinato settore della catena. Spesso sono di piccole dimensioni, e sono legate a fratture di origine tettonica.
- *Scarpate su faglia*: tradizionalmente si usa distinguere tra un'azione passiva della struttura geologica sulle forme e una azione attiva, per cui si parla di forme litostrutturali per le forme controllate passivamente dalla struttura geologica, che, nel caso delle scarpate, prendono il nome di scarpate di linea di faglia, e forme tettoniche per le forme determinate attivamente dalla struttura geologica, che, nel caso delle scarpate, prendono il nome di scarpate di faglia. Poichè gran parte della morfologia si forma durante l'orogenesi ed è, quindi, difficile o impossibile distinguere tra forme attive e passive, per semplificare il linguaggio e per non generare confusione con la terminologia tradizionale si è preferito, in questa sede, parlare genericamente di scarpate su faglia sebbene alcuni autori abbiano già utilizzato questo termine per indicare forme miste attive e passive.
- *Trincee su faglia*: sono trincee, analoghe a quelle che interessano le DGPV, ma che esprimono l'intersezione di una faglia con la topografia, e possono essere associate o no a DGPV.

Valli strutturali, trincee su faglia e scarpate su faglia sono sempre impostate lungo gli elementi strutturali maggiori e lungo le fratture di origine tettonica (le scarpate stanno a lato). Queste ultime in diversi casi non sono state indicate in carta, per l'unico motivo di rendere maggiormente comprensibile la rappresentazione cartografica, evitando simboli sovrapposti. I simboli di valle strutturale, trincea su faglia e scarpata su faglia devono quindi essere letti come sempre collegati a fratture di origine tettonica, anche se esse non sono indicate. Le fratture di origine tettonica sono state indicate dove la

morfologia del territorio non le esprime in modo sufficientemente evidente (come valli strutturali, trincee su faglia o scarpate su faglia).

Ovviamente, valli strutturali, trincee su faglia e scarpate su faglia possono essere espresse anche da lineamenti di ordine di grandezza maggiore; in questi casi è presente il doppio simbolo, in quanto non ci sono problemi di chiarezza.

In breve (Tab. 3.4):

Elementi strutturali regionali	Elementi strutturali locali	Elementi strutturali minori	Morfologie presenti sugli elementi strutturali di tutti gli ordini di grandezza
Faglie regionali	Faglie	Fratture di origine tettonica	Valli strutturali
Sovrascorrimenti regionali			Scarpate su faglia
			Trincee su faglia

Tab. 3.4 – Classificazione utilizzata per i lineamenti strutturali fragili presenti nell'area di interesse, in base all'ordine gerarchico e alle morfologie espresse.

### 3.5.3 - Banca dati geomorfologica

Per poter rilevare, descrivere e classificare le forme osservate sono state allestite varie schede descrittive (vedi Tab. 3.3). Tutti i dati contenuti nelle schede descrittive sono stati anche inseriti e organizzati in GIS, tramite shapefile ad hoc. Ciò ha facilitato l'analisi dei dati, dal punto di vista spaziale, permettendo di evidenziare legami tra elementi diversi o con la topografia del territorio.

Si ricorda che schede descrittive simili sono state utilizzate in lavori precedenti (Riganti, 2012; Taglieri, 2012; Tantardini, 2012) nell'Alta Valchiavenna: di conseguenza la numerazione delle schede prosegue in Bassa Valchiavenna dal punto in cui era stata interrotta.

Il primo passo per la creazione della banca dati geomorfologica è stato decidere quali morfologie descrivere, e quali loro caratteristiche descrivere. Quindi sono state create delle schede descrittive tipo, una per ogni morfologia, da utilizzarsi anche per la raccolta dati, e degli shapefile ad esse associati che potessero contenere le informazioni raccolte sul terreno. Il flusso di lavoro è quindi stato il seguente (Fig. 3.5):

1. Creazione di schede – tipo e shapefile associati.
2. Rilevamento di terreno: raccolta dati
3. Inserimento dei dati nel GIS:
  - 3.1. Digitalizzazione.
  - 3.2. Compilazione dello shapefile dedicato.

Una volta terminato l'inserimento dei dati nel GIS, la banca dati è stata completa. Si è scelto di renderla maggiormente fruibile tramite la generazione di schede descrittive di ogni singolo elemento.

4. Esportazione da GIS di:
  - 4.1. Cartografie di dettaglio per ogni morfologia.
  - 4.2. Banca dati complessiva.
5. Fogli di calcolo: selezione dell'elemento geomorfologico di interesse, acquisizione automatica (da file, tramite macro) della cartografia e di altri dati associati (stralci da foto aeree, schizzi, documenti preesistenti), generazione della scheda geomorfologica.

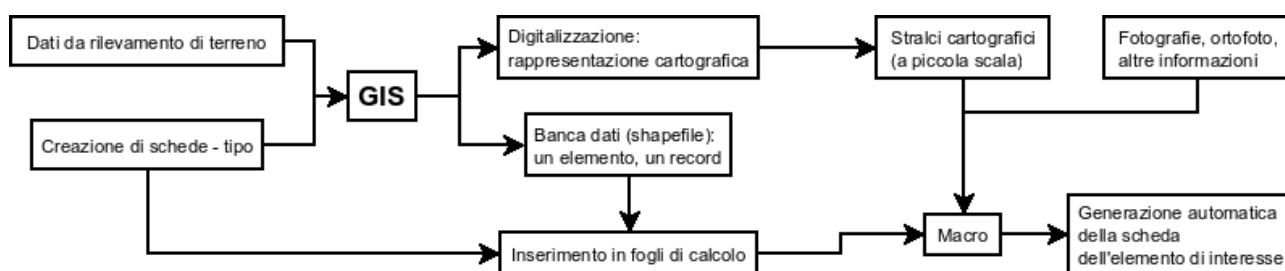


Fig. 3.5 – Flusso di lavoro per la restituzione delle schede geomorfologiche.

Le schede sono state pensate per porre in evidenza le caratteristiche geomorfologiche dei vari elementi e pertanto, non sono esaustive di tutti gli aspetti che un dettaglio maggiore potrebbe includere.

In particolare:

- Le schede frane di crollo e frane di scivolamento sono modellate sulla base delle schede regionali lombarde per il censimento dei fenomeni franosi. Esse sono state create inizialmente per descrivere i pochi fenomeni di frana di cui sono disponibili informazioni esaurienti. In seguito si è deciso di adottarne una versione breve fornendo solo alcuni dati di inquadramento geografico. Questo è dovuto al fatto che una raccolta di dati completa su ogni singolo fenomeno franoso presente nell'area in esame sarebbe stata troppo onerosa in termini di tempo e in termini di numero di fenomeni franosi da censire per il presente lavoro, che si concentra sulla geomorfologia dell'area e non sulla raccolta esaustiva di informazioni sui dissesti. Per quanto riguarda le frane di crollo, sono schedati tutti i corpi riconoscibili come accumuli di crollo singoli (crolli singolarmente cartografabili), legati ad un singolo evento di frana o a più eventi di frana dalla medesima nicchia. Non sono stati schedati depositi di crollo in forma di falda detritica, anche se di grande estensione.
- Le colate detritiche e le aree di colata detritica, sebbene il processo genetico sia il medesimo, sono state distinte in due schede separate per rendere conto delle differenti morfologie: nel primo caso si tratta di morfologie a conoide ben evidente, nel secondo di aree interessate da molte colate sovrapposte e/o giustapposte.
- Le schede DGPV sono organizzate in modo tale da raggruppare le deformazioni profonde di versante con un criterio geografico, spaziale, comprendendo varie DGPV vicine tra loro, basato quindi o su aree omogenee dal punto di vista geografico, oppure su aree omogenee caratterizzate dalla presenza di un sistema di DGPV principale ed eventuali altri minoritari. Le schede sono state compilate suddividendo ogni area in gruppi di DGPV aventi caratteristiche affini, come l'aver direzione di movimento coincidente o molto simile, il trovarsi sullo stesso versante, i volumi coinvolti.
- Le schede rockglacier descrivono i rockglacier rilevati, cercando di evidenziarne i singoli corpi; anche in aree dove sono presenti due o più rockglacier che si sovrappongono, si è cercato di suddividerli secondo le caratteristiche del singolo corpo e non di descrivere un unico grande rockglacier.
- Le schede sorgenti riguardano sorgenti che per la maggior parte non sono incluse nella banca dati delle sorgenti captate in Valchiavenna (progetto "Realizzazione di un sistema esperto per la gestione delle acque superficiali in ambiente montano", 2006 – 2007). Il presente lavoro si concentra sulle sorgenti legate alla presenza di permafrost o alla dinamica di versante, la maggior parte delle quali non è captata per la bassa portata o per le caratteristiche di stagionalità molto accentuate. Si tratta perlopiù di piccole sorgenti presenti in media e alta montagna.

## **3.6 - Dati preesistenti**

Nell'ambito del presente lavoro sono state utilizzate diverse fonti di dati, per integrare, verificare o migliorare i dati di rilevamento. E cioè:

- Carte topografiche comunali di grandissima scala e cartografie dai Piani di Governo del Territorio (reperite presso i comuni del territorio).
- Stratigrafie di sezioni in affioramento.
- Stratigrafie di pozzi per acqua o per altra destinazione d'uso (zona di fondovalle).
- Dati vari dal Progetto Valchiavenna.
- Dati strutturali (in Val Bodengo).
- Cartografie storiche.
- Dati geofisici (Pian di Spagna).

### **3.6.1 - Sezioni stratigrafiche in affioramento**

In Valchiavenna alcuni Autori hanno descritto i depositi quaternari in affioramento. Le descrizioni sono state riviste e riorganizzate in una banca dati omogenea, utilizzando una scheda descrittiva unica, e ordinando tutte le sezioni stratigrafiche a disposizione suddividendole per foglio CTR di appartenenza. A questa banca dati è affiancato un elenco delle coordinate delle sezioni stratigrafiche, in coordinate UTM zona 32 N WGS84.

Gli Autori di cui è stato possibile recuperare dati sono: Baldini (2009) per l'area del Monte Mater (San Giacomo Filippo, Menarola, Mese); Stevenazzi (2010) per il versante N della Val Bregaglia a Villa di Chiavenna (recuperati tutti gli affioramenti tranne quelli che descrivevano deposito fluviale o di debris flow nei vari fiumi/torrenti); Biraghi (2014) per l'area di Signame e Monte Borlasca (Samolaco); Pedroncelli (2013) per la cresta spartiacque con la Valtellina (Dubino, Novate Mezzola).

Le descrizioni delle sezioni in affioramento, essendo state eseguite nell'ambito di lavori con obiettivi leggermente diversi, non sono tra loro omogenee. Alcuni Autori si sono concentrati solo su depositi glaciali, altri hanno caratterizzato tutti i depositi.

L'elenco delle sezioni stratigrafiche di depositi quaternari in affioramento descritte in Valchiavenna è in 3.1.2 - Sezioni stratigrafiche; le descrizioni sono in Allegato 03.

### **3.6.2 - Sezioni stratigrafiche da perforazioni nell'area di fondovalle**

Alcune delle stratigrafie raccolte sono risultate inutilizzabili (assenza di localizzazione, assenza di dati stratigrafici, stratigrafie identiche ad altre). Le restanti 161 stratigrafie utilizzabili coprono l'area del Piano di Chiavenna, dalla parte inferiore della Val San Giacomo fino all'alto Lario, e il tratto iniziale del fondovalle valtellinese (fino all'altezza di Andalo Valtellino).

Le stratigrafie si riferiscono generalmente a pozzi per acqua che raggiungono profondità modeste, intorno ai 20 m. Solo in meno di un terzo dei casi le profondità raggiunte sono maggiori, perlopiù intorno ai 40–50 m, o superiori. Le massime profondità raggiunte sono i 100 m del pozzo antincendio del complesso Telespazio (Gera Lario, N di Guastone) e i 250 m della pompa geotermica installata in un complesso di recente costruzione in Chiavenna.

I dati stratigrafici sono stati catalogati e suddivisi in base a foglio CTR e comune. In Allegato 04 è riportata una sintesi dei dati raccolti. Le coordinate sono in Gauss–Boaga Roma '40; le profondità sono intese del pozzo da piano campagna.

Le stratigrafie utilizzate sono descritte nel paragrafo 4.3.1 - Successione sedimentaria del fondovalle, le descrizioni dei singoli affioramenti sono in Allegato 03.



### 3.6.3 - Dati dal Progetto Valchiavenna

Nel 1999 in Valchiavenna è stato avviato il Progetto Valchiavenna (“La Valchiavenna: un bacino pilota per il controllo dell’ambiente alpino”, 1999 – 2002) (Sfondrini e Pasquarè, 2011). Il territorio è stato oggetto di rilevamenti a carattere geologico, idrogeologico, idrologico/idraulico, geopedologico/pedobotanico e biologico finalizzati allo studio della qualità dell’ambiente alpino.

Nell’ambito delle indagini geologiche sono state raccolte molte giaciture nell’intera valle. Queste giaciture sono state aggiunte a quelle raccolte durante il rilevamento di terreno, e inserite nella medesima banca dati.

Sono stati inoltre identificati molti lineamenti fotogeologici. La loro analisi ha permesso di identificare la presenza in Valchiavenna di cinque sistemi di lineamenti (Sfondrini e Pasquarè, 2011).

I rilevamenti del Progetto Valchiavenna hanno permesso anche la restituzione di una carta litotecnica in scala 1: 50.000 (Sfondrini e Pasquarè, 2011). Essa cartografa i depositi quaternari e il substrato roccioso in affioramento, quest’ultimo caratterizzato soprattutto in base al comportamento meccanico dell’ammasso roccioso. Nel presente lavoro si è considerata la cartografia del Progetto Valchiavenna, che è però stata meglio dettagliata e ridefinita attraverso il rilevamento a scala 1: 10.000, modificando ovunque necessario i limiti individuati dagli autori.

Si è cercato di utilizzare questa carta durante il presente lavoro, ma con scarsissimo successo. A parte l’ovvia difficoltà di utilizzare in senso geologico una classificazione litotecnica, la carta, per quanto riguarda i depositi quaternari, è molto spesso errata, sia nell’identificazione dei limiti dei corpi, sia nell’identificazione del sedimento.

Molto utili sono invece i lineamenti fotogeologici individuati nello stesso lavoro, e raggruppati dagli autori in cinque sistemi (vedi 5.1 - Assetto strutturale della Valchiavenna.).

### 3.6.4 - Dati strutturali

Da bibliografia (Blattner, 1965) sono stati recuperati poco più di un centinaio di dati di giacitura della foliazione in un volume della Falda Adula compreso tra le Valli Soè e Garzelli (Val Bodengo).

Questi dati sono stati raccolti fittamente e con precisione; per questi motivi sono stati inseriti nella cartografia.

Altri Autori (ad esempio Hänny, 1975) presentano dati meno precisi, che sono stati scartati.

### 3.6.5 - Cartografie storiche

Nell’analisi dei dati raccolti durante il rilevamento delle aree di fondovalle principali (Piano di Chiavenna e Pian di Spagna) sono state molto utili diverse cartografie storiche, utilizzate ad esempio per identificare tutti i terrazzi fluviali riconducibili ad uno stesso paleoalveo, oppure per distinguere tra scarpate di terrazzo fluviale e scarpate corrispondenti ad antiche rive di lago

Le fonti bibliografiche reperite indicano che la zona Valchiavenna – Valtellina (soprattutto la Valtellina, quindi anche la bassa Valchiavenna) è stata oggetto di rilievi a scopo cartografico almeno dall’inizio del 1600 (Tavelli, 1987: Fig. 4: estratto da una cartina del cosmografo Coronelli dedicata a Giacomo Nani, 1600; “Il nuovo et vero disegno della Valtellina”, Cesare Bassano, 1622). Tuttavia queste prime “carte” sono in realtà raffigurazioni, non cartografie vere e proprie. I primi tentativi di cartografia della zona compaiono circa a metà del 1700 (“Carta della Valtellina”, Marc’Antonio Dal Re, 1755). La qualità da questo momento in poi aumenta velocemente.

Complice il fatto che l'area valtellinese è sempre stata una zona di confine tra diversi Stati, inoltre, il numero di cartografie esistenti è piuttosto alto, tale che vi è raramente un arco di tempo superiore ai trent'anni tra una cartografia e la successiva. Ciò aiuta una buona ricostruzione degli eventi.

Si riportano di seguito (Tab. 3.5) le fonti cartografiche raccolte.

*	“Carta della Valtellina”, Marc’Antonio Dal Re, 1755.
	“Mappa della linea e dei termini di confine tirata tra lo Stato di Milano e dominio Rheto 1764. Prospetto de confini tra lo Stato di Milano con il Terziere di Sotto della Valle Tellina e dominio Rheto”, autore ignoto, 1764.
	“Carte de l’entrée de la Valteline du côté du Fort de Fuentes”, autore ignoto, 1788.
	“Partie des Grisons et de la Valteline”, Jean–Henri Weiss, 1786 – 1802.
	“Partie de la Valteline et Frontiere de l’Italie”, Jean–Henri Weiss, 1796 – 1802.
*	“Carte générale du Canton Helvétique de la Rhétie autrefois République des Grisons”, Ch. De Mechel, 1802.
	“Morbegno C. 4”, autore ignoto, prima metà del 1800.
	“Progetto di Ferrovia attraverso le Alpi per la direzione del Monte Spluga”, autore ignoto, 1850 circa.
	“Touristen Karte der Osterhaetischen Kurorte insbesondere der baeder von Bormio”, stampatori Wurster e Randegger, 1850 circa.
	Titolo non indicato, autore ignoto, 1850 circa.
	Titolo non indicato, sc. F. Krauss, 1850 circa.
	“Topografia della Provincia di Sondrio”, Giuseppe Cusi, 1825.
*	“Carte de la Nouvelle Route depuis le Tyrol par le Col de Stilfs jusqu’a Milan”, Heinrich Keller, 1831.
	“Carta topografica del Regno Lombardo – Veneto costruita sopra misure astronomico – trigonometriche ed incisa a Milano nell’Istituto Geografico Militare”, I. R. Stato Maggiore Generale Austriaco, 1833.
	“Carta della Provincia di Valtellina coll’indicazione delle nuove tratte d’andamento che si fanno nello stradale dello Spluga”, Vittorio Angeli, 1835.
*	“Chiavenna”, Woerl, 1835.
	“Corografia [...] dello spazio di terra costituente il così detto Pian di Spagna”, Giovanni Cusi, 1846.
*	“Carta della Provincia di Sondrio”, Giuseppe Pezze, 1856.
	“Blatt XIX”, G.–H. Dufour, 1833 – 1863.
	“Karte des Kantons Graubunden”, J. W. Mengold, 1864.
*	“Generalkarte der Schweiz. Blatt IV”, H. Müllhaupt, 1873.
	“Carta della provincia di Sondrio”, Giuseppe Pezze, 1873.
	“The Val Masino district”, autore ignoto, 1875.
	“Ferrovia da Chiavenna a Tosanna (Thusis)”, Civelli, 1886.
	“Alpi e Prealpi”, Pio Galli, 1893.
	“Corografia del Piano di Spagna e del Lago di Mezzola col progetto del Nuovo canale Navigabile”, fine 1800.
	“Carta Topografica d’Italia 1: 100.000”, Istituto Geografico Militare, 1887 – 1931.

Tab. 3.5 – Fonti cartografiche individuate e utilizzate per la ricostruzione della paleogeografia e della dinamica fluviale, in ordine cronologico. Un asterisco indica le carte non utilizzate, per scarsa qualità o scala troppo piccola. Sono escluse dall’elenco le cartografie svizzere più recenti (vedi sotto).

La zona è coperta anche dalla cartografia svizzera. A partire dalla sua fondazione nel 1838 ad opera di Guillaume–Henri Dufour, l’Ufficio federale di topografia svizzero ha prodotto tre serie di carte ufficiali: la Carta topografica della Svizzera 1: 100.000 (carta Dufour), l’Atlante topografico della Svizzera 1: 25.000/1: 50.000 (carta Siegfried) e le Carte Nazionali della Svizzera in varie scale. L’abitudine svizzera di inserire nelle proprie carte anche il territorio oltre confine consente oggi di avere per la Valchiavenna e la Valtellina una continua serie temporale di carte, grazie alle varie edizioni di carte svizzere e ai loro aggiornamenti, che copre l’intero arco di tempo da metà del 1800 ad oggi.

Per quanto riguarda fonti di carattere storico e non solo cartografico, si rimanda al lavoro di Tavelli (1987), che sintetizza le informazioni (documenti storici) disponibili per tutto il bacino valtellino, risalendo fino al 1400.

### **3.6.6 - Dati geofisici**

Durante l'inverno 2015, in contemporanea con il rilevamento di terreno nell'area di fondovalle, sono state eseguite da Bruno (2015) diverse misure sismiche passive nell'area del Pian di Spagna, più precisamente due transetti allo sbocco rispettivamente di Valtellina e Valchiavenna, e diversi transetti nell'area dei Montecchi (Colico).

Lo scopo del lavoro era fornire una prima ricostruzione della morfologia del fondovalle sepolto tra i Montecchi di Colico e il Pian di Spagna sfruttando la tecnica di sismica passiva Horizontal-to-Vertical-Spectral-Ratio (HVSR). La tecnica HVSR, con un'opportuna elaborazione dei dati, può infatti individuare per ogni stazione di misura la profondità del contatto tra bedrock sismico (alte  $v_s$ ) e riempimento sedimentario (basse  $v_s$ ). Si rimanda a Bruno (2015) per una trattazione esaustiva.

Le ricostruzioni dei profili dei fondovalle sepolti Valchiavenna e della Valtellina sono uno dei risultati di questo lavoro, e sono molto importanti per la ricostruzione della storia geologica recente dell'area (vedi 10.1 - Evoluzione recente della Bassa Valchiavenna).



---

## Capitolo 4

### Depositi quaternari

In Valchiavenna affiorano :

- Alloformazione di Cantù: sedimenti depositi in ambiente glacigenico (glaciali, fluvioglaciali, glaciolacustri) durante l'episodio sedimentario rappresentato dall'ultima glaciazione (LGM);
- Alloformazione di Prato Fortunato: sedimenti depositi in ambiente glacigenico (glaciali, fluvioglaciali) durante l'episodio sedimentario rappresentato dall'ultima glaciazione (LGM);
- Unità Postglaciale: sedimenti depositi durante l'episodio sedimentario successivo all'ultima glaciazione, dal ritiro dei ghiacciai all'attuale; si tratta di depositi di versante, fluviali e lacustri.

Durante l'attività di terreno ci si è concentrati sull'identificazione e sulla descrizione di depositi glaciali, sia per la grande eterogeneità nelle caratteristiche dei depositi di versante, sia perchè i dati da essi ricavabili (petrografia dei clasti) permettono l'identificazione delle aree sorgente dei clasti trasportati da ogni lingua glaciale e quindi una migliore definizione della dinamica glaciale.

Inoltre, sono stati recuperati e riorganizzati dati di autori precedenti (vedi 3.6.1 - Sezioni stratigrafiche in affioramento).

#### 4.1 - Alloformazione Cantù

##### Definizione

Diamicton massivi: till di alloggiamento, till di ablazione. Diamicton gradati: flowtill. Ghiaie massive, sabbie a laminazione orizzontale, sabbie a laminazione incrociata planare, fini: depositi fluvioglaciali. Sabbie a laminazione incrociata: depositi di contatto glaciale. Sabbie e fini laminati, sabbie e limi alternati, sabbie gradate, ghiaie fini: depositi glaciolacustri. Diamicton massivi, sabbie massive: depositi di versante (colluvio).

La superficie limite superiore è caratterizzata da una morfologia non sempre ben conservata, per erosione (frane) o colluviamento. Il profilo di alterazione ha caratteristiche variabili, la profondità del fronte di alterazione arriva al massimo a 2 m, ma è solitamente tra 30 e 50 cm, con colore bruno – rossiccio.

##### Sinonimi

Nell'area in esame corrisponde all'Alloformazione del Piano del Tivano (Maggi, 1992).

##### Superfici limite e rapporti stratigrafici

La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto, inferiore a 200 cm. La quasi totalità dei clasti non è alterata, sono alterati i rari clasti carbonatici e i clasti mafici, i quali molto spesso si presentano arrossati, fragilizzati e arenitizzati, con talvolta un cortex di alcuni mm di spessore. Il colore della matrice arriva fino a bruno – rossiccio, molto spesso è grigio – rossiccio. Non è stata rilevata la presenza di loess.

La superficie limite inferiore è, nell'area in esame, una superficie di erosione in discordanza sul substrato roccioso. I depositi dell'Alloformazione Cantù possono affiorare direttamente sulla superficie topografica oppure possono presentare una superficie di erosione superiore, tramite cui sono in contatto con depositi dell'Unità Postglaciale (depositi di versante e depositi fluviali).

L'alloformazione di Cantù comprende i sedimenti depositi dall'ultima avanzata glaciale che ha interessato il territorio (Episodio Cantù).

### **Litologia**

L'Alloformazione di Cantù nell'area in esame è costituita da:

- Depositi glaciali:
  - Till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa–limosa in alcuni casi e a supporto clastico nella maggioranza dei casi. Presentano spesso clasti di dimensioni anche notevoli (plurimetrici), immersi nella pasta di fondo delle granulometrie più fini. In rari casi è stata identificata una rielaborazione dei till da parte di correnti, con presenza di stratificazione grossolana e gradazione.
  - Till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa–limosa e a supporto clastico (nella maggioranza dei casi). Presentano spesso clasti di dimensioni anche notevoli, immersi nella pasta di fondo delle granulometrie più fini. Le granulometri modali sono leggermente più fini che nei till di ablazione. Leggermente sovraconsolidati. La matrice fine ha colore grigiastro o grigio–marroncino.
  - Till di colata: molto rari, sono diamicton che presentano una rozza stratificazione planare inclinata con strati gradati.

In tutti i till i clasti sono costituiti da ortogneiss, paragneiss, graniti e granodioriti, quarziti e micascisti, micascisti blu (provenienza Engadina), mafici (peridotiti, serpentiniti, anfiboliti, gabbri). Le facies identificate sono Dmm, Dmc, Dmc (s), Dgc, Dmc (cu).

- Depositi fluvioglaciali: ciottoli medi e fini, ghiaie da grossolane a fini, sabbie da fini a grossolane, solitamente non molto ben selezionati. Supporto granulare. Presentano stratificazione sia orizzontale che planare inclinata, con strati di spessore da centimetrico a decimetrico. Sono presenti talvolta intercalazioni limose in livelli centimetrici, orizzontali. La struttura è solitamente laminata, le lamine possono essere sia ben definite che rozzamente delineate. Facies identificate: Sh, Sp, Gm, Fm.
- Depositi glaciolacustri marginoglaciali: strati decimetrici di sabbie da grossolane a fini alternati a strati limosi laminati centimetrici, strati dovuti a correnti torbide di sabbie fini passanti a limo/argilla con laminazioni pianoparallele, con intercalazioni di ghiaie medie–fini ben selezionate e spesso un limite superiore con superficie erosiva ondulata. Presenza di dropstone, con deformazioni nei livelli sottostanti. Presenza di deformazioni glaciotettoniche, sia pieghe che faglie. Facies identificate: S–F, Sh(d), Sh(df), Sg, Fl.
- Depositi di versante: colluvio caratterizzato da sabbie a struttura massiva ben selezionate e rarissime ghiaie fini disperse, oppure da diamicton (da piccoli massi a sabbie fini).

### **Area di affioramento**

L'Alloformazione di Cantù affiora in modo discontinuo in tutta l'area in esame, fino a quote massime tra 1685 m a S e 2255 a N per la Valchiavenna principale e la Val Bregaglia, ma che nelle valli tributarie (con i till depositi dai ghiacciai locali) possono essere anche più alte.

Affiora in:

B2d3: A01.

B2d4: A01, A02, A05, A06, A07, A08, A09.

B2d5: A02, A03, A04.

B2e3: A01, A02, A03, A04, A05, A07, A11, A12, A13.

B2e4: A02, A03, A04, A05.

B2e5: A01.

B3d1: A01, A02.

B3d2: A01.

B3e1: A01, A02, A03, A04, A05.

B3e2: A01, A02.

### **Morfologia e paleogeografia**

Vedi Cap. 9 – Geomorfologia e dinamica glaciale.

### **Età**

Pleistocene superiore (Bini, 1987; Bini, 1997<sup>b</sup>; Felber, 1993; Da Rold, 1990).

I paragrafi seguenti descrivono le caratteristiche dei sedimenti deposti in ambiente glacigenico appartenenti all'Alloformazione Cantù. Nell'area in esame il ghiacciaio principale era il Ghiacciaio Engadina (vedi Cap. 9 – Geomorfologia e dinamica glaciale). I sedimenti ad esso legati in Val Bregaglia presentano caratteristiche in parte differenti sul versante N rispetto al versante S (e alla zona di spartiacque con la bassa Valchiavenna). In bassa Valchiavenna, il Ghiacciaio Engadina riceveva l'importante contributo del Ghiacciaio San Giacomo (Tantardini *et al.*, 2013), e di conseguenza le caratteristiche dei sedimenti glaciali sul versante W della valle sono diverse rispetto al versante E e alla Val Bregaglia. Il versante E della bassa Valchiavenna è inoltre interessato da una forte dinamica di versante, e dal contributo non trascurabile dei ghiacciai Codera e Ratti. Nella zona dell'Alto Lario e della cresta spartiacque con la Valtellina, va considerato anche il contributo del Ghiacciaio Adda.

#### **4.1.1 - Versante N, Val Bregaglia**

Sul versante N della Val Bregaglia sono presenti depositi glaciali in buona quantità solo nella porzione E, da Corbia, Dasile e Savogno fino a Frescarola, Gallegione e Somasaccia. Più ad W è presente una serie di valli incise in cui la dinamica di versante ha eroso ogni traccia di till; inoltre anche tra Savogno e Frescarola le grandi frane del Monte Saragiolo hanno cancellato ogni traccia di till. Fa eccezione la zona alla base della cresta spartiacque tra Val San Giacomo e Val Bregaglia, dove sono presenti till del Ghiacciaio Engadina insieme a till del Ghiacciaio San Giacomo.

Gli affioramenti presenti sono stati descritti in Stevenazzi, 2010. In quest'area i till individuati (Allegato 03) sono diamicton che si caratterizzano (Fig. 4.1) per un'alta percentuale di materiale fine (sabbia fine e limo) rispetto al materiale grossolano, clasti aventi forma modalmente sferica o equidimensionale (talora sono presenti ciottoli a ferro da stiro), da subangolosi ad arrotondati. Sono presenti sia till di alloggiamento che till di ablazione, distinguibili dal diverso grado di consolidazione. Le litologie dei clasti sono litologie prevalentemente metamorfiche (scisti, gneiss occhiadini, ortogneiss, paragneiss, quarziti, provenienti in parte dalle falde Tambò e Suretta affioranti nell'area e in parte dalle unità affioranti in territorio svizzero) e subordinatamente magmatiche (rioliti, porfiroidi, provenienti dagli affioramenti dell'intrusione Bregaglia in territorio svizzero). Alcuni clasti presentano una superficie leggermente alterata.

Il versante in questa zona è generalmente piuttosto ripido, e i depositi glaciali si sono conservati, come lembi separati, in posizioni a debole pendenza del versante (Fig. 4.2), dove non sono stati coinvolti da fenomeni gravitativi rapidi (quali colate o debris flow), oppure dove non sono stati coperti dai successivi corpi di frana.

La Fig. 4.3 mostra i rapporti tra substrato, depositi glaciali e depositi di versante nell'area. I depositi glaciali hanno uniformemente coperto il substrato; successivamente al ritiro del ghiacciaio sono stati in parte erosi e parzialmente coperti da accumuli di frana. L'espansione dei corpi di frana viene limitata da contropendenze (sul versante) o da dossi strutturali al fondovalle. Nelle trincee a lato di questi alti topografici o sugli alti stessi può essere presente till.



Fig. 4.1 – Till a Villa di Chiavenna (affioramento B2e3 A01).



Fig. 4.2 – Till in località Somasaccia, quota 1150 m. Un'area a bassa pendenza, legata a DGPV, permette la preservazione del till. Più a monte, sullo sfondo, è visibile una porzione di versante più ripida in cui il till è stato eroso ed è presente roccia in affioramento.

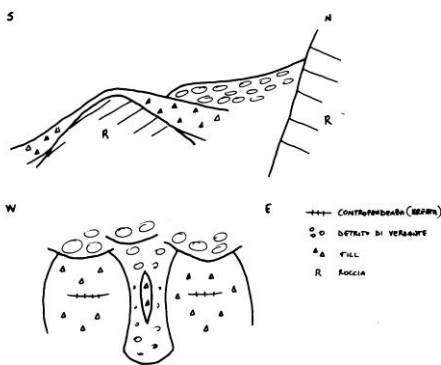


Fig. 4.3 – A sinistra: rapporti tra substrato, depositi glaciali e depositi di versante nella zona di Somasaccia. Sezione trasversale del versante e visuale in pianta. Da Stevenazzi, 2010. A destra: Trincea da DGPV in cui si è deposto till avente una morfologia superficiale piana (terrazzo di kame). La presenza di depositi glaciali all'interno di trincee indica che il movimento del versante è precedente alla deposizione del till, quindi precedente lo LGM.



Nella zona di Savogno e Dasile, più a W, le petrografie presenti sono gneiss (orto e para), granodiorite, granito, micascisti (con Qz e poco Pl azzurro–grigi, chiari con Ms e Qz) (Suretta) e anche rari clasti di micascisti blu di provenienza svizzera. Sulla cresta di Monte Rosa si ritrovano le medesime litologie, ad eccezione dei micascisti blu. Alcuni clasti di pietre verdi sono stati individuati nel deposito glaciale sulla cresta a monte della Cappella di Borga (N di San Carlo), assieme alle altre litologie citate (non i micascisti blu). Nella zona di Pianazzola sono presenti depositi glaciali rimaneggiati; till in posto sono presenti a Forzin (E di Pianazzola), Daloo, Agoncio e Gualdo, con erratici (prevalentemente metagraniti e ortogneiss) allineati.

Tutti i till presenti sul versante N sono stati depositi dal ghiacciaio Engadina, ad eccezione di quelli presenti sullo spartiacque con la Val San Giacomo e nella conca del Lago dell'Acqua Fraggia. In effetti, la petrografia dei till in quest'ultima zona non è risolutiva, in quanto sono presenti solo litologie locali (ortogneiss Tambò, orto e paragneiss Suretta, micascisti azzurri Suretta, spesso granatiferi, e qualche raro clasto di marmo). Tuttavia, le morfologie (morene e allineamenti di massi erratici) indicano con chiarezza una deposizione da parte del ghiacciaio locale, perlomeno nella zona orientale. Nella zona occidentale sono presenti meno morene: una di esse è stata sicuramente deposta dal ghiacciaio locale, mentre le altre due sono di più difficile interpretazione, anche se la loro geometria e il volume di deposito fanno propendere per una deposizione combinata ghiacciaio locale – ghiacciaio Engadina.

Nella zona a NW di Bette (Chiavenna), ai piedi del versante in corrispondenza della cresta spartiacque Val Bregaglia – Val San Giacomo, sono presenti i depositi del Ghiacciaio Engadina e del Ghiacciaio San Giacomo. I due till si distinguono per la diversa petrografia e per la geometria delle morfologie glaciali. I till San Giacomo hanno una composizione petrografica caratterizzata da un'alta percentuale di Metagranito del Truzzo; i till Engadina si caratterizzano per la presenza di pietre verdi. I till San Giacomo sono presenti in una lunga morena laterale, la cui posizione e la cui geometria ne indicano la deposizione da parte del Ghiacciaio San Giacomo. Sono presenti, a valle di essa, till di ablazione che coprono il versante. I till Engadina si presentano invece soprattutto come massi erratici, con una disposizione più caotica e concentrata nella hummocky moraine presente a cavallo della trincea, e come terrazzi di kame, più a SE. Sono presenti diversi erratici, a monte di quest'area, di litologia metagranitica e di dubbia attribuzione.

A monte, nella zona di Gualdo, il till è molto meno spesso (circa 0,5 m). Gli erratici hanno petrografie (ortogneiss, metagraniti) che possono provenire sia da Val San Giacomo che da Val Bregaglia; gli allineamenti di erratici tuttavia indicano che il Ghiacciaio San Giacomo in almeno tre fasi glaciali ha leggermente oltrepassato la cresta spartiacque. Ciò potrebbe essere confermato dalla presenza di possibili clasti di Quarzite dello Spluga a valle della cresta, all'interno del bacino della Val Bregaglia (l'identificazione non è certa a causa delle molto ridotte dimensioni dei clasti).

#### **4.1.2 - Versante S , Val Bregaglia**

Il versante S della Val Bregaglia (è considerata anche la zona a monte di Prata Camportaccio, con Belvedere, Pradotti, Lotteno, Pratella (Monte Pradella) e Stovenò), probabilmente complice la minor acclività generale, presenta una copertura più continua di depositi glaciali. Si nota una separazione, nella porzione E, tra i till al piede del versante, depositi dal ghiacciaio Engadina (es.: Fig. 4.4), e i till nei circhi presenti a quote maggiori sul versante, depositi dai ghiacciai locali. Nel mezzo, è presente una fascia in cui affiorano roccia e depositi di versante, impostata esattamente lungo la Linea del Gruf,

e corrispondente alle porzioni apicali delle molte DGPV che interessano tutto il versante. Qui la maggior dinamica di versante ha impedito la preservazione di till.

Per quanto riguarda il ghiacciaio principale (Engadina), i depositi presenti non sono solamente till di ablazione e alloggiamento, ma sono presenti anche depositi di contatto glaciale e fluvioglaciali (a Malgrate, Pianginedo, Giavera, Roncaiola, Nesossi, Lotteno, Stoveno). Tranne che a Giavera, questi depositi si trovano sul versante in aree a pendenza minore corrispondenti ad apici o contropendenze di DGPV. In diversi casi la formazione di piccoli bacini è stata aiutata anche dalla deposizione di morene (Fig. 4.5).



*Fig. 4.4 – Till a Pradella, nella parte alta del versante. I depositi glaciali ricoprono la topografia con uno spessore di pochi metri al massimo e continuo. Sono presenti erratici allineati e morene (poco visibile, immediatamente a valle della casa a destra).*



*Fig. 4.5 – Depositi di contatto glaciale (depositi lacustri) a Roncaiola, sedimentatisi in un piccolo bacino (tra il recinto della casa e il bosco) formatosi tra morene del Ghiacciaio Engadina.*

Sul versante S della Val Bregaglia le petrografie sono simili a quelle descritte per il versante N. Nella zona di Monte Laghetti (Monte del Lago), Tabiadascio e Pian Cantone le petrografie presenti nel till sono prevalentemente ortogneiss, granodioriti e subordinatamente graniti, e scarsi micascisti blu. In minor quantità sono presenti delle dioriti, clasti di quarzo e in rari casi anche dei paragneiss e clasti di litologie mafiche, alterati (Aff. B2e4 A03, Roncaiola).

Le stesse litologie sono presenti anche nella porzione W del versante, nella zona di Pradella, Uschione e lungo la cresta de Il Mottaccio. In queste zone, tuttavia, aumenta la quantità di clasti di micascisti blu. Ne è presente una grossa quantità soprattutto nella zona di Avert Prato del Conte.

A SW, nella zona tra Belvedere, Lotteno, Pradotti, Stoveno e Pratella (Monte Pradella), invece, aumenta moltissimo la quantità di litologie granitiche e granodioritiche (provenienti dalla Granodiorite della Val Masino affiorante nella Bregaglia svizzera). Intorno a Pratella gli erratici sono quasi

esclusivamente in queste due litologie, e hanno quasi ovunque dimensioni di blocchi e massi, talvolta anche decametrici (Fig. 4.6). In percentuale, è possibile stimare la quantità relativa di queste litologie rispetto a tutte le altre in almeno il 75%, mentre più a E in Val Bregaglia esse non raggiungevano mai la maggioranza assoluta. Diversi erratici in granodiorite e granito sono presenti anche nell'area del Parco delle Marmitte dei Giganti a Chiavenna.

A quote minori, nell'area di Lotteno, Pradotti e Mondadacia–Gurleggia (Stalle Curleggia) sono presenti anche clasti di rocce mafiche dell'Unità di Chiavenna. Altre rocce mafiche sono presenti a Belvedere, a NE di Nesossi e al belvedere a SE di Chiavenna.



*Fig. 4.6 – Massi erratici in granodiorite a Pratella (Monte Pradella) e più a valle lungo la cresta. Gli erratici si presentano come blocchi o massi arrotondati (a sinistra, un masso di poco meno di 10 m di lato), disposti sia in allineamenti, sia in forma di deposito sopragliaciale sparso su roccia affiorante o su till spesso pochi decimetri, sia in forma di morena (a destra).*

A quote maggiori, all'interno delle testate delle valli tributarie della Val Bregaglia, i till sono depositi dai ghiacciai locali, e i sedimenti derivano perlopiù dalle petrografie locali. Si tratta di ortogneiss dell'Unità del Gruf, a Qz, Bt e Pl, con composizione variabile localmente (ad esempio, le morene al Lago del Grillo sono composte da ortogneiss molto chiari con poca Bt, foliati).

### **4.1.3 - Versante W, bassa Valchiavenna**

Il versante W della Valchiavenna presenta depositi glaciali con una buona continuità e buon spessore. In effetti, sono presenti till dal Monte Mater a N fino all'altezza di Paiedo (Samolaco) a S. Più a S l'area della Val Meriggiana e della Val della Porta (la valle immediatamente a S) presenta invece una quasi totale assenza di depositi glaciali: il versante si presenta quasi completamente nudo, molto ripido e pesantemente lisciato dall'azione abrasiva del ghiacciaio vallivo. In quest'area sono disponibili anche i dati dei lavori di Baldini (2009) e Biraghi (2014).

Sul versante N della Valle Forcola, fino alla cresta spartiacque con la Val San Giacomo, Baldini (2009) indica la presenza di till attribuibili al ghiacciaio San Giacomo in forma di diamicton massivi mal selezionati, a supporto di matrice sabbiosa, con clasti perlopiù angolosi. Le litologie dominanti sono: micascisti, metagraniti, gneiss occhiadini e laminati. Sono presenti rare anfiboliti e quarziti e rarissimi clasti dolomitici di color giallo ocra, mediamente alterati, e marmi. Solo nella zona di Avert Forcola, più a monte nella valle, sono presenti till attribuibili al ghiacciaio locale (petrografie in massima parte metagranitiche, con alcuni ortogneiss).

Till San Giacomo sono presenti anche sul resto del versante S della Valle Forcola, fino alle creste (Orlo, Cermine (Cermen)) dove le litologie sono affini a quelle sopra descritte. Non sono stati

individuati marmi e dolomie, ma alcune probabili Quarziti dello Spluga, e a Cermine clasti con metagraniti del Truzzo (anche in forma di morene). Le morfologie indicano che il Ghiacciaio San Giacomo oltrepassava la cresta per invadere anche bassa Val Pilotera e Bassa Val Bodengo. In Val Pilotera i depositi glaciali sono scarsi; essi sono presenti sostanzialmente in Val Pesciadello (in tutte le zone dove ci sono alpi) e in minor quantità nella zona del Lago Piodella. Lo stesso vale per la Val Bodengo: qui i depositi glaciali sono presenti nelle testate della valli tributarie e, in ristrettissime aree, lungo le creste centrali (soprattutto all'Alpe Dosso, dove una zona a minore pendenza dovuta a DGPV ha permesso la deposizione di diverse morene ed erratici, anche se il till ha uno spessore che molto raramente supera i 2 m). Lungo l'asta principale della Val Bodengo, sono presenti depositi glaciali solo nelle zone di fondovalle (dintorni di Bodengo, Monte Valscura (Valscura), Monte Garzelli, Monte Bruciada (E di Pra Pincee)). Nella parte mediana dei versanti a S sono sicuramente stati deposti dei till, che tuttavia l'attività delle DGPV presenti ha rimaneggiato fino a renderne impossibile un'identificazione certa: sono stati cartografati come depositi glaciali e di versante indistinguibili.

Una buona quantità di till è presente sui versanti che dalla parte finale della Val Bodengo danno sulla bassa Valchiavenna: Bedolina, Sorboggia, Alpe Borlasca, Donadivo (Cappella Donadio) e dintorni, San Pietro di Samolaco e il versante soprastante. Qui gli spessori del till possono raggiungere i 4–5 m, soprattutto in corrispondenza di morene. I till (Aff. B2d5 A02) presentano granulometrie predominanti grossolane, con circa il 25–30% di sabbie, e una piccola quantità di limo, inferiore al 10%. Lo stesso affioramento presenta depositi glaciolacustri glaciottettonizzati.

Per quanto riguarda la composizione petrografica, nei dintorni di Donadivo sono presenti ortogneiss, paragneiss fini, metagraniti del Truzzo e anche quarziti dello Spluga. Si tratta di litologie in buona parte provenienti dalla Val San Giacomo, e qui deposti dal Ghiacciaio Engadina. All'Alpe Borlasca, dove i ghiacciai Engadina e Bodengo interagivano, le litologie indicano un apporto di sedimenti dal bacino della Val Bodengo: sono presenti paragneiss, clasti di Qz, graniti a grana fine (Metagranito del Truzzo), ma anche ortogneiss a Bt, Qz e feldspato bianco provenienti dal basamento della Falda Adula affiorante in Val Bodengo.

In media Val Bodengo, poco a E di Bodengo, sul versante N sono presenti till in forma di diamicton composti da petrografie locali (ortogneiss). A W di Monte Garzelli, all'incrocio tra la Val Garzelli e la Val Bodengo, l'affioramento B2d5 A05 mostra la presenza di depositi di contatto glaciale: si tratta di depositi di colata detritica e di strati alternati di sabbie e ghiaie. La stratificazione è inclinata verso W. La posizione e le caratteristiche dell'affioramento sono compatibili con i depositi di debris flow a Monte Garzelli: il terrazzo di Monte Garzelli è un terrazzo di kame, formatosi in seguito al riempimento di un bacino marginoglaciale posizionato lungo il versante S della Val Bodengo e allo sbocco della Val Soè, e sorretto da ghiacciai. Questo bacino è poi stato riempito da apporti provenienti sia da versante che, molto probabilmente, da flussi sedimentari di origine glaciale.

A S di San Pietro di Samolaco, il piede del versante W della Valchiavenna presenta una successione di terrazzi con depositi di contatto glaciale. Il più alto si trova a valle di Paiedo, a quota 570 m; i più estesi si trovano a Monastero e a Fontanedo (Fig. 9.58, Fig. 9.59). I depositi di contatto glaciale che li costituiscono hanno granulometria massima fino a ciottoli; blocchi e massi sono presenti solo in rari casi. I terrazzi si sono formati sia come kame, a diretto contatto con il ghiacciaio, sia per la soglia costituita da morene laterali del ghiacciaio principale, che hanno formato bacini laterali tra il versante e le morene stesse.

Il till presente sul versante a monte di Monastero ha una buona percentuale di frazione sabbiosa (almeno il 20%, Aff. B2d5 A04). Questa, colluviata, si è accumulata al piede del versante costituendo

un corpo continuo di colluvio (Fig. 4.7) che ha ricoperto i till sottostanti (Aff. B2d5 A01), con uno spessore di almeno 1 m.

In Valle Mengasca sono presenti sia depositi glaciali Engadina sia depositi glaciali relativi al ghiacciaio locale. I primi si trovano ad Avert Manco, e sono riconoscibili oltre che per la posizione di sedimentazione, non raggiungibile dal ghiacciaio locale, anche per la presenza di diversi erratici di granito a Qz, K-f, poca Ms e pochissima Bt (Metagranito del Truzzo). Più a S, i till del ghiacciaio locale formano un paio di morene a valle del Sasso Campedello.

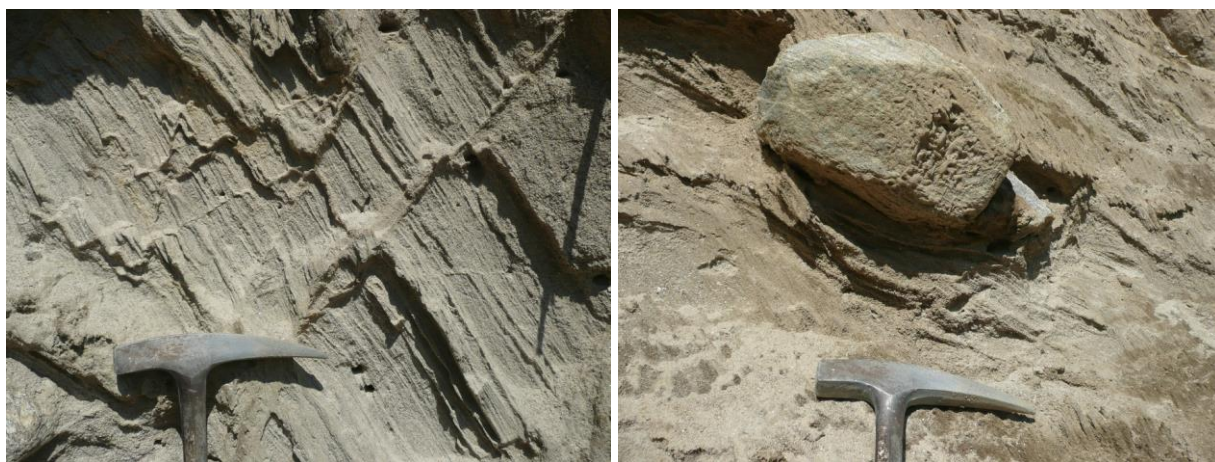
Till del ghiacciaio vallivo sono presenti anche nel circo di Avert Campedello, poco a SE, e sul versante a valle, a Sambusina, Santa Teresa, Piazza Caprara e Monte Andriolo (Monte Andrioli). A Sambusina sono presenti nel till clasti arrotondati di marmo grigio, provenienti dalla Val San Giacomo.

Nell'area di Paiedo i clasti sono prevalentemente di ortogneiss e paragneiss. I till presentano uno spessore medio di pochi metri e una buona continuità. Nella zona di Paiedo sono presenti molte morene laterali ed allineamenti di erratici. A monte di Paiedo, tra 1100 e 1600 m di quota, il versante è ricoperto da depositi glaciali rimaneggiati da processi di versante, e ormai indistinguibili, che sono presenti anche sul versante S della Val Casenda. La presenza di till, pur rimaneggiati, in quest'area, indica che la topografia tormentata e incisa di questa valle è almeno in parte precedente l'ultima glaciazione.

Più a monte, in Val Casenda, sono presenti altri till nella conca di Alpe Canale: si tratta però di till depositi dal ghiacciaio locale.



*Fig. 4.7 – Corpo di colluvio al piede del versante a monte di Monastero, immediatamente a monte del terrazzo. Il colluvio si presenta come sabbia massiva molto ben selezionata, con solo al presenza di alcuni clasti ghiaiosi.*



*Fig. 4.8 – Depositi lacustri marginoglaciali glacioteettonizzati e con deformazioni da impatto di dropstone nell'affioramento B2d5 A02.*



Fig. 4.9 – Depositi di contatto glaciale nell'affioramento B2d5 A05. La stratificazione immerge apparentemente verso W. Sono visibili gli strati alternati di sabbie e ghiaie (a sinistra) ricoperti da depositi di debris flow più grossolani (a destra).

#### 4.1.4 - Versante E, bassa Valchiavenna

Il versante E della Valchiavenna presenta depositi glaciali quasi esclusivamente nella porzione meridionale, in corrispondenza della cresta spartiacque con la Valtellina. Più a N, sono presenti depositi glaciali consistenti sul versante immediatamente a N di Verceia e della Val dei Ratti. Tutta l'area da qui fino a Pratella (località descritta assieme al versante S della Val Bregaglia) presenta versanti molto ripidi e quasi completamente nudi. I depositi di till si trovano concentrati nell'area di San Giorgio, Cola, Avedè, Montagnola; e, con estensioni e spessori molto bassi, sugli speroni in DGPV che più a N si protendono dal versante: Avert Prato delle Vacche, Motta dei Corvi, Mottali, Motto dell'Orso, Case Rebbia.

In Val Codera sono presenti depositi glaciali soprattutto nelle testate delle valli tributarie. Essi si caratterizzano per una granulometria dominante grossolana (massi e blocchi, in minor misura ciottoli e ghiaia), con una frazione fine che non scende al di sotto della sabbia fine.

L'asta principale della Val Codera si caratterizza per la quasi completa assenza di depositi glaciali affioranti fin quasi all'altezza di Codera. La zona di Codera presenta su entrambi i versanti della valle till in affioramento piuttosto continui, caratterizzati da un livello superiore colluviato e in parte ricoperti da depositi di versante. A Codera, il till è ricoperto da una falda di detrito grossolano (postglaciale) dovuto a crolli dalla parete rocciosa soprastante. Il detrito non ricopre interamente il till, che rimane affiorante nella parte bassa del versante (Fig. 4.10).

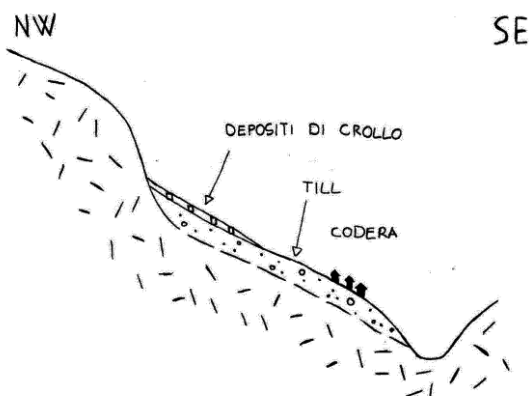


Fig. 4.10 – Sezione schematica dei rapporti tra till e depositi di crollo in bassa Val Codera. I till ricoprono il piede del versante; nella zona di Codera sono presenti morene e massi erratici fino a quota 1000 m circa. Più a monte, i depositi di crollo ricoprono i till in discordanza senza eroderli.

La medesima dinamica è ben esposta nell'affioramento B2e5 A01 dove è presente un corpo inferiore costituito da till di alloggiamento e till di ablazione poco distinguibili l'uno dall'altro, affioranti nella parte bassa del versante e ricoperti da deposito di crollo (ciottoli, massi e blocchi spigolosi) nella parte alta.

Più all'interno nella valle, sono presenti al piede del versante dei volumi (prismi triangolari con morfologia molto simile a quella di flatiron) composti da till. L'assenza di affioramenti importanti e il colluviamento del livello superficiale ha reso difficile l'identificazione del deposito.

La dinamica sedimentaria in Val Codera ha visto durante l'ultima glaciazione la presenza di un ghiacciaio che ha deposto spessori di till anche importanti (20 m nell'affioramento B2e5 A01). Questi depositi ricoprivano completamente il fondovalle e almeno le parti più basse del versante, formando una topografia che, in bassa Val Codera, è preservata ancora oggi. Successivamente, essi sono stati erosi fino a perdere completamente la morfologia originaria, con l'isolamento dei volumi triangolari prima descritti, oppure ricoperti senza grossi eventi erosivi, a partire da monte, da falde detritiche.

In Val dei Ratti lo spessore dei till diminuisce progressivamente tra l'imbocco della valle e le testate delle valli minori. Mentre all'imbocco della valle lo spessore è quasi ovunque superiore al metro, nelle testate interne i till sono molto sottili (pochi decimetri, se non pochi centimetri) e molto discontinui. Gli spessori maggiori rilevati si trovano in corrispondenza delle morene laterali in Val Codogno, e in corrispondenza dei depositi di contatto glaciale presenti a Frasnedo e a Lavazzo. In queste due località il ghiacciaio (il locale per Frasnedo, viste le litologie soprattutto granodioritiche, e probabilmente il principale per Lavazzo) ha permesso l'accumulo di depositi di versante in forma di terrazzi di kame. Le litologie sono granodioritiche e quarzodioritiche nelle testate (qui affiorano Ghiandone e Serizzo), e nell'area di Frasnedo e sul versante opposto, mentre nel versante a monte di Verceia i till sono stati deposti dal ghiacciaio vallivo, e contengono in predominanza granodiorite (proveniente con ogni probabilità dalla Val Codera) e ortogneiss foliati (di provenienza Bregaglia o versante E della Valchiavenna), ma anche graniti (ricchi di Bt) e graniti a due miche (Granito di Novate).

Nella zona di spartiacque tra Valtellina e Valchiavenna i till sui due versanti sono stati deposti dal Ghiacciaio Engadina all'interno del bacino valchiavennasco, e dal Ghiacciaio Adda all'interno della Valtellina: sulla cresta invece i due ghiacciai sedimentavano contemporaneamente (vedi Cap. 9 – Geomorfologia e dinamica glaciale), con alcuni momenti di prevalenza dell'uno sull'altro e viceversa. Pedroncelli (2013) indica che dal punto di vista litologico tra gli erratici prevalgono lungo l'intero spartiacque le quarzodioriti del monte Bassetta. I clasti provenienti da altre aree di origine hanno solitamente dimensioni inferiori (talvolta sono solamente dei piccoli ciottoli): si tratta di serpentiniti / peridotiti, gneiss, micascisti, granodioriti della Val Masino, gabbri. Queste litologie esotiche sono inferiori in percentuale rispetto alle rocce locali (Quarzodiorite del Bassetta) e nelle aree più elevate, al di sopra dei 1600 m s.l.m. non sono più osservabili.

Per quanto riguarda peridotiti e serpentiniti, le prime hanno cristalli millimetrici di olivina (verde, vitrea) e pirosseno (nero, tozzo); le seconde presentano cristalli ben allungati di serpentino che rendono la roccia foliata. Ci sono due possibili aree di provenienza: l'Unità di Chiavenna e la Falda Malenco–Forno. Queste litologie sono osservabili su entrambi i versanti della cresta, con una maggiore presenza di serpentiniti in piccoli ciottoli sul lato valtellinese. Sul lato valchiavennasco, a poco NE di San Giuliano, sono stati osservati invece pochi grossi massi plurimetrici provenienti dall'Unità di Chiavenna.

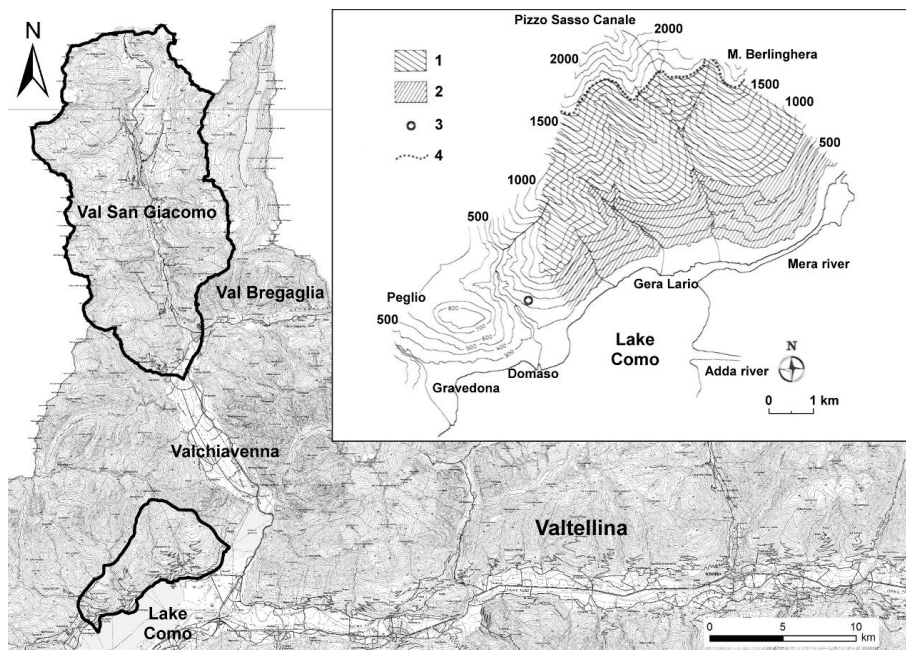
### 4.1.5 - Alto Lario

Nell'area dell'alto Lario (dalla cresta E del Monte Berlinghera procedendo verso SW), sono disponibili i dati di Maggi (1992), che ha lavorato nell'area tra Gravedona e Peglio (al di fuori dell'area del presente lavoro) fino all'altezza di Dascio e del monte Berlinghera. Inoltre, sono stati individuati alcuni altri affioramenti nell'area non coperta da Maggi (1992) a NE di Dascio.

Le litologie presenti nei till indicano che in corrispondenza del Monte Berlinghera, localizzato tra la bassa Valchiavenna e l'estremità N del Lago di Como circa 13 km a Sud di Chiavenna (Fig. 4.11), era presente una lingua del ghiacciaio San Giacomo anche vicino allo LGM. Questa lingua percorreva la Valchiavenna assieme alla lingua Engadina formando il Ghiacciaio Mera. L'analisi litologica dei clasti presenti nei till e degli erratici ha consentito di riconoscere due aree di distribuzione delle litologie (Maggi, 1992):

- dalla trimline dello LGM (quota 1685 m) sino a 800 m di quota circa i litotipi marker presenti sono il Metagranito del Truzzo (proveniente dalla Val San Giacomo e/o dalla Val Bregaglia) e le Quarziti dello Spluga (provenienti esclusivamente dalla Val San Giacomo);
- tra gli 800 e i 700 m le Quarziti dello Spluga tendono a diminuire in rapporto al Metagranito del Truzzo, quindi diminuisce il materiale proveniente dalla Valle San Giacomo mentre aumenta il materiale della Valle Bregaglia.

La Granodiorite della Val Masino, proveniente dalla Valtellina portata dal Ghiacciaio Adda, compare solo 8 km più a valle del M. Berlinghera, intorno al Sasso Pelo, in un erratico a 431 m di quota e, al di sotto dei 400 m nei till.



*Fig. 4.11 – Posizione della Val San Giacomo, a N, e dell'area descritta in Maggi (1992) a S: quest'ultima area è situata alla confluenza di Valchiavenna (da Nord) e Valtellina (da Est), su un versante posizionato di fronte alla lingua glaciale Adda proveniente dalla Valtellina e in una posizione laterale rispetto al Ghiacciaio Engadina – Bregaglia. I till presenti in quest'area permettono di ricostruire la dinamica tra i due ghiacciai vallivi. Aree di distribuzione delle litologie marker: 1) Metagranito del Truzzo e Quarzite dello Spluga; 2) solo Metagranito del Truzzo; 3) masso erratico costituito da rocce intrusive del Masino–Bregaglia; 4) massima estensione raggiunta dai ghiacci nell'ultima glaciazione. (modificato da Tantardini et al., 2013).*

Tra Dascio e Albonico, e sul versante S del Monte Peschiera, sono frequenti nel till gli ortogneiss e i metagraniti del Truzzo. A W del Motto dei Dossi, a quota 400 m, è presente un erratico di litologia mafica. La geometria delle morfologie deposizionali indica una provenienza valchiavennasca (quindi



dall'Unità di Chiavenna). Sul Monte Peschiera (al tornante sulla cresta, 560 m s.l.m.) sono presenti metagraniti del Truzzo, paragneiss fini con Ms e Chl, e ortogneiss occhiadini. Altrove sono presenti anche rare granodioriti e micascisti.

La vetta del Monte Peschiera (685 m s.l.m.) presenta una particolare concentrazione di erratici granitici foliati con foliazione poco definita a Qz, feldspato bianco e molta Bt in cristalli centimetrici: si tratta molto probabilmente di clasti di Metagranito del Truzzo. Le litologie descritte possono provenire sia da Val Bregaglia che da Val San Giacomo, anche se i paragneiss e i micascisti con Ms e Chl sono più diffusi in quest'ultima.

Maggi (1992) indica che nella zona di Dascio (Fig. 4.12: e, g, h) sono presenti, intercalati ai till, depositi sabbiosi e ghiaiosi dovuti a sedimentazione fluviale. Nella zona di Burano, durante il rilevamento, esattamente a quota 570 m s.l.m. accanto alla S.P. 4, è stata notata anche la presenza di depositi glaciolacustri sabbiosi e fini. Non è stato possibile descrivere nè fotografare i depositi a causa di lavori in corso. Tali depositi sono ricoperti da till.

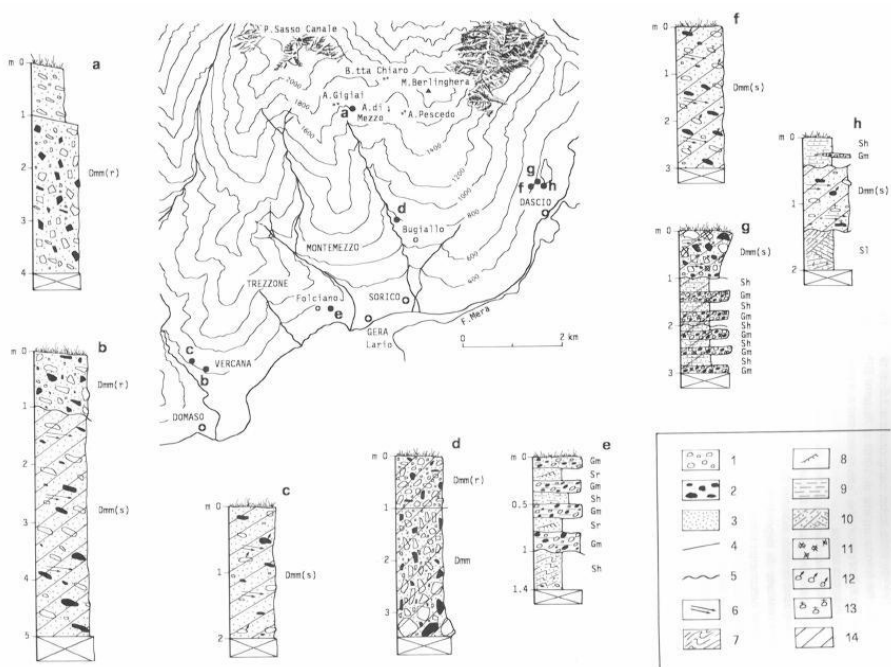


Fig. 4.12 – Profili dei depositi della Alloformazione di Pian del Tivano (Alloformazione Cantù, N.d.A.). La terminologia di facies adottata è quella proposta da Eyles et al.(1983) e Miall (1984). 1) Ciottoli composti da litologie locali; 2) ciottoli composti da litologie esotiche; 3) sabbia; 4) limite netto; 5) limite erosivo; 6) presenza di piani di scivolamento all'interno della matrice; 7) livelli ripiegati; 8) ripple mark; 9) laminazioni pianoparallele; 10) laminazioni incrociate; 11) ciottoli alterati; 12) ciottoli striati; 13) ciottoli con patine di alterazione; 14) livelli sovraconsolidati. Da Maggi, 1992, Fig. 2.

## 4.2 - Alloformazione di Prato Fortunato

### Definizione:

Diamicton massivi: till di alloggiamento, till di ablazione. Ghiaie: depositi fluvioglaciali. La superficie limite superiore è caratterizzata da una morfologia non sempre ben conservata, per seppellimento da parte di depositi di versante e per rimaneggiamento dovuto a permafrost (presenza di un rock glacier, RG115). Il profilo di alterazione è molto poco evoluto, e consiste in un suolo di colore grigio-brunastro spesso pochi centimetri, al più pochi decimetri.

### Sinonimi

L'unità è definita da Maggi, 1992.

### Superfici limite e rapporti stratigrafici

La superficie limite superiore dell'unità coincide con la superficie topografica. La superficie limite inferiore è erosiva, e mette l'Alloformazione di Prato Fortunato in contatto diretto con il substrato.

L'Alloformazione è legata all'attività del piccolo ghiacciaio che occupava il circo SE del Pizzo Sasso Canale. Non è possibile correlare l'unità con l'Alloformazione Cantù, in quanto non si osserva nessun contatto tra le due.

### **Litologia**

Litologia esclusivamente locale: gneiss migmatitici (Schlingencomplex del Pizzo Paglia).

### **Area di affioramento**

Affiora nel circo SE del Pizzo Sasso Canale, a monte dell'Alpe Gigiai, in località Prato Fortunato.

### **Morfologia e paleogeografia**

Sono state identificate tre cerchie moreniche (Maggi, 1992, ne identifica 5. Il deposito glaciale è interessato da un rock glacier, ed è difficile distinguere tra morene e cordoni del rock glacier), e un piccolo corpo sedimentario più a valle formato dai depositi fluvioglaciali, originariamente sostenuto dalle morene in till dell'Alloformazione Cantù, attualmente in erosione.

### **Età**

Pleistocene superiore – Olocene (?) (Maggi, 1992).

## **4.3 - Unità Postglaciale**

### **Definizione:**

Depositi a massi, blocchi e ciottoli, con dimensioni plurimetriche, angolosi, massivi, a tessitura open framework a supporto di clasti; diamicton massivi a supporto clastico con granulometrie da sabbie a massi plurimetrici, clasti da angolosi a subangolosi; massi di dimensioni anche pluridecimetriche, ghiaie e ciottoli con stratificazione inclinata a supporto di clasti, localmente cementati: depositi di versante.

Sabbie, ghiaie, ciottoli, blocchi e piccoli massi mal selezionati da subarrotondati a spigolosi, a tessitura open framework e supporto clastico; sabbie, ghiaie, ciottoli e piccoli blocchi a tessitura open framework e supporto clastico, arrotondati e subarrotondati; sabbie fini e medie molto ben selezionate; sabbie fini e limo, ben selezionati, talvolta localmente torbosi: depositi fluviali.

### **Superfici limite e rapporti stratigrafici**

La superficie limite superiore dell'unità coincide con la superficie topografica. È caratterizzata da un profilo di alterazione da assente a poco evoluto, con caratteristiche che in questo caso possono arrivare a coincidere con quelle descritte per l'Alloformazione di Cantù.

La superficie limite inferiore è erosiva, e mette l'Unità Postglaciale in contatto con depositi dell'Alloformazione Cantù o direttamente con il substrato.

### **Litologia**

L'Unità Postglaciale nell'area in esame è costituita da:

- Depositi fluviali: negli alvei più piccoli delle valli tributarie sono presenti sabbie, ghiaie, ciottoli, blocchi e piccoli massi, spesso mal selezionati, con clasti da subarrotondati a spigolosi, a tessitura open framework e supporto clastico (i pori maggiori sono quasi sempre riempiti dalle

granulometrie meno grossolane) (Fig. 4.14). Negli alvei maggiori delle valli tributarie, e negli alvei attuali del Mera e del Liro sono presenti sabbie, ghiaie, ciottoli fino a piccoli blocchi, a tessitura open framework e supporto clastico (i pori maggiori riempiti dalle granulometrie più fini), arrotondati e subarrotondati molto spesso embricati; sono molto spesso presenti barre longitudinali, e sulle ripe di erosione si possono localmente osservare grossolane laminazioni orizzontali (Fig. 4.14, Fig. 4.15, Fig. 4.16, Fig. 4.17). La piana fluviale del Piano di Chiavenna presenta in affioramento sulla superficie topografica sia sabbie, ghiaie e piccoli ciottoli ben arrotondati, con frazione sabbiosa e ghiaiosa prevalente (ad es. Zona a S di Prata Camportaccio) sia sabbie fini e medie molto ben selezionate (zona tra Casenda e Somaggia) (Fig. 4.18, Fig. 4.19), con talvolta dei ciottoli e delle ghiaie disperse, sia sabbie fini e limo, ben selezionati (zona a N del Lago di Mezzola). Il Pian di Spagna mostra sedimenti analoghi: l'area a N di Nuova Olonio (depositi alluvionali) è costituita da sabbie da medie a fini e limo ben selezionati, che nella zona a N vicino al Lago di Mezzola sono torbosi (Fig. 4.20, Fig. 4.21). Nei paleoalvei e in alcune altre aree sono presenti sabbie e ghiaie fino a piccoli ciottoli, piuttosto ben selezionati e molto ben arrotondati, spesso con i ciottoli dispersi tra ghiaie e sabbie. Le aree golenali attuali dell'Adda (antropiche) sono caratterizzate da sabbie grossolane in barre.

- Depositi di versante: sono presenti macereti e valanghe di roccia dominate da massi e blocchi spigolosi di dimensioni fino a pluridecametrici, a supporto di clasti (Fig. 4.22). Le frane in genere sono composte da diamicton con granulometria variabile, solitamente mal selezionata, e dominati da blocchi, ciottoli e ghiaie (Fig. 4.23). Le frane che interessano solo o anche i depositi quaternari presentano una maggior quantità di sabbie e talvolta limo. I debris flow sono caratterizzati da diamicton a supporto da clastico con tessitura aperta e clastico con pori riempiti dalle granulometrie fini; i clasti variano da spigolosi ad arrotondati; spesso sono presenti embricazioni e rozze laminazioni planari (Fig. 4.24). I detriti di falda variano da depositi con clasti spigolosi fortemente eterometrici fino a depositi con clasti spigolosi, di diverse granulometrie ma piuttosto ben selezionati. Il deposito di versante in senso lato è solitamente massivo e composto da granulometrie tra i piccoli blocchi e il limo; i clasti di dimensioni maggiori possono esser dispersi tra le granulometrie più fini o viceversa le granulometrie fini riempiono gli interstizi tra le grossolane; si osserva un generale colluviamento (Fig. 4.25).

### **Area di affioramento**

L'Unità Postglaciale affiora in tutta l'area di studio: il fondovalle principale è dominato dai depositi fluviali, presenti anche nei fondovalle delle principali valli tributarie; i depositi di versante, pur in modo discontinuo, sono presenti quasi ovunque.

### **Morfologia e paleogeografia**

La morfologie dell'unità Postglaciale è ben espressa soprattutto dalle piane fluviali di fondovalle, in cui sono presenti piane alluvionali, paleoalvei e terrazzi fluviali. Nel caso del Piano di Chiavenna è ben riconoscibile da N a S una successione ambiente fluviale braided – fiume meandriforme – fiume a canali anastomosati (vedi Cap. 7 – Morfologie fluviali e dinamica fluviale).

Per quanto riguarda i depositi di versante, essi sono generalmente spessi pochi metri, con punte di alcune decine di metri, e ricalcano la topografia sottostante, espressa dal substrato roccioso e/o dai depositi glaciali. Gli accumuli maggiori dei depositi di versante consistono in depositi di debris flow che esprimono morfologie a conoide, oppure in frane i cui accumuli sono sufficientemente voluminosi o estesi da risaltare morfologicamente.

## Età

Pleistocene superiore – Olocene: la deposizione è iniziata dopo il ritiro dei ghiacciai dell'ultima glaciazione e continua tuttora (Bini *et al.*, 1997<sup>a</sup>).



Fig. 4.13 – Depositi fluviali braided misti a depositi di debris flow nell'alveo del torrente Aurosina (a S di Monte Tabiadascio).



Fig. 4.14 – Alveo del T. Liro poche decine di metri a monte della confluenza nel fiume Mera. L'alveo presenta clasti con granulometria fino a massi di pochi metri di lato.



Fig. 4.15 – Ripa di erosione lungo l'alveo del Mera, a Prata Camportaccio. Il terrazzo fluviale è costituito da clasti con granulometria da blocchi fino a 50–60 cm di lato fino a sabbia, con predominanza di ciottoli e ghiaia, arrotondati, equidimensionali, oblati e prolati. Sono presenti diversi embrici e a circa metà scarpata si può osservare una superficie erosiva ondulata marcata da clasti grossolani ed embrici. Le caratteristiche del deposito attuale sono simili. I depositi indicano un ambiente fluviale di tipo braided.



Fig. 4.16 – Alveo del T. Schiesone alla confluenza nel Mera. Sono presenti in affioramento ghiaie e ciottoli a tessitura aperta a supporto granulare clastico.



Fig. 4.17 – Alveo del Mera (arginato artificialmente) all'altezza di Casenda. Sono presenti barre longitudinali ghiaiose e sabbiose.



*Fig. 4.18 – Scarpata di un canale di irrigazione poche centinaia di metri a N di Casenda. Sebbene l'affioramento sia rimaneggiato, è possibile vedere che in questa zona del Piano di Chiavenna il deposito fluviale è costituito da sabbia (da grossolana a fine) con una certa quantità di limo, e ghiaie disperse. Si tratta di depositi di piana alluvionale. Questi depositi non sono in relazione con quelli di Fig. 4.17 (l'alveo attuale del Mera è artificiale) ma con depositi simili a quelli di Fig. 4.19. Il Mera che ha sedimentato questi depositi aveva probabilmente caratteristiche braided a bassa energia o anche di fiume meandriforme (vedi ricostruzioni in 7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna).*



*Fig. 4.19 – Depositi fluviali in affioramento a SE di San Pietro, Samolaco. I depositi costituiscono una piana fluviale braided (rimaneggiata in superficie dall'azione antropica) formata dal fiume Mera.*



*Fig. 4.20 – Deposito fluviale con sabbia, ghiaia e piccoli ciottoli arrotondati nel paleoalveo Adda a Colombaro (7.6.4 - Dinamica fluviale nel Pian di Spagna).*



*Fig. 4.21 – Deposito fluviale a Stalle Poncetta, a S del Lago di Mezzola. Il deposito è costituito da sabbia media molto ben selezionata. Si alterna nell'area a sabbia fine e limo localmente torbosi. È in eteropia con i depositi di Fig. 4.20 che costituivano l'alveo Adda, mentre questi depositi costituivano la piana alluvionale Adda.*



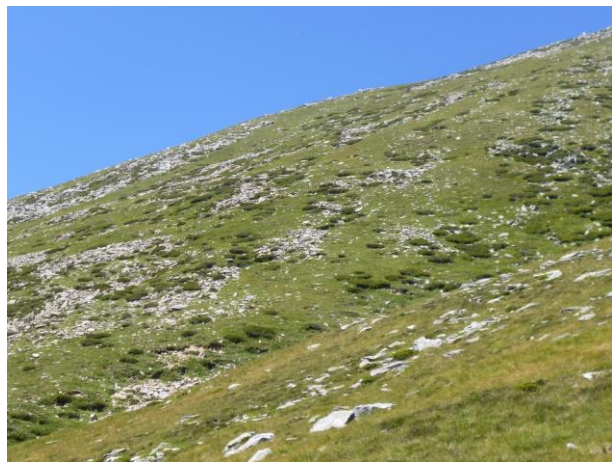
*Fig. 4.22 – Depositi della valanga di roccia a N di Uschione (FS090). I clasti sono spigolosi, e consistono in massi anche plurimetrici (gli alberi oltre il corpo frana hanno altezze intorno a 10 – 15 metri). In alcuni casi, in altre frane simili, sono presenti massi ciclopici pluridecametrici. La tessitura è aperta, con supporto di clasti.*



*Fig. 4.23 – Depositi di crollo in forma di falda detritica a SW di Montagnola (Novate Mezzola). I clasti sono blocchi di medie – grosse dimensioni, equidimensionali, abbastanza selezionati, spigolosi, a tessitura aperta con supporto clastico.*



*Fig. 4.24 – Deposito di debris flow a Corte Prima, testata della Val Bodengo. I depositi sono sabbie, ghiaie, ciottoli, blocchi e massi spigolosi e subspigolosi, a tessitura aperta con pori riempiti dai clasti più fini.*



*Fig. 4.25 – Depositi di versante a monte dell' Alpe Gigiai (Montemezzo). I depositi consistono in ghiaie, sabbie ma soprattutto ciottoli e piccoli massi. Localmente si osserva isoorientazione dei clasti oblati e prolati, dovuta a processi di colluviamiento. I depositi in movimento recente sono nudi, quelli che da più tempo sono fermi sono interessati da pedogenesi e da vegetazione.*

### 4.3.1 - Successione sedimentaria del fondovalle

Le stratigrafie dei pozzi perforati nel fondovalle hanno permesso di effettuare alcune ricostruzioni della successione sedimentaria del fondovalle.

I dati non sono purtroppo molto significativi, sia per la scarsa qualità delle descrizioni sia per la scarsità, la distanza reciproca e la poca profondità delle perforazioni. La maggior parte delle perforazioni infatti non raggiunge i 30 m di profondità. Inoltre, nel Comune di Samolaco, le stratigrafie dei pozzi da B2d5 S002 a B2d5 S007, e dei pozzi B3e1 S014, B2e5 S001, B2e5 S003, B2d4 S001, sono estremamente simili, l'affidabilità di questi dati è molto dubbia.

A N, l'unico pozzo degno di nota è il pozzo geotermico B2d4 S015, in centro Chiavenna (Allegato 04), che raggiunge una profondità di 250 m. La stratigrafia non è dettagliata, in quanto eseguito a distruzione. Esso intercetta il substrato roccioso a quota 270 m, individuando un riempimento sedimentario di 60 m, costituito sia da depositi fluviali/di debris flow che da depositi di frana.

Sono state eseguite tre sezioni stratigrafiche attraverso il Piano di Chiavenna in corrispondenza delle stratigrafie più significative: da N a S, a San Pietro di Samolaco, a Vignola, a Novate Mezzola. Le sezioni, le tracce delle sezioni e le descrizioni sono in Fig. 4.26, Fig. 4.27 e Fig. 4.28.

Le stratigrafie a monte della sezione San Pietro, poco profonde, mostrano tutti depositi fluviali grossolani tipici di ambiente braided e depositi di debris flow con caratteristiche molto simili.

È sempre possibile individuare nei primi 20 m circa della successione i depositi fluviali del Mera (ben visibile nella sezione San Pietro); in pieno Piano di Chiavenna essi arrivano fino alla superficie topografica mentre vicino ai versanti sono ricoperti dai depositi di debris flow provenienti dalle conoidi laterali o eteropici ad essi.

I depositi fluviali Mera sono quasi ovunque grossolani a monte (ambiente fluviale braided), mentre all'altezza della sezione di Vignola è evidente un'alternanza tra livelli ghiaioso-sabbiosi e livelli più fini sabbioso-limosi, indice di un cambiamento di regime fluviale, con passaggio da un fiume braided a un fiume probabilmente meandreggiante con canali grossolani eteropici a pianie fluviali costituite da sedimenti più fini.

Sotto i 174 m s.l.m. nel pozzo B2d5 S014 (Sezione San Pietro) sono presenti depositi limosi, che possono essere interpretabili come depositi di un antico lago. Al di sopra di essi, una sequenza coarsening upward identifica un delta che progradando riempie progressivamente un bacino lacustre. Il delta raggiunge quota 190 m s.l.m.. Non sono presenti altri pozzi nell'area che raggiungano profondità simili, e di conseguenza non è stato possibile ricostruire l'estensione di questo possibile lago.

Nel pozzo B2e5 S002 (Sezione Vignola), sempre vicino al versante E della valle, è presente tra 180 e 195 m s.l.m. una sequenza fining upward troncata da depositi di debris flow. È possibile che questa sequenza di depositi fini (da sabbie fini a sabbie fini limose), significativamente più spessa delle altre nella sezione, sia correlabile con i depositi deltizi e lacustri della sezione San Pietro. Va ricordato che le due sezioni si trovano a 3 km di distanza, e non vi sono dati significativi nel mezzo.

La sezione di Novate Mezzola, passante poco a S del Pozzo di Riva, mostra un possibile sbarramento della Valchiavenna operato dai depositi di debris flow del T. Codera: i depositi sabbioso-ghiaiosi alla base dei pozzi B3e1 S002 e B3e1 S010 (fino a 180 m di quota) passano improvvisamente a limi e sabbie (presenti tra 184 e 190 m di profondità), depositi fluviali di ambiente distale che nel caso del pozzo B3e1 S002 continuano a sedimentare fino all'attuale o quasi; mentre nell'altro pozzo sono ricoperti da una progradazione dei depositi di debris flow.

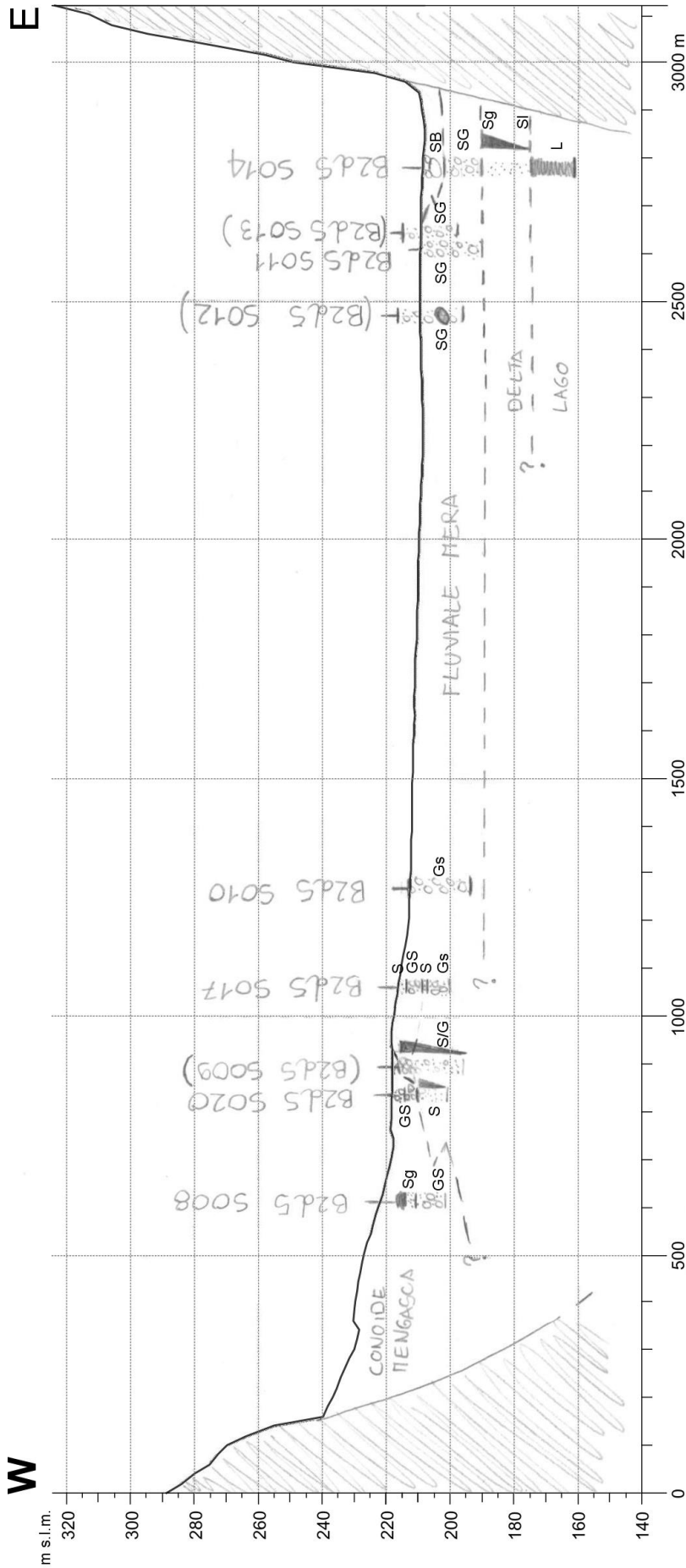
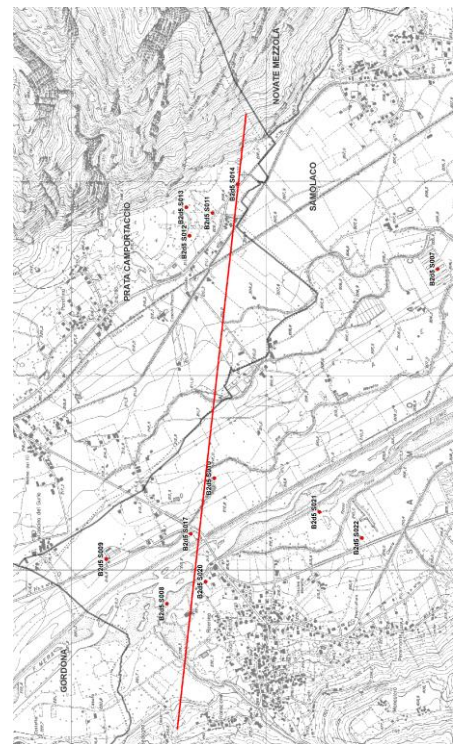


Fig. 4.26 – Sezione stratigrafica nel Piano di Chiavenna all' altezza di San Pietro di Samolaco. I pozzi di San Pietro di Samolaco mostrano il progressivo onlap dei depositi grossolani di debris flow della conoide del T. Mengasca con quelli del F. Mera (B2d5 S020 e B2d5 S009). Al ponte di San Pietro, il Mera mostra attualmente diversi paleovalvei (in questa zona dall' alveo principale si dipartiva la Meretta e più anticamente il Ramo del Mera; vedi 7.5.6 -Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna): questo è ben evidente anche nella stratigrafia del pozzo B2d5 S017. I pozzi da B2d5 S020 verso E mostrano tutti nei primi 20 m dalla superficie depositi ghiaiosi e sabbiosi grossolani, interpretabili come i depositi fluviali braided depositi dal F. Mera. Il pozzo B2d5 S014, che arriva fin quasi a 160 m s.l.m., mostra al di sotto dei depositi braided depositi a sequenza coarsening upward di 13 m, passante a sabbie fini limose a sabbie medie, con anche resti vegetali. Al di sotto sono presenti limi e sabbie limose. Questi ultimi sono interpretabili come depositi lacustri di un antico lago, e i soprastanti come un delta progredante all' interno del bacino lacustre. Codifica di facies come da Allegato 02.







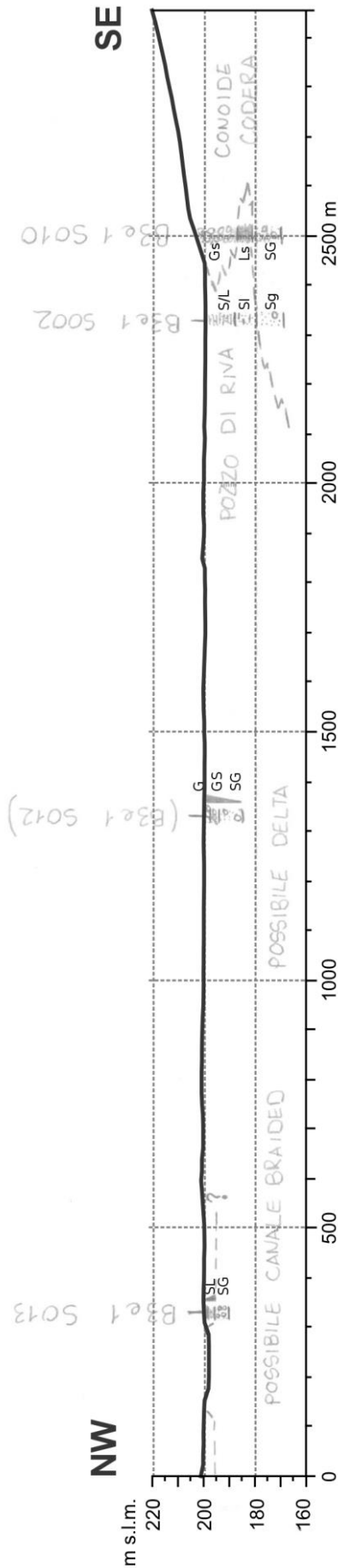
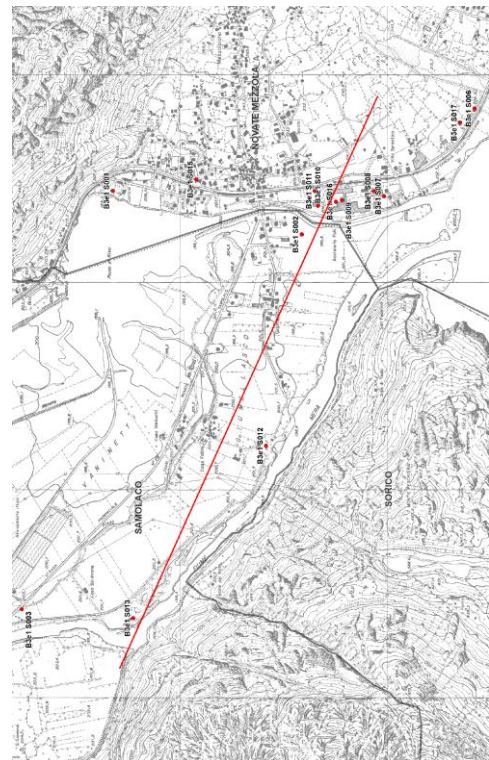


Fig. 4.28 – Sezione stratigrafica tra Casenda e Novate Mezzola. I pozzi sono distanti, e non è possibile un'interpretazione certa. Il pozzo B3e1 S012 presenta una equenza coarsening upward da sabbie con ghiaie a ghiaie grossolane che può essere interpretabile come un delta del paleoMera. A SE, infatti, è presente il bacino lacustre del Pozzo di Riva / Lago di Novate, di cui il pozzo B3e1 S002 mostra la sequenza stratigrafica: sabbie e rare ghiaie fino a 180 m di quota, sabbie limose fino a 187 m circa, quindi una successione caratterizzata da un'alternanza di sabbie e limi fino alla superficie. A poche decine di metri di distanza, il pozzo B3e1 S010 mostra i depositi grossolani della conoide del T. Codera. Codifica di facies come da Allegato 02.



Degno di nota è anche il pozzo B3d2 S001, nel Pian di Spagna (Fig. 4.29). Il pozzo raggiunge una profondità di 100 m, fino a quota 102 m s.l.m.. Nell'area non sono presenti pozzi altrettanto profondi, eccettuati il B3e2 S018 e il Be3e S012, diversi km a monte in Valtellina.

La stratigrafia del pozzo B3d2 S001 evidenzia tra 102 e 139 m s.l.m. una successione di limi argillosi. Un tale spessore di limi è con ogni probabilità attribuibile a depositi lacustri, relativi ad un lago postglaciale pre-LGM formatosi al ritiro dei ghiacciai e rimasto anche nel periodo successivo (la profondità è troppo elevata perché il lago sia attribuibile all'ultima glaciazione). Sopra ai depositi lacustri sono presenti limi sabbiosi, che possono essere interpretati come depositi deltizi, fino a quota 162 m s.l.m.. Essi sono attribuibili all'ultima glaciazione: rappresenterebbero il delta fluviale avanzante nel bacino lacustre in seguito all'impostazione del periodo di resistasia della glaciazione. È presente, alla sommità della sequenza (tra 157 e 162 m), un sottile livello di limo sabbioso descritto nella stratigrafia come compatto, che può essere stato sovraconsolidato dal peso del ghiacciaio. La stratigrafia non presenta depositi interpretabili come till. Sopra i 162 m sono presenti sabbie, interpretabili come depositi di piana fluviale postglaciale.

È molto probabile che un certo spessore di till si sia comunque depositato al di sopra del livello di limo sabbioso sovraconsolidato, ma che in seguito sia stato completamente eroso durante il periodo di deglaciazione, in cui il ghiacciaio era ancora presente ma sempre più lontano e ridotto, e in cui la fusione del ghiacciaio rendeva disponibili grosse quantità d'acqua ad alimentare l'Adda.

#### Pozzo B3d2 S001

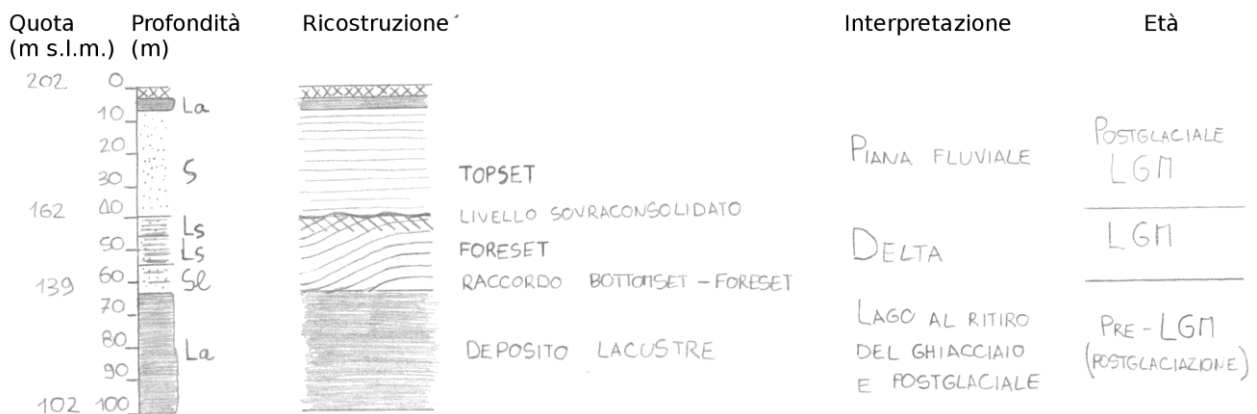


Fig. 4.29 – Stratigrafia del Pozzo B3d2 S001 (complesso Telespazio, Pian di Spagna, comune di Gera Lario). Ricostruzione della successione sedimentaria, interpretazione ed età dei depositi.



---

## Capitolo 5

### Geomorfologia strutturale e litologica

Gran parte della morfologia della Valchiavenna è determinata da strutture fragili legate all'evoluzione della catena durante l'orogenesi e da una generale struttura foliata e laminata legata all'evoluzione delle falde o ai movimenti di messa in posto degli intrusivi periadriatici.

Per geomorfologia strutturale si intende l'influenza della struttura geologica, ossia di fratture, pieghe e faglie, sul modellamento delle forme del territorio. Gli Autori anglofoni parlano di *tectonic geomorphology* (Owen, 2013). Per geomorfologia litologica si intende l'influenza della litologia sul modellamento delle forme del territorio.

Nell'area in esame, la litologia ha influenza solo localmente e spesso a grande scala sulla forma del territorio (vedi 5.6 - Geomorfologia litologica). Invece la struttura geologica influenza profondamente la topografia, sia a piccola che a grande scala. Il rilevamento ha evidenziato che la morfologia del territorio della Valchiavenna è estremamente influenzata dalla struttura interna delle rocce presenti, e ancora di più dagli stress tettonici subiti durante le varie fasi dell'orogenesi alpina. Strutture a piccola scala (lineamenti) e strutture a grandissima scala (principalmente la foliazione), quindi, assieme alla onnipresente ed egualmente importante dinamica di versante, sono i principali fattori del modellamento del territorio. Unità geologiche e/o volumi tettonicamente omogenei (come ad esempio la Southern Steep Belt) sono diverse l'una dall'altra sia per quanto riguarda la densità della scistosità e delle fratture sia per le famiglie di fratture implicate.

Gli elementi morfologici presenti sono stati suddivisi in queste categorie:

- per quanto riguarda le strutture:
  - forme sviluppate lungo strutture lineari: trincee su faglia, valli strutturali, scarpate su faglia;
  - forme sviluppate su superfici: superfici strutturali di diverso tipo, cuesta, e superfici di faglia inversa;
  - forme strutturali/morfologiche: dossi
- per quanto riguarda la litologia:
  - forme sviluppate su strutture arrotondate.

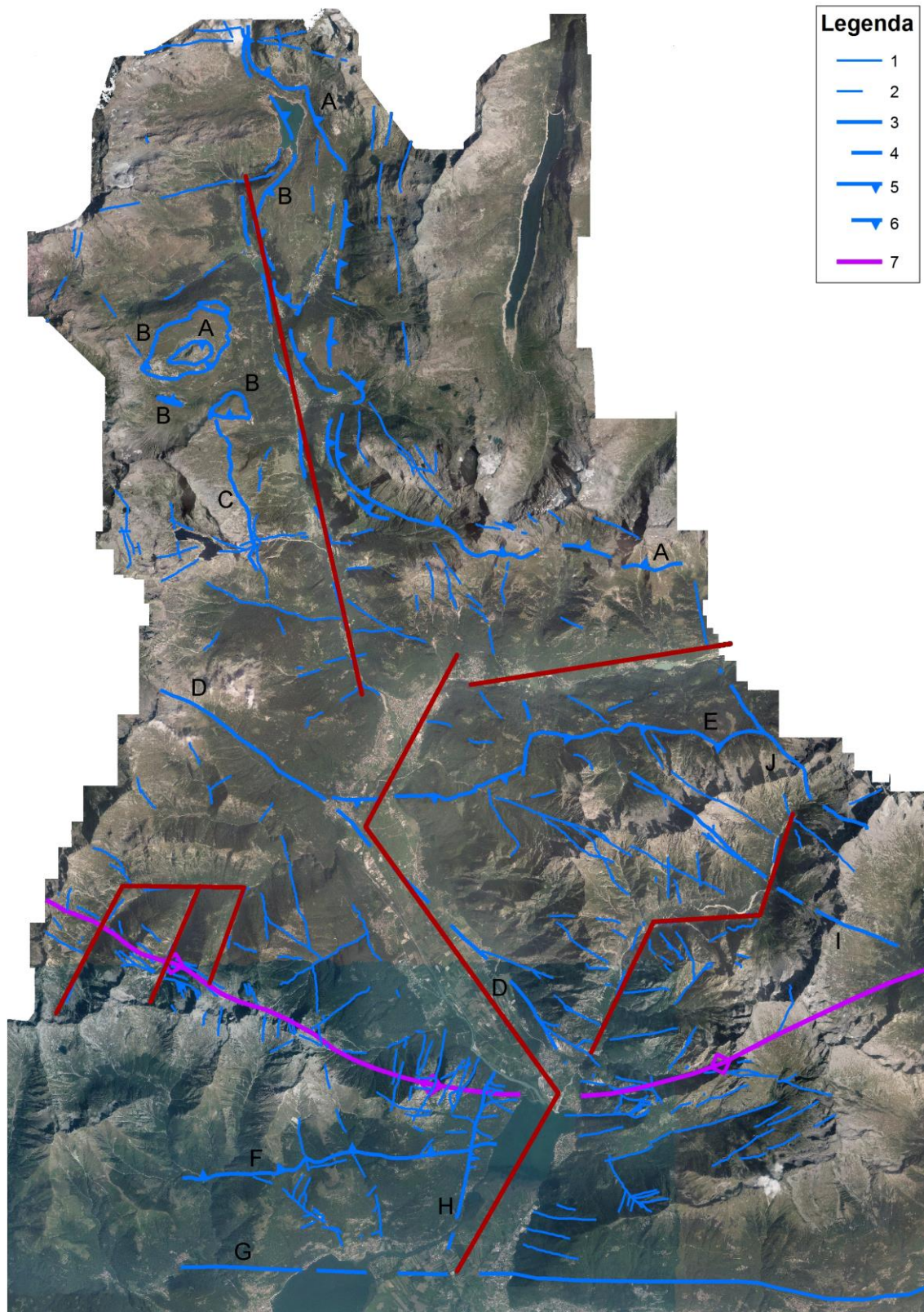
#### 5.1 - Assetto strutturale della Valchiavenna

La geografia dell'area è descritta in Cap. 2 – Inquadramento geologico. Molte delle valli presenti e degli elementi geografici nel territorio in esame sono composti da segmenti ad andamento rettilineo, cosa che ne denuncia un'origine strutturale, legata al movimento di faglie. Un esempio è la Val Bodengo, parallela alla settentrionale Val Pilotera e con le tributarie parallele l'una all'altra. Un altro esempio è la Val Codera, composta da tre spezzoni rettilinei E–W e SSW–NNE, questi ultimi paralleli alla Faglia di Albonico e ai due versanti della Bassa Valchiavenna. La stessa bassa Valchiavenna è composta da tre spezzoni di valle orientati NE–SW e NNW–SSE (Fig. 5.1).

Mazzoleni (2011) individua 5 sistemi di lineazioni fotogeologiche nell'intera Valchiavenna:

- I. Sistema con orientazione compresa tra NW–SE e WNW–ESE (Sistema "Forcola"). Sono lineamenti molto diffusi, con evidenze di trascorrenza destra e attività anche recente.
- II. Sistema con orientazione NNW–SSE (Sistema "Liro"). Sono lineamenti perpendicolari alla catena e presentano talora evidenze di trascorrenza destra.

- III. Sistema con orientazione compresa tra circa N–S e NNE–SSW (Sistema "Albonico – San Giorgio"). Presentano talora evidenze di trascorrenza sinistra e di attività recente.
- IV. Sistema con orientazione NE–SW (Sistema "Engadinese"). Presentano evidenze di trascorrenza sinistra e di attività molto recente.
- V. Sistema con orientazione compresa tra WSW–ENE e circa E–W (Sistema "Gruf"). Associato a fasce milonitiche, viene traslato da faglie del sistema V.



*Fig. 5.1 – Lineamenti fragili e duttili a scala regionale e locale in Bassa Valchiavenna. 1: faglia; 2: faglia incerta; 3: faglia regionale; 4: faglia regionale incerta; 5: sovrascorrimento; 6: sovrascorrimento incerto; 7: zona assiale di piega regionale. In rosso: valli ad andamento rettilineo, interpretate come originatesi per movimento di zone di faglia. A: Sovrascorrimento Falda Tambò – Falda Suretta; B: Sovrascorrimento tra Falda Starlera (all'interno della copertura metasedimentaria della Falda Tambò) e Falda Tambò (copertura e basamento); C: Linea Drogo – Servizio (Tantardini, 2012); D: Faglia Forcola (prolungamento sul versante E della Bassa Valchiavenna: Ciancaleoni e Marquer, 2008); E: Linea del Gruf; F: Sovrascorrimento Falda Adula – Zona Bellinzona–Dascio; G: Linea Insubrica; H: Linea di Albonico (Tibaldi e Corazzato, 2001); I: Linea della Val Piana (Mazzoleni e Guastoni 2002); L: Faglia della Val Casnaggina (Pasquarè, 2001).*

## 5.2 - Forme lineari sviluppate lungo strutture

Valli strutturali, orli di scarpate su faglia e trincee su faglia sono morfologie di origine strutturale sviluppate su strutture tettoniche fragili di ordini di grandezza diversi (da Fig. 5.4 a Fig. 5.9).

Il rilevamento delle morfologie ha permesso di definire l'orientazione dei lineamenti fragili che le esprimono. In molti casi, soprattutto sulle creste, sarebbe stato possibile ricavare la giacitura completa: tuttavia, essendo strutture perlopiù subverticali si è considerata solamente la direzione dell'elemento cartografato. Le scarpate di faglia con superfici esposte cartografabili e tali da consentire una misura giaciturale vengono trattate separatamente come superfici sviluppate lungo strutture (5.3 - Superfici sviluppate lungo strutture).

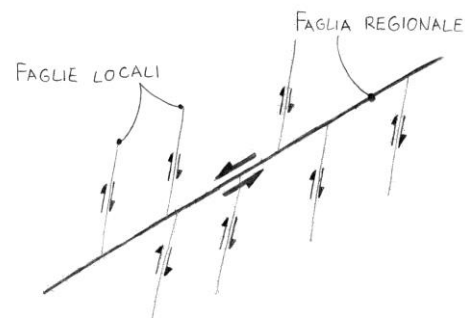
Oltre ai lineamenti nell'area di studio, sono dati considerati anche i lineamenti della Val San Giacomo (Progetto "Geomorfologia della Valchiavenna", Bini e Apuani non pubblicato).

Nel complesso, nell'area della bassa Valchiavenna sono state identificate 1920 strutture lineari, che integrate con i dati pregressi relativi all'area dell'alta Valchiavenna (1660), raggiungono un numero totale di 3580 strutture. I dati, analizzati nel complesso, hanno fornito il diagramma a rosa di Fig. 5.16. Le orientazioni sono in un buon accordo con i dati da rilevamento fotogeologico di Mazzoleni (2011). I numeri romani nei diagrammi indicano i sistemi di lineamenti fotogeologici identificati da Mazzoleni (2011).

Sebbene il diagramma a rosa rappresenti una distribuzione di frequenza, va però sottolineato che in questo caso non si è considerata la lunghezza relativa delle varie strutture. Di conseguenza, orientazioni molto frequenti relative a strutture lineari morfologicamente poco estese possono essere associate a lineamenti regionali più estesi, di ordine gerarchico superiore, ma meno rappresentati nel diagramma a rosa (Fig. 5.2).

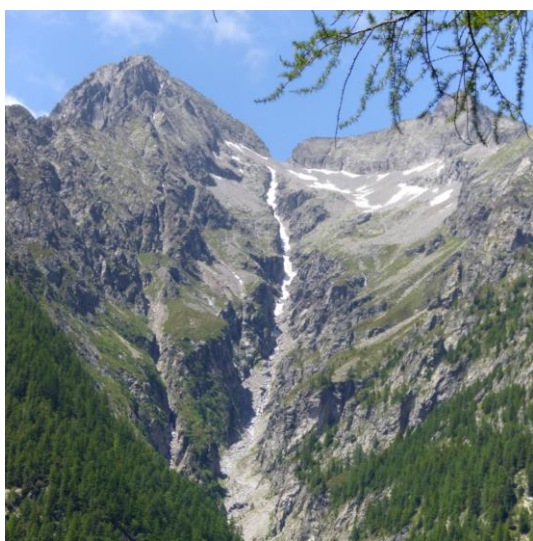
Inoltre, non sono state prese in considerazione eventuali dislocazioni tettoniche: lineamenti fagliati sono stati considerati come lineamenti a se stanti, senza ricostruire il lineamento originario (Fig. 5.3).

*Fig. 5.2 – Influenza della lunghezza delle strutture lineari sulla distribuzione di frequenza. I diagrammi a rosa ricavati non normalizzano il numero di strutture lineari in base alla lunghezza/ordine gerarchico. Faglie regionali, lunghe anche molti km e con ordine gerarchico superiore risultano avere una frequenza minore rispetto alle faglie locali che, sebbene più corte e di ordine gerarchico inferiore, sono numerose.*

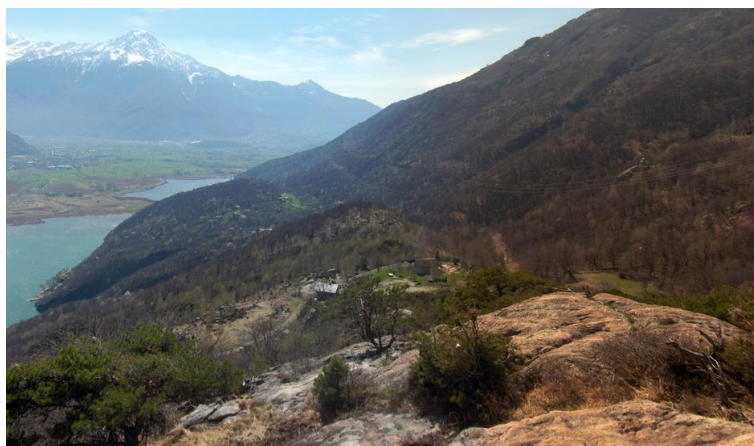




*Fig. 5.3 – Lineamenti sul versante N della media Val Codera. In giallo un lineamento, lungo circa 2,6 km (in pianta), appartenente al sistema I, fagliato da lineamenti del sistema III. I quattro tratti in cui il lineamento è dislocato non sono stati considerati come un lineamento unico, ma come quattro lineamenti diversi.*



*Fig. 5.4 – Linea della Val Piana (faglia regionale), e faglia collegata sulla sinistra (locale). Le faglie producono valli strutturali rettilinee con forma a canyon, raccordandosi al versante meno ripido tramite scarpate su faglia.*



*Fig. 5.5 – Faglia di Albonico dal versante SW del Monte Peschiera. La faglia (regionale) corre lungo la trincea morfologica sulla destra, creando delle valli strutturali sospese, ed esprime nella topografia una serie di dossi allungati allineati.*



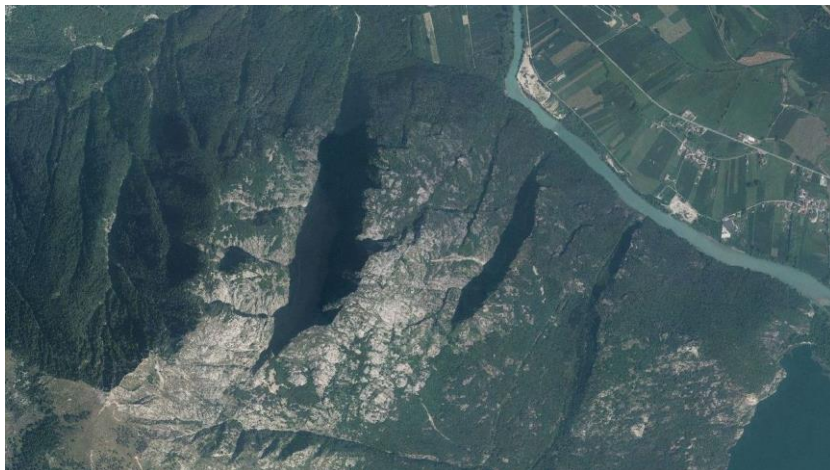




*Fig. 5.6 – Linea Insubrica a San Giuliano (Dubino). In basso: trincea lungo la zona di faglia. La scarpata sulla sinistra (S) è il fianco N di una contropendenza in marmi (Sudalpino), il pendio sulla destra (N) è in Gneiss del Tonale, all'interno della zona di faglia. Sulla sinistra, in secondo piano, si vede la valle strutturale che scende dalla contropendenza verso W, ritratta anche nella foto in alto a sinistra. In alto a sinistra: scarpata in marmi al limite S della zona di faglia della Linea Insubrica. La scarpata raggiunge un'altezza di 15 m e una lunghezza di circa 80 m. In alto a destra: la valle strutturale che scende verso E. È visibile anche la porzione E della scarpata su faglia.*



*Fig. 5.7 – Val Francesca, Val della Porta e Val Meriggiana (da sinistra a destra nella foto, viceversa nell'ortofoto). Le valli e il massiccio circostante sono attraversati da faglie locali dirette NNE–SSW, parallele alla Faglia di Albonico. Queste tre valli strutturali, lunghe fino a 1700 m, presentano scarpate laterali che nel caso di Valle Meriggiana raggiungono i 500 m di dislivello. L'ortofoto mostra molto bene che la topografia di questa zona è impostata lungo lineamenti del sistema III e del sistema I.*





*Fig. 5.8 – Versante N della Val Codera tra il Monte Conco e la Cima del Vallon, vista da S verso N. La topografia esprime come valli strutturali e fratture di origine tettonica dei sistemi di fratture locali e piccole faglie con direzione N-S e immersione verso E e verso W a medio angolo.*



*Fig. 5.9 – Versante W dell'alta Val Garzelli. La foto è scattata verso W. La topografia del versante è espressa dalla struttura foliata e dai molti lineamenti fragili minori subverticali. Quest'area fa parte della zona assiale dell'antiforme Cressim.*

### 5.3 - Superfici sviluppate lungo strutture

Una superficie è strutturale quando la superficie topografica, in genere piana, ma anche curva, coincide con una superficie di discontinuità della roccia: superfici di strato, di scistosità, di faglia o di frattura.

In Valchiavenna sono state distinte cinque tipologie di superfici strutturali:

- superfici strutturali per faglia inversa (Fig. 5.10);
- superfici di foliazione/scistosità, (singole e sufficientemente estese) (Fig. 5.11);
- aree con superfici di foliazione/scistosità di piccole dimensioni diffuse (Fig. 5.12);
- versanti a gradinata o a piccoli cuesta (Fig. 5.13);
- superfici strutturali in senso lato (ad esempio superficie di faglia o di frattura; le superfici strutturali connesse a faglie o fratture formano in genere scarpate e se di piccole dimensioni sono state cartografate come scarpate su faglia) (Fig. 5.14, Fig. 5.15).

Le superfici più diffuse sono collegate alla foliazione. In Valchiavenna la foliazione delle rocce si esprime nel paesaggio a scale diverse. La struttura foliata degli ammassi rocciosi è espressa a piccola/media scala da cuesta e da hogback, e a media/grande scala da superfici di foliazione o da aree a superfici di foliazione di piccole dimensioni ma molto diffuse.

Sono presenti anche superfici strutturali curve, ma sono legate a fratture in particolari litologie, e sono descritte in 5.6 - Geomorfologia litologica.

Nel territorio sono stati raccolti molti dati di giacitura della foliazione regionale, che riflettono la struttura. Questi dati sono stati raccolti sia durante il presente rilevamento che e integrati con i dati pregressi relativi all'area dell'alta Valchiavenna (Progetto "Geomorfologia della Valchiavenna", Bini e Apuani non pubblicato), per un totale di 807 dati, ben distribuiti. È stato possibile individuare la giacitura media della foliazione nelle diverse unità geologiche e nelle aree con stile deformativo omogeneo (Zona Bellinzona–Dascio e fascia lungo la Linea Insubrica, Unità del Gruf e versante S della Val Bregaglia).



*Fig. 5.10 – Superfici strutturali per faglia inversa al Lago dell'Acqua Fraggia. A sinistra: panorama dal Monte Galleggione verso W. Il bacino riempito dal lago e dai sedimenti è creato dalla superficie strutturale (tetto della falda Tambò) che emerge a lato. In alto: la prosecuzione della stessa superficie strutturale in Val Gesca, a W del lago dell'Acqua Fraggia. La superficie è ben evidente anche grazie al livello di marmi bianchi che ne costituisce il tetto.*



*Fig. 5.11 – Superfici di foliazione/scistosità a S di Avert Lavorerio. La superficie del versante è una superficie di foliazione.*



Fig. 5.12 – Aree con superfici di foliazione/scistosità di piccole dimensioni diffuse ad Avert di Mezzo, testata della Val Pesciadello. La foliazione si esprime come una successione di piccoli cuesta, di dimensioni generalmente metriche o inferiori, fino a poche decine di metri al massimo. Le rocce sono micascisti e ortogneiss della Falda Adula.



Fig. 5.13 – A sinistra: versante a gradinata sul fianco W Pizzo Scudo, valle dell'Acqua Fraggia (Falda Tambò). A destra: versante a gradinata ad Avert Pregassone, in Val Pesciadello (Falda Adula)



Fig. 5.14 – Precipizio di Strem, a monte di Corte Terza, alta Val Bodengo. Superficie strutturale in senso lato, creata lungo una famiglia di fratture verticale.

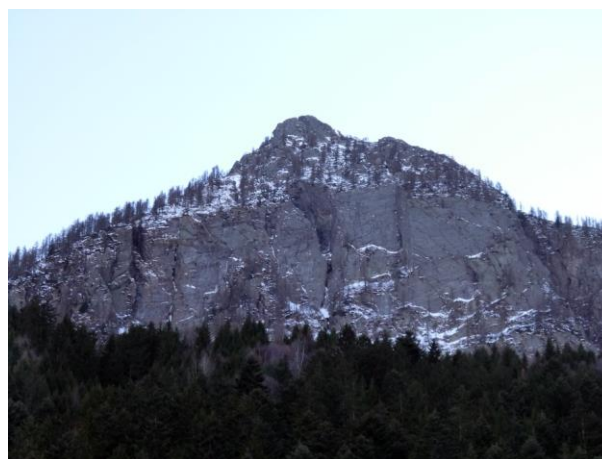


Fig. 5.15 – Monte Congen, versante N. Il versante consiste in un superficie strutturale in senso lato, a poca distanza dalla Linea del Gruf e parallela ad essa, evoluta nel tempo per crolli (la falda di detrito è stata colonizzata dal bosco).

## 5.4 - Analisi dei dati

Strutture lineari e giaciture sono state analizzate considerandone l'appartenenza a unità geologico-strutturali, suddividendo l'area in esame in sottoaree. Sono stati ottenuti i diagrammi a rosa e le proiezioni stereografiche nelle figure seguenti. I numeri romani indicano i sistemi di lineamenti fotogeologici identificati da Mazzoleni (2011), sopra citati.

I dati di giacitura sono ben distribuiti nel territorio, sono assenti cluster. Le giaciture sono state considerate come appartenenti ad ogni sottoarea quando rilevate al loro interno. Lo stesso vale per i lineamenti ricadenti completamente all'interno di ogni area, più i lineamenti che non ricadono completamente nella sottoarea. Di conseguenza, i lineamenti a cavallo di due sottoaree sono stati considerati sia per l'una che per l'altra sottoarea.

Le proiezioni stereografiche sono state costruite utilizzando il software Dips v5.1, utilizzando una proiezione equiareale nell'emisfero inferiore, e le mappe di concentrazione dei poli sono state calcolate su reticolo di Schmidt.

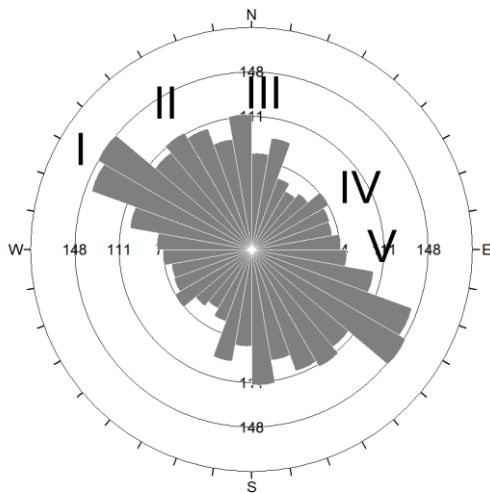


Fig. 5.16 – Diagramma a rosa delle direzioni delle fratture che esprimono lineamenti in Valchiavenna.

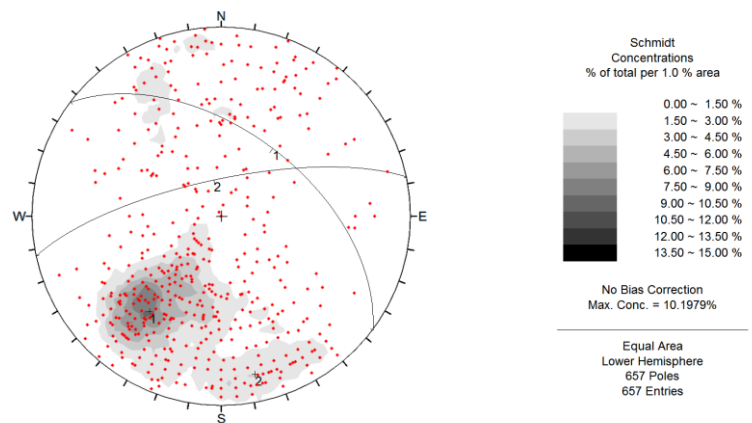


Fig. 5.17 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione raccolte in tutta Valchiavenna. Le giaciture si addensano in due aree: un cluster identifica giaciture immergenti verso NE a medio angolo (ciclografica 1, 37/53); un secondo cluster identifica giaciture immergenti complessivamente verso N-NNW ad alto angolo o subverticali (ciclografica 2, 348/74).

I lineamenti maggiormente rappresentati (Fig. 5.16) appartengono al sistema I, quindi i sistemi III e II, e i meno rappresentati sono i sistemi IV e V. Per quanto riguarda le giaciture medie (Fig. 5.17), già da una proiezione complessiva è possibile identificare i due comportamenti generali presenti nell'area: le falde alpine, immergenti verso NE ad angolo da basso a medio, e le aree a maggiore deformazione tettonica con giaciture immergenti verso N e NNW ad alto angolo (la Southern Steep Belt e l'Unità del Gruf – Unità di Chiavenna).

### 5.4.1 - Falda Suretta

La Falda Suretta affiora sul versante sinistro della Val San Giacomo e sul versante Nd ella Val Bregaglia, nella metà alta del versante, per un'estensione di circa 56 km<sup>2</sup>. Sul versante destro della Val San Giacomo è presente in un piccolo klippe al Monte Tignoso. Le evidenze morfologiche e il diagramma a rosa (Fig. 5.18) indicano che la falda è molto condizionata dai lineamenti del sistema II

“Liro”, che producono il solco principale della Val San Giacomo e i terrazzi morfologici presenti sul versante sinistro della valle. Il diagramma a rosa mostra che i lineamenti principali appartengono al sistema III e subordinatamente al II, con alcuni lineamenti del sistema IV. La giacitura media della foliazione (Fig. 5.19) è verso NE a basso angolo. In Val Bregaglia sono presenti quasi esclusivamente lineamenti del sistema II.

Ciò è in buon accordo la ciclografica media ricavabile dalle giaciture, considerando che i dati di giacitura sono pochi e che nella porzione meridionale della Falda la giacitura immerge maggiormente verso NNE a medio angolo.

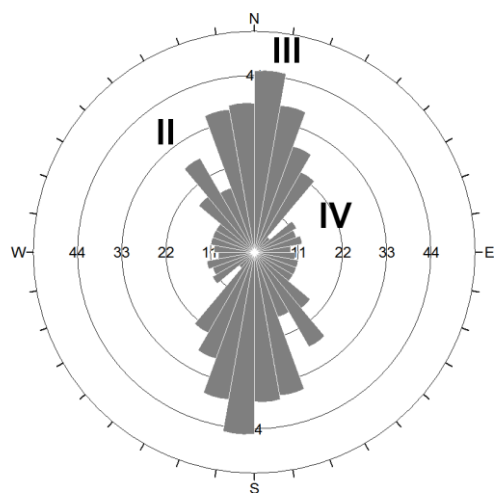


Fig. 5.18 – Diagramma a rosa, Falda Suretta. 360 lineamenti.

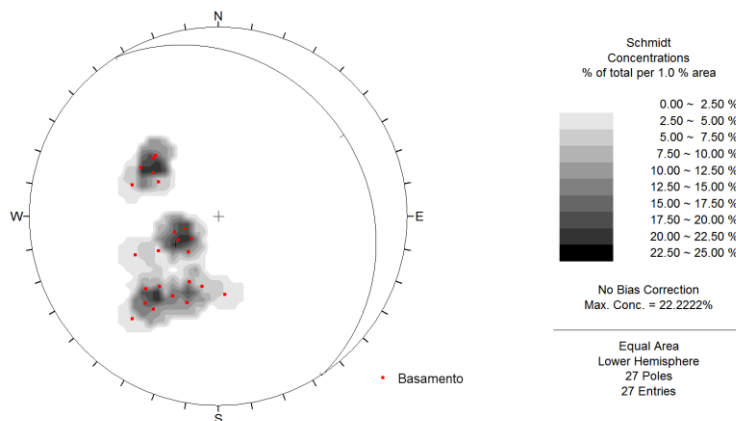


Fig. 5.19 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione – Basamento della Falda Suretta. Polo medio: 57/22.



Fig. 5.20 – Superficie strutturale dovuta a scistosità poco a E della vetta del Monte Gallegione. La foto è scattata verso S; la scistosità ha giacitura 355/34; le superfici strutturali immergono verso N a medio-basso angolo.

## 5.4.2 - Falda Tambò

La Falda Tambò affiora sul versante destro della Val San Giacomo e sul versante sinistro nella metà inferiore del versante; in Val Bregaglia nella metà inferiore dei due versanti (a S è intercalata all’Unità di Chiavenna). L’estensione complessiva è di circa 195 km<sup>2</sup>.

In Falda Tambò i sistemi di fratturazione maggiormente espressi sono V e III, e in minor misura I, II e IV (Fig. 5.21). Ciò è dovuto alla maggior estensione dell’unità in affioramento; inoltre la Falda Tambò

a N presenta una struttura suborizzontale o inclinata a basso angolo verso NE, mentre verso S è più inclinata verso NNE. La giacitura complessiva è 28/33, verso NE a basso angolo (Fig. 5.22). La copertura metasedimentaria mostra una dispersione maggiore, la giacitura media è verso ENE a basso angolo.

Sul versante N della Val Bregaglia l'inclinazione media della foliazione è leggermente maggiore, a medio angolo. Sul versante S della Val Bregaglia la foliazione immerge invece all'incirca verso N o verso S, spesso ad alto angolo, allineandosi con la foliazione nell'Unità di Chiavenna.

Viste la differenza di orientazione delle giaciture del versante S della Val Bregaglia rispetto al resto della Falda Tambò (vedi 5.4.4 - Unità del Gruf, di Chiavenna e intrusivi periadriatici), la presenza localizzata dell'Unità di Chiavenna, la presenza di dossi morfologici nel fondovalle della Val Bregaglia (5.5 - Dossi) e il suo andamento rettilineo, è molto probabile che al piede del versante N di questa valle sia presente, completamente sepolta, una zona di faglia con direzione pressochè E-W (come la Linea del Gruf), che potrebbe terminare nella zona di Pianazzola dove avrebbe contribuito alla formazione della DGPV di Pianazzola (DG054).

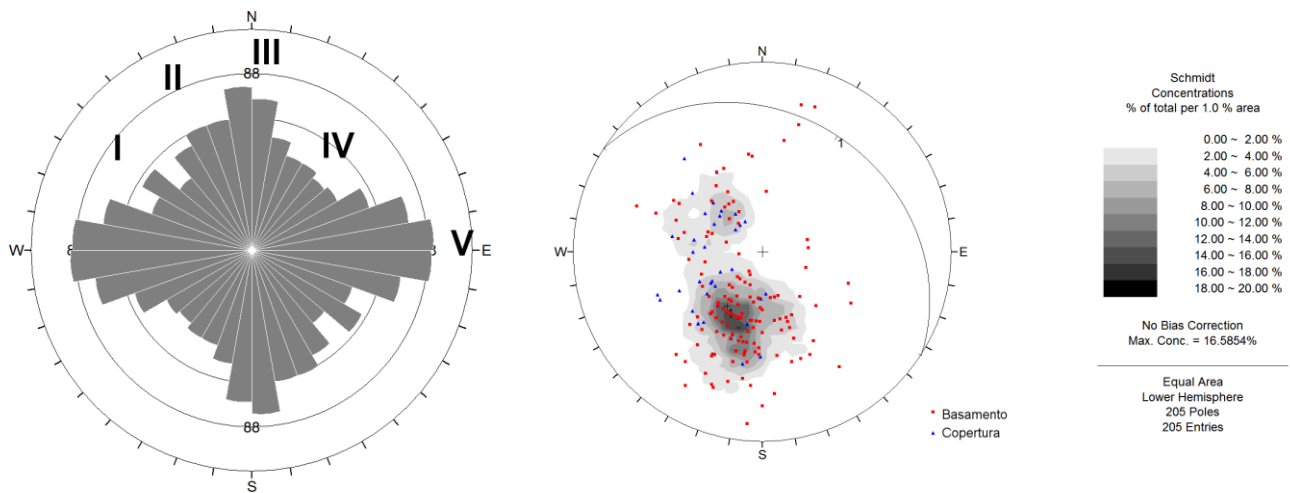


Fig. 5.21 – Diagramma a rosa, Falda Tambò. 1159 lineamenti.

Fig. 5.22 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione – Falda Tambò. Polo medio: 28/33.

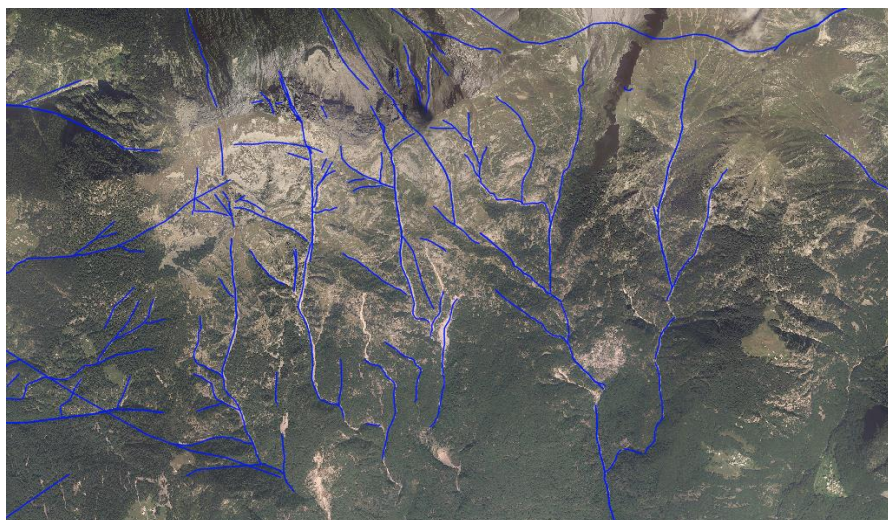


Fig. 5.23 – Lineamenti sul versante N della Val Bregaglia, a N di Chiavenna e Piuro. Il reticolo idrografico è composto da molte valli strette, corte e ripide, impostate lungo i lineamenti del sistema III e I, e subordinatamente V.

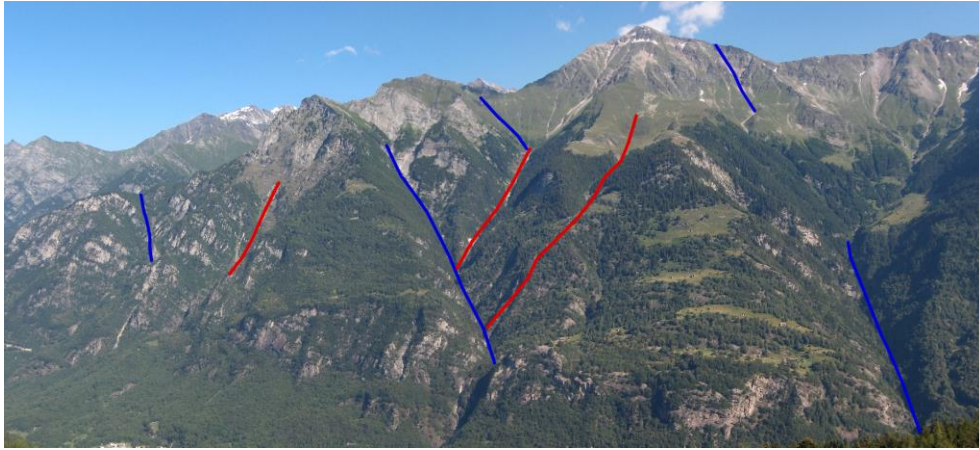


Fig. 5.24 – Valli impostate su lineamenti sul versante N della Val Bregaglia, a N di Villa di Chiavenna. In rosso il sistema III, in blu il sistema I.



Fig. 5.25 – Cuesta e superficie di faglia inversa al Lago dell'Acqua Fraggia. Il sovrascorrimento, immergente a medio angolo verso N (a sinistra nella foto), passa sotto il lago e lungo il talweg della valle. A letto, la Falda Tambò mostra una evidente foliazione che si esprime morfologicamente come cuesta di diversa estensione. Il cuestas maggiore corrisponde alla superficie di sovrascorrimento. A tetto la Falda Suretta ha una foliazione con la medesima orientazione, ma che dal punto di vista morfologico è meno espressa nel paesaggio.

### 5.4.3 - Falda Adula

La Falda Adula affiora lungo tutto il versante W della Bassa Valchiavenna, con un'estensione complessiva nell'area in esame di circa 105 km<sup>2</sup>. Sono ben rappresentati lineamenti appartenenti a tutti i sistemi, anche se II e IV sono minoritari. La giacitura media è 45/41. Complessivamente, la maggiore inclinazione della foliazione è un indizio della maggiore vicinanza alla zona di radice della catena alpina rispetto alle falde pennidiche medie.

La metà settentrionale della Falda Adula è composta da ortogneiss occhiadini e micascisti, è pesantemente foliata e presenta lineamenti orientati lungo il sistema IV ma soprattutto V. La foliazione immerge verso NE a medio angolo: il versante si presenta come una successione di cuestas più o meno evidenti, sia a scala mesoscopica che macroscopica (da Fig. 5.28 a Fig. 5.30). I lineamenti sono di preferenza paralleli o subparalleli rispetto all'immersione della foliazione (Fig. 5.26). Dal momento che molti dei lineamenti presenti, sebbene lunghi alcune centinaia di metri, morfologicamente sono valli strutturali o trincee su faglia strette e poco profonde (Fig. 5.32), essi sono visibili perlopiù nella porzione W dell'area: a E sono nascosti dalla maggiore quantità di depositi.



La porzione meridionale del basamento della Falda Adula (Schlingenscomplex del Pizzo Paglia) è stata interessata da eventi plicativi regionali e ha una struttura più complessa rispetto alla zona N. I sistemi di lineamenti dominanti sono I e III, e subordinatamente II. I sistemi IV e V sono minoritari. Le giaciture della foliazione sono maggiormente disperse, ma comunque il polo medio corrisponde con quello relativo alle giaciture della porzione N della Falda Adula. Alcune giaciture sono raggruppate intorno ad un polo medio relativo ad un piano con immersione opposta (SW) con direzione NW–SE. Esse sono relative alla foliazione lungo la zona assiale dell’antiforme Cressim (Fig. 5.31), ben evidente soprattutto in Val Soè e in Val Garzelli. In questa zona sono presenti anche importanti strutture lineari subverticali dirette NW–SE.

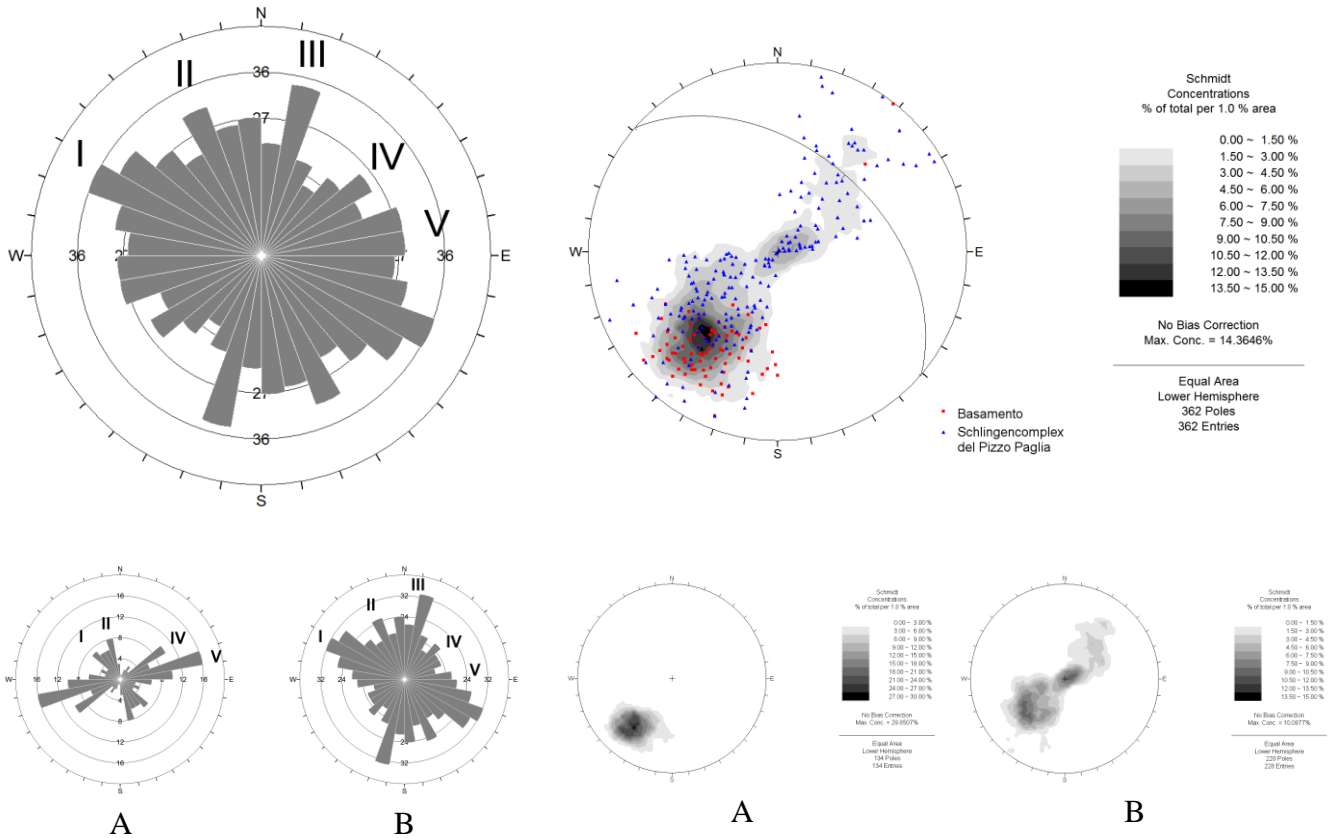


Fig. 5.26 – Diagramma a rosa della Falda Adula. 471 lineamenti. A: basamento (porzione N). 97 lineamenti. B: Schlingenscomplex del Pizzo Paglia. 374 lineamenti.

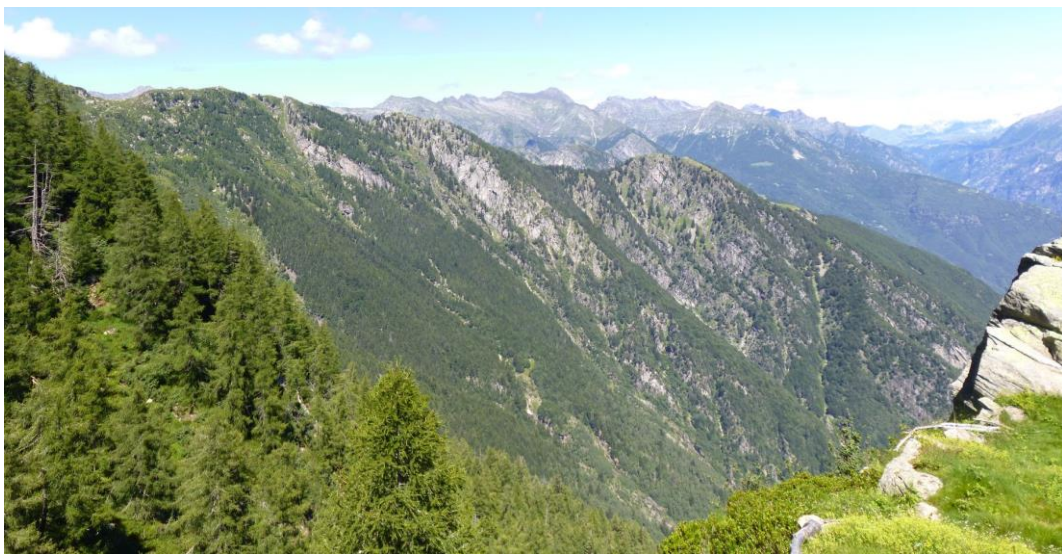
Fig. 5.27 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione – Falda Adula. Polo medio: 45/41. A: basamento della Falda Adula, isolinee di densità dei poli. B: Schlingenscomplex del Pizzo Paglia, isolinee di densità dei poli.



Fig. 5.28 – Cuesta a S di Avert Cima. Le dimensioni sono metriche, circa 3 m di altezza per 7–8 m di lunghezza. È ben visibile la superficie strutturale formata dal piano di foliazione.



*Fig. 5.29 – Successione di cuesta lungo la cresta di confine italo–svizzero tra Avert Ala e Avert di Mezzo, in alta Val Pesciadello.*



*Fig. 5.30 – Cresta del Monte Borlasca vista da S (Alpe Cortesella). L'ammasso roccioso presenta una struttura a cuesta a piccola scala, evidenziati dal passaggio tra i versanti boscosi (superfici strutturali) e le pareti nude (fronte dei cuestas). Molto evidente a E, la struttura è sempre meno espressa dalla topografia verso W, cioè nella zona di Falda Adula maggiormente deformata dagli eventi plicativi regionali della fase Cressim.*



*Fig. 5.31 – Versante W dell'alta Val Soè, visto da E (Bocchetta di Mandurivo). Nella porzione centrale è ben evidente la foliazione, diretta NW–SE e immergente ad un angolo prossimo al verticale. La foliazione è tagliata ad angolo molto basso da un sistema di faglie con direzione parallela a quella della foliazione. L'ammasso roccioso ritratto si trova all'interno della zona assiale dell'antiforme Cressim (la vetta solitaria sullo sfondo è il Pizzo Roggione o Cressim).*



*Fig. 5.32 – Strutture lineari tra Avert di Mezzo e Avert Ala (alta Val Pesciadello). Qui i lineamenti fragili si esprimono come trincee larghe alcuni metri e profonde fino a 3 m circa, ma con lunghezze anche superiori al centinaio di metri.*



*Fig. 5.33 – Versante a monte di Avert Forcola. Superfici strutturali e hogback.*



*Fig. 5.34 – Passo Forcola. La foto è scattata verso W. La Faglia Forcola, nascosta dalla falda detritica, passa al piede del versante N (in Metagranito del Truzzo). Il versante S (micascisti e ortogneiss della Falda Adula) è pesantemente foliato, ed esprime hogback di diversi ordini di grandezza.*

#### **5.4.4 - Unità del Gruf, di Chiavenna e intrusivi periadriatici**

Unità del Gruf, Unità di Chiavenna, plutone Masino–Bregaglia e Granito di Novate affiorano nel versante E della Bassa Valchiavenna, dalla metà alta del versante S della Val Bregaglia fino alla cresta spartiacque Valtellina – Valchiavenna, per un'estensione complessiva di circa 125 km<sup>2</sup>. A N affiora l'Unità del Gruf, mentre a S affiorano gli intrusivi, interrotti da una fascia di rocce gneissiche della Zona Bellinzona – Dascio lungo il fondovalle della Val dei Ratti.

Queste unità hanno un'evoluzione geologica comune nelle ultime fasi dell'orogenesi. Le caratteristiche dell'Unità del Gruf e dell'Unità di Chiavenna sono simili tra loro e diverse da quelle delle unità intrusive.

L'Unità del Gruf e l'Unità di Chiavenna presentano 4 sistemi di fratturazione, tre principali e uno subordinato. Manca completamente il sistema V, "Gruf". Le unità sono invece dominate dai sistemi I e III, entrambi subverticali, con il sistema I che esprime faglie molto evidenti (Valle Schiesone, faglia Val Grosina – Val Deserta, Linea della Val Piana, faglia del Monte Conco, e immergenti ad angolo

leggermente minore, più a E, la faglia del Pizzo Porcellizzo e la faglia della Val Casnaggina) e il sistema III che le faglia con movimento apparentemente trascorrente (ad esempio la faglia Val Deserta – Val Grosina, Fig. 5.39). Il reticolo idrografico è impostato quasi esclusivamente su questi due sistemi. Il sistema II è anch'esso importante, ma meno di I e III, mentre il sistema IV è subordinato. Le giaciture sono mediamente immergenti verso NNW ad alto angolo, con direzione parallela a quella dell'assente sistema V.

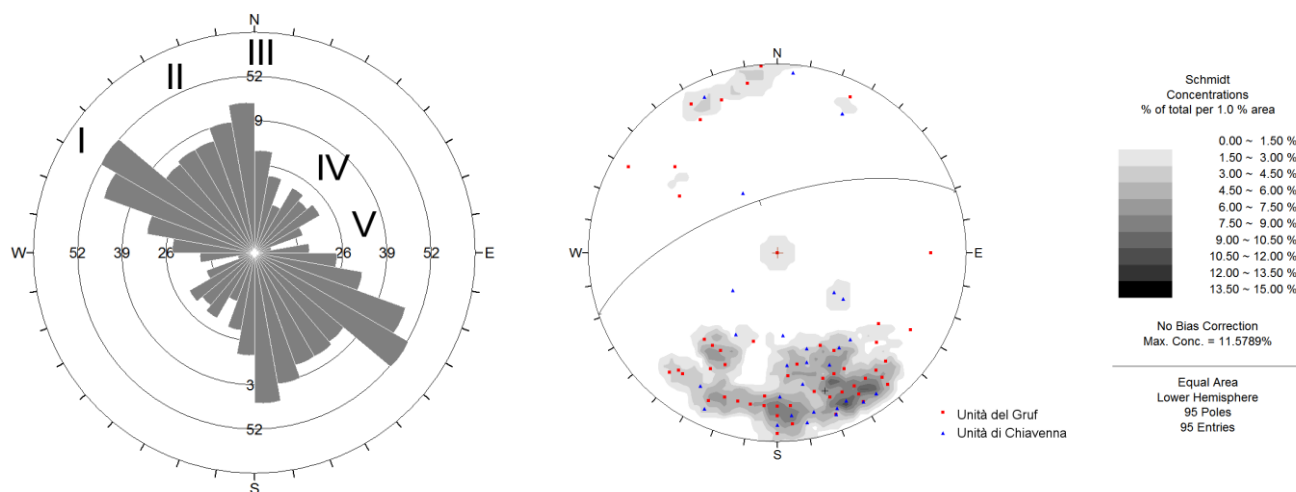


Fig. 5.35 – Diagramma a rosa, Unità del Gruf e Unità di Chiavenna. 510 lineamenti (479 e 31 rispettivamente).

Fig. 5.36 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione – Unità del Gruf e Unità di Chiavenna. Polo medio: 66/341.

Va precisato che l'elevato grado di dissesto profondo del versante in cui si trova l'Unità di Chiavenna ha probabilmente impedito il riconoscimento certo di molti lineamenti. La giacitura media nell'Unità, pur considerando la dispersione che può essere stata introdotta dal movimento delle deformazioni gravitative profonde di versante, immerge verso NNW ad alto angolo, ed è in ottimo accordo sia con le giaciture dell'Unità del Gruf sia con quelle della Falda Tambò sul versante S della Val Bregaglia.

Gli intrusivi periadriatici hanno giaciture non organizzate. Ciò è comprensibile, trattandosi di rocce intrusive perlopiù isotrope. Per quanto riguarda la fratturazione, invece, all'interno degli intrusivi sono espressi tutti i sistemi di lineamenti, ma preferenzialmente i sistemi I e II. Il sistema I presenta un minor numero di lineamenti, ma ben paralleli, e caratterizza maggiormente il Granito di Novate, esprimendosi morfologicamente anche attraverso faglie ben evidenti (ad es. la Val Lobbia, Fig. 5.40, o Fig. 5.41). Il sistema II è più diffuso all'interno del plutone Masino–Bregaglia. Nella porzione meridionale dell'intrusione, sono ben espressi lineamenti del sistema V (Fig. 5.42, Fig. 5.43), paralleli all'affioramento della Zona Bellinzona–Dascio all'interno del plutone. Più a N sono assenti.

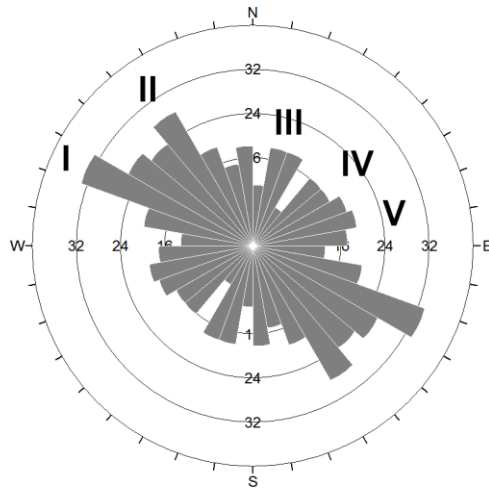


Fig. 5.37 – Diagramma a rosa, intrusivi periadriatici (Granito di Novate e plutone Masino-Bregaglia. 337 lineamenti.

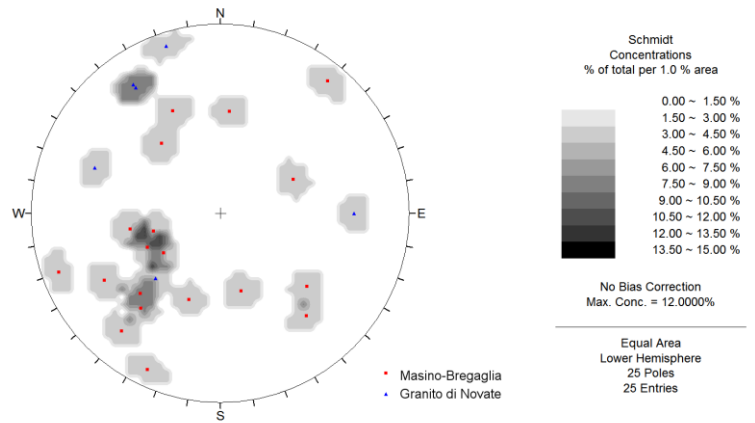


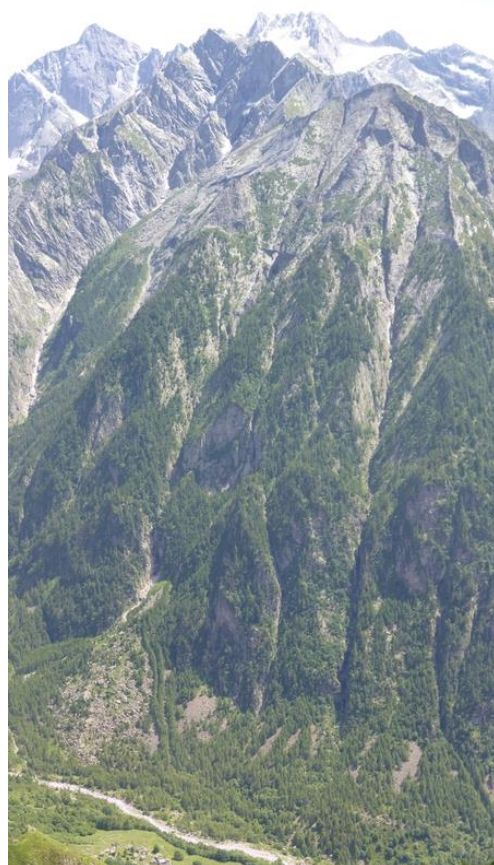
Fig. 5.38 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione, intrusivi periadriatici (Granito di Novate e plutone Masino-Bregaglia.



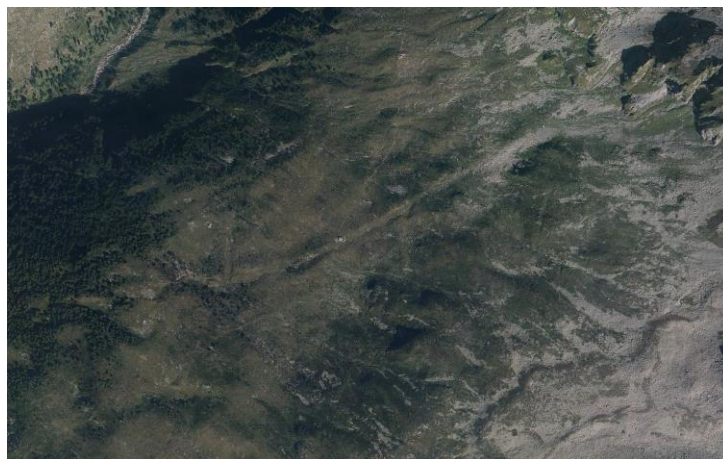
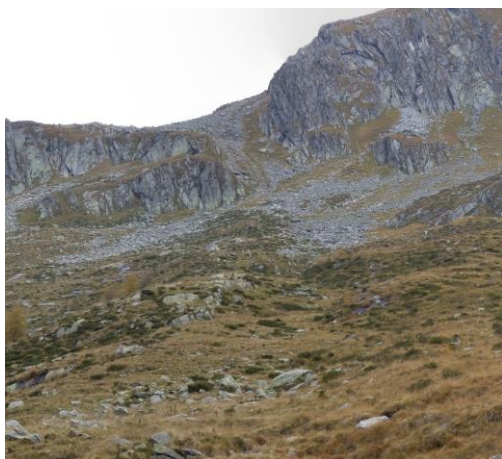
Fig. 5.39 – Settore occidentale del versante N della Val Codera. Da W verso E: Val di Caser, Val Grosina, Val Deserta. A E, la faglia Val Grosina-Val Deserta è dislocata da due altre faglie minori che traslano il blocco centrale verso N e i laterali verso S. Il versante W della Val Grosina è impostato secondo lineamenti minori paralleli a quelli locali citati. I lineamenti minori paralleli alla faglia Val Grosina-Val Deserta sono dislocati con movimento (apparentemente) trascorrente sinistro. La topografia delle due valli è fortemente influenzata da questi due sistemi di lineamenti (I e III). In Val di Caser la situazione è più complessa, sono presenti anche lineamenti di altri sistemi, ma rimane evidente la grande influenza delle strutture tettoniche sulla topografia del territorio.



*Fig. 5.40 – Faglia della Valle Lobbia (toponimo locale: Valfùbia). La faglia, in Granito di Novate, taglia la cresta N della bassa val Codera. La zona di faglia immerge verso NE ad un angolo di poco inferiore alla verticalità.*



*Fig. 5.41 – Faglie in Granito di Novate, sul versante N del Mot Luvrè, Val Codera. Le faglie sono subparallele; la più orientale (alla sinistra dell'osservatore) corre lungo il contatto tra il Granito di Novate e l'incassante Unità del Gruf, che morfologicamente esprime anche l'alta parete che arriva alla vetta in secondo piano.*



*Fig. 5.42 – Faglia locale al Bivacco Primalpia, Val dei Ratti. La faglia si presenta come una trincea morfologica appena accennata, con scarpate laterali discontinue e alte al massimo poco più di un metro; tuttavia osservata dall'alto risulta essere molto ben evidente. Affiora Quarziodiorite del Monte Bassetta.*



Fig. 5.43 – Valle Morte, a NE di Nuova Olonio, parte alta del versante: valle strutturale impostata su di una faglia locale parallela alla Linea Insubrica e quindi appartenente al sistema V. La faglia è parallela ad altre faglie presenti nell'area.

### 5.4.5 - Southern Steep Belt

La Southern Steep Belt interessa la fascia più vicina alla Linea Insubrica, e comprende unità diverse, la principale delle quali è la Zona Bellinzona – Dascio. Affiora in alto Lario nella metà inferiore del versante, mentre sul versante E affiora nel fondovalle della Val dei Ratti e poco più a N nell'area del Vallone di Campo, per un'area complessiva di circa 30 km<sup>2</sup> all'interno dell'area in esame.

La Southern Steep Belt presenta una fratturazione preferenziale principale con direzione ENE–WSW (sistema V), e una seconda con direzione NW–SE (sistema II). La fratturazione principale è parallela al piano medio della foliazione, che è subverticale o ad alto angolo immergente verso NNW o verso SSE (sistema V). Le due direzioni di fratturazione principali individuate sono parallele rispettivamente alla Linea Insubrica e ai riedel ad essa collegati.

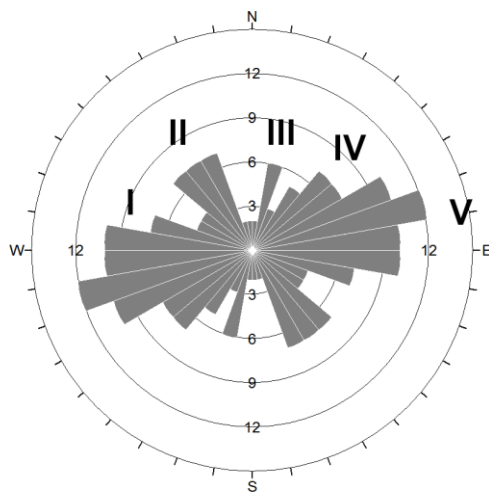


Fig. 5.44 – Diagramma a rosa, Southern Steep Belt. 112 lineamenti.

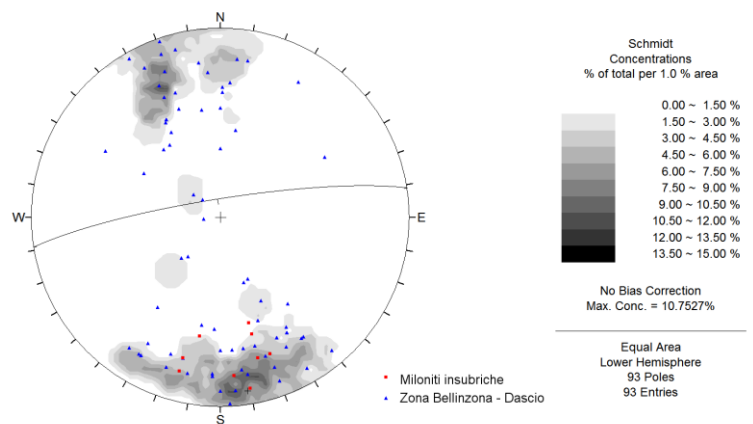


Fig. 5.45 – Densità dei poli delle giaciture della foliazione – Southern Steep Belt. Polo medio 351/82.



*Fig. 5.46 – Valle strutturale e scarpate su faglia in corrispondenza della Linea Insubrica. La foto è scattata verso E. La cava abbandonata di marmo (Sudalpino) è situata immediatamente a destra della Linea. L'intera area è in DGPV, quindi la geometria originaria della zona di faglia è stata inclinata dal movimento, e per l'osservatore risulta leggermente ruotata in senso antiorario.*

## 5.5 - Dossi

Nell'area in esame sono presenti diversi dossi, di origine sia strutturale (la maggioranza) che non. Si tratta di forme di dimensioni variabili: le lunghezze variano tra 36 e 1065 m (mediamente 270 m circa), le larghezze tra 12 e 334 m (mediamente 90 m) e le altezze tra 2 e 95 m (in media 26 m).

Si trovano soprattutto in Val Bregaglia, nella zona tra Sorico e il Lago di Mezzola, e in Val dei Ratti tra l'Alpe Primalpia II e il Passo del Colino. Sono quasi completamente assenti sul versante W della Bassa Valchiavenna e nella fascia centrale del versante E.

La maggior concentrazione di dossi è presente al fondovalle della Val Bregaglia. Questi dossi (da Fig. 5.47 a Fig. 5.51) sono costituiti da rocce mafiche dell'Unità di Chiavenna o da ortogneiss del basamento della falda Tambò (a Villa di Chiavenna, Fig. 5.52), sono disposti allineati lungo il fondovalle, e alcuni di essi sono parzialmente ricoperti da depositi di versante. La loro disposizione, e il generale allungamento E-W, indicano un netto cambiamento del regime deformativo che ha interessato il fondovalle e il versante S della Val Bregaglia rispetto al versante N. È inoltre possibile che lungo il fondovalle sia presente una zona di faglia, che potrebbe aver contribuito alla loro genesi. Unità di Chiavenna e Unità del Gruf hanno subito delle spinte subverticali, dirette verso N, con la creazione anche di faglie inverse (Linea del Gruf). È possibile che un cinematismo simile sia avvenuto anche nella zona di fondovalle della Val Bregaglia.

I dossi del Monte Peschiera e del Motto dei Dossi, poco più a S, hanno una evidentissima origine strutturale: sono prodotti dal movimento della faglia di Albonico. In seguito sono stati interessati da DGPV e modellati dal passaggio delle glaciazioni. A Signame è presente un altro dosso di cospicue dimensioni (570 m di lunghezza) (Fig. 5.53). Esso è di fatto l'orlo di un grande hogback; inoltre a monte è presente una piccola faglia: il dosso ha quindi un'origine strutturale.

Sono presenti anche dossi di origine non strutturale: ad esempio a Pian Cantone (Riscia) sono presenti diversi dossi, non molto alti ma piuttosto lunghi che sono contropendenze della DGPV DG072 (Fig. 5.54).

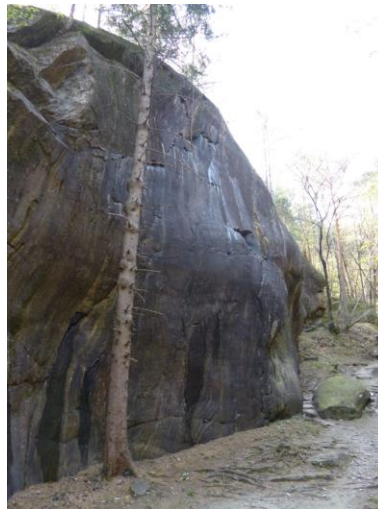




*Fig. 5.47 – Vista panoramica della porzione W del Parco delle Marmitte dei Giganti di Chiavenna da Daloo. I dossi (DS069, DS071, DS072, DS073, DS074, DS078, DS082, DS083), in rocce mafiche dell'Unità di Chiavenna, si trovano nella zona centrale del fondovalle. Sono allungati in senso E-W, e interrotti da larghe trincee N-S, alcune delle quali allargate per attività di cava (estrazione di pietra ollare). Questi dossi presentano una generale diffusa fratturazione in grossi blocchi, con fratture beanti e localmente disarticolazione. Inoltre presentano diffuse morfologie da esarazione glaciale (vedi figure seguenti).*



*Fig. 5.48 – Roccia disarticolata sul fianco N del dosso DS071. I blocchi raggiungono dimensioni plurimetriche.*



*Fig. 5.49 – Parete NW del dosso DS074, levigata dal passaggio di acqua sottoglaciale.*



*Fig. 5.50 – Parte superiore del dosso DS069. La roccia è levigata dal passaggio del ghiacciaio durante l'ultima glaciazione.*



*Fig. 5.51 – Panorama dal dosso più vicino a Chiavenna (DS072).*



Fig. 5.52 – Dosso a Villa di Chiavenna (DS079), in gneiss del basamento della Falda Tambò.



Fig. 5.53 – Hogback di Signame (CU054). Il dosso (DS070) è dato dalla contropendenza impostata sull'orlo di cuesta.



Fig. 5.54 – Dosso centrale a Pian Cantone (Riscia) (DS076). I dossi, lunghi fino a 475 m, sono contropendenze da DGPV. All'interno delle trincee sono presenti sedimenti fluviali/lacustri torbosi.

## 5.6 - Geomorfologia litologica

Le rocce affioranti in Bassa Valchiavenna sono in gran parte gneissiche e la loro litologia ha scarsa influenza sulla morfologia del territorio. La morfologia del territorio è influenzata dalla litologia solo in alcuni casi: l'Unità di Chiavenna, le litologie granitiche e, in un caso particolare, l'Unità del Gruf.

Nel caso dell'Unità di Chiavenna, la litologia influenza le modalità di fratturazione dell'ammasso roccioso: le rocce mafiche dell'Unità di Chiavenna si fratturano preferenzialmente in blocchi e massi, di dimensioni modali quasi ovunque superiori al metro e molto spesso superiori ad alcuni metri di lato. Inoltre, sulle litologie mafiche sono presenti molte aree di roccia lisciata ed esarata dal ghiacciaio (Fig. 5.55). La maggiore resistenza geomeccanica delle litologie mafiche rispetto a gneiss e graniti circostanti ha permesso la conservazione delle forme modellate dal ghiacciaio, rispetto agli affioramenti circostanti caratterizzati da una maggiore fratturazione. Ne risulta una morfologia generale, a piccola scala, che contrasta rispetto alla struttura foliata delle litologie circostanti.

Le litologie granitiche, Granodiorite della Val Masino e Granito di Novate, esprimono strutture arrotondate a grande scala, fino alla scala di affioramento. Si tratta di fratture curve legate al raffreddamento del magma (ad es. Fig. 5.56). In Alta Valchiavenna sono state identificate altre strutture di questo tipo (Tantardini, 2012). Le strutture arrotondate individuate in Bassa Valchiavenna sono meno evidenti, e sono espresse perlopiù in corrispondenza delle creste spartiacque, dove il versante presenta porzioni curve più o meno estese (da Fig. 5.57 a Fig. 5.59). In alta Val dei Ratti (circo delle Cime di Gaiazzo) sono state rese meno evidenti dall'esarazione del ghiacciaio locale.

Ad Alpe Penz la topografia è influenzata dall'affioramento di una fascia di gneiss migmatitici dell'Unità del Gruf. Queste litologie, evidentemente più resistenti, producono una morfologia

arrotondata protesa dal versante verso l'interno della valle (Fig. 5.60). Vista la forma, è stata considerata come una struttura arrotondata a piccola scala, e nella cartografia ha un simbolo simile a quello delle altre strutture arrotondate. Tuttavia questa particolare forma ha una genesi diversa, non legata alla presenza di litologie granitiche. Altre forme arrotondate sono presenti in alta Val Bodengo. I versanti della valle presentano aree in cui la foliazione è leggermente curva. La genesi di queste forme è da ricercarsi nelle deformazioni dovute alla presenza dell'antiforme Cressim.



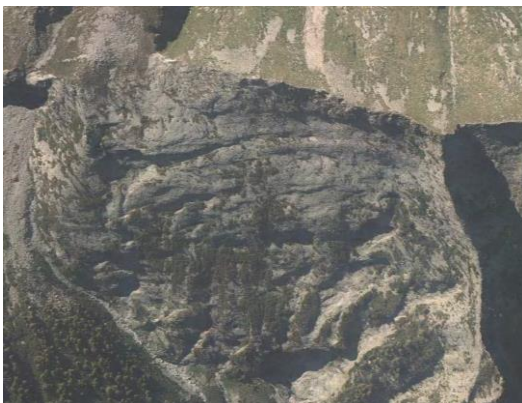
*Fig. 5.55 – Macereto a E di Uschione: l'ammasso roccioso è fortemente disarticolato, in massi di dimensioni anche superiori alla decina di metri. La superficie dell'ammasso, ancora ricostruibile, si presenta liscia e levigata a seguito dell'azione di esarazione glaciale; su di essa sono presenti anche strie di esarazione (molto sottili, poco visibili nella foto).*



*Fig. 5.56 – Fratture curve alla scala mesoscopica su Granodiorite della Val Masino. Si tratta di fratture la cui origine è legata a raffreddamento del magma, allargate in seguito dall'azione del crioclastismo (l'affioramento si trova a quota 2600 circa).*



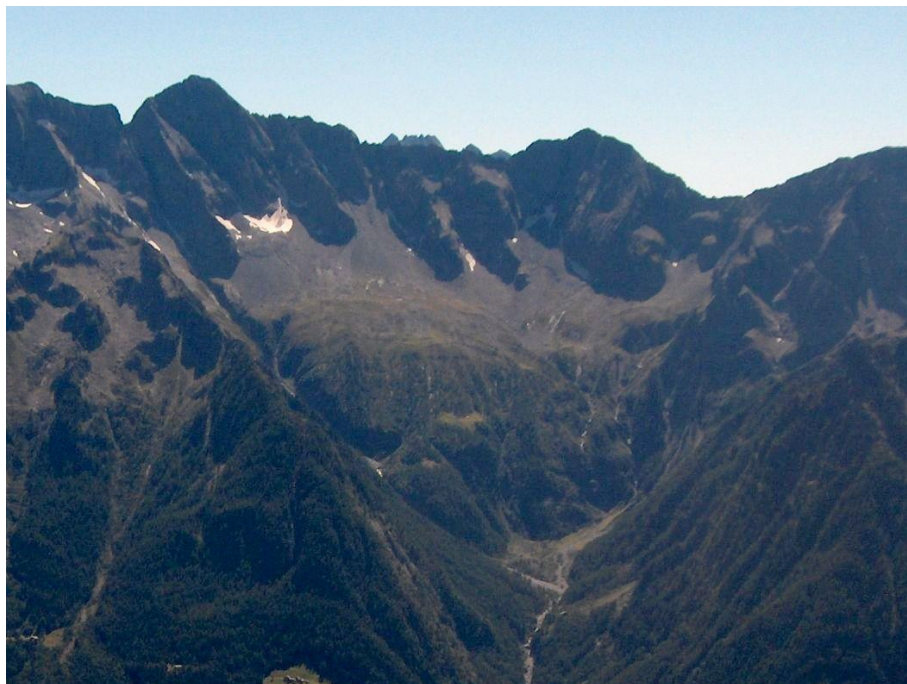
*Fig. 5.57 – Strutture arrotondate in Granodiorite della Val Masino sulla cresta W del Pizzo Badile, ben evidenti nella porzione centrale dell'affioramento.*



*Fig. 5.58 – Superfici arrotondate in Granito di Novate lungo la cresta del Mot Luvré, molto vicine al limite con l'incassante unità del Gruf. Il limite passa a poche decine di metri oltre il depositi di versante visibili sul lato sinistro. Le superfici curve sono molto ben visibili anche da ortofoto.*



*Fig. 5.59 – Superfici arrotondate in Granodiorite della Val Masino sul versante NW della Punta Magnaghi, alta Val Ladrogn.*



*Fig. 5.60 – Alpe Penz vista dal versante N della Val Bregaglia. L'affioramento di litologie gneissiche migmatitiche si esprime sul versante come un'area tondeggianti convessa verso l'esterno. Nella zona più depressa della valle (zona delle conoidi) affiorano micascisti e paragneiss.*

---

## Capitolo 6

### Dinamica di versante

I processi di dinamica di versante sono attualmente i maggiori responsabili del modellamento del paesaggio della Bassa Valchiavenna. Interessano sia gli ammassi rocciosi sia i depositi, a qualunque scala: da singoli massi che crollando da una parete rocciosa si accumulano alla base dei versanti, all'intero versante che si rilascia lentamente per creep modificando in modo caratteristico la propria topografia. I fenomeni a piccola scala, le deformazioni gravitative profonde di versante, sono localizzate in zone particolarmente interessate da strutture fragili e nelle zone di maggior energia del rilievo; i fenomeni a grande e media scala consistono soprattutto in crolli e scivolamenti in ammassi rocciosi, ma anche in depositi di versante o glaciali.

I processi di dinamica di versante dipendono dalla forza di gravità. Possono essere favoriti da fattori predisponenti (come l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso) e sono innescati da varie concause (fattori scatenanti), ad esempio da apporti meteorici intensi e/o prolungati.

### 6.1 - Deformazioni Gravitative Profonde di Versante

Le DGPV sono movimenti gravitativi di grandi dimensioni, che coinvolgono interi versanti (dal piede fino alla cresta e in alcuni casi anche oltre). Presentano alcune caratteristiche comuni (Dramis e Sorriso-Valvo, 1994; Agliardi *et al.*, 2001; Ambrosi e Crosta, 2006; Agliardi *et al.*, 2009 e riferimenti ivi compresi): le dimensioni delle DGPV innanzitutto sono elevate, paragonabili a quelle del versante che interessano. I volumi coinvolti sono di centinaia di migliaia di m<sup>3</sup> o anche di milioni di m<sup>3</sup>, le profondità sono di decine o anche centinaia di metri, e l'estensione è dell'ordine dei chilometri. Le DGPV presentano uno spostamento molto ridotto rispetto alle dimensioni in pianta del fenomeno. La caratteristica peculiare di questi fenomeni gravitativi è il tipo di movimento: la massa in DGPV si deforma secondo un comportamento meccanico di creep gravitazionale, caratterizzato da deformazioni di taglio che si evolvono molto lentamente: alcuni mm/anno nelle aree alpine e prealpine (Agliardi *et al.*, 2009). In letteratura sono distinti due tipologie principali di DGPV: sackung ed espandimenti laterali (Soldati, 2013 e riferimenti ivi compresi). Alcuni Autori riconoscono un terzo tipo, le DGPV a scorrimento in blocchi (Onida, 2001, e riferimenti ivi compresi). Tutte le DGPV evolvono per creep anche per lungo tempo, e possono eventualmente collassare al superamento del punto di rottura.

È possibile riconoscere le DGPV grazie alle caratteristiche deformazioni della superficie topografica prodotte dal movimento gravitativo: doppie creste, contropendenze di versante, fratture beanti, superfici di collasso a franapoggio, valli da rilascio, scarpate rivolte verso valle, porzioni di ammasso roccioso estremamente fratturate e parzialmente mobilitate. Le morfologie sono spesso più evidenti e presenti in maggior numero nella zona apicale della DGPV, cioè nella zona di svincolo a monte dove la deformazione è maggiore.

Il principale fattore predisponente all'inizio del movimento di una deformazione gravitativa profonda di versante è la presenza di una elevata energia di rilievo, cioè di un dislivello (tra piede e sommità del versante in deformazione) di almeno alcune centinaia di metri. Altro importante fattore predisponente è la struttura geologica, intesa come presenza di sistemi di faglie e fratture favorevoli al movimento, specie se ancora tettonicamente attive.

In letteratura è considerato come altro importante fattore predisponente il “*postglacial debuttressing*”, cioè la perdita del sostegno di una massa glaciale al versante a seguito della fusione dei ghiacciai dell'ultima glaciazione (ad es. Dramis e Sorriso-Valvo, 1994; Agliardi *et al.*, 2001; Agliardi *et al.*,

2009; Onida, 2001; Soldati, 2013; Ambrosi e Crosta, 2006). I dati di terreno raccolti in Bassa Valchiavenna indicano una situazione diversa (vedi oltre).

I fattori scatenanti possono essere, come per le frane di minor volume, periodi di precipitazioni molto intense e prolungate, o sismi. Le DGPV possono collassare, in tutto o in parte, anche per naturale evoluzione del fenomeno di creep: raggiunta la soglia di resistenza dell'ammasso roccioso, la DGPV collassa e frana.

Le deformazioni gravitative profonde di versante interessano tutti i versanti principali della Valchiavenna e anche alcuni dei versanti delle valli tributarie. In Bassa Valchiavenna sono presenti DGPV del tipo sackung. Sono legate principalmente all'energia di rilievo, che in alcune zone è molto alta (il versante E della Valchiavenna tra Novate Mezzola e Prata Camportaccio, ad esempio, oppure gli spartiacque tra le principali valli tributarie), ma anche alla presenza di lineamenti tettonici, all'orientazione e alla pervasività della foliazione nell'ammasso roccioso (ad esempio le DGPV legate alla Linea del Gruf in Val Bregaglia; e le DPGV nella zona Signame – Monte Borlasca). Anche la litologia stessa influenza l'espressione morfologica delle DGPV: nelle litologie granitiche le evidenze morfologiche delle DGPV sono meno nette che nelle altre litologie affioranti in Bassa Valchiavenna.

Nel presente lavoro le DGPV della Valchiavenna sono state distinte in due classi sulla base dell'evidenza morfologica generale (Fig. 6.1): *DGPV ad alta evidenza*, cioè con morfologie nette e ben evidenti, e *DGPV a bassa evidenza*, in cui si osservano più difficilmente le tipiche caratteristiche morfologiche.

Le aree in DGPV sono state delimitate sulla base delle evidenze morfologiche. I limiti delle aree in DGPV sono stati tracciati identificando le valli da rilascio e le trincee relative al massimo volume instabile, a contatto con il versante stabile. Le morfologie utilizzate per tracciare i limiti dell'area in DGPV sono spesso meno evidenti al piede del versante: nei casi in cui è stato impossibile seguirle per tracciare il limite dell'area in DGPV, si è seguita la massima pendenza del versante. Al piede, il limite delle aree in DGPV è tracciato seguendo il limite dei depositi di fondovalle, anche se le DGPV interessano anche l'ammasso roccioso sepolto sotto di essi. Sono state distinte, all'interno delle aree in DGPV, delle sotto-aree che possono essere caratterizzate da direzioni di movimento differenti rispetto a quella generale (ad es. in DG053). Quei volumi in DGPV compresi all'interno di DGPV più voluminose, ma con morfologie più sviluppate e/o evidenti della DGPV maggiore (indice di una possibile maggiore instabilità), sono stati identificati come aree in DGPV a se stanti (ad es. DG061).

Le DGPV individuate hanno un'estensione minima di 0,019 km<sup>2</sup> e massima di 13,576 km<sup>2</sup> (Fig. 6.2). L'estensione media è di 1,864 km<sup>2</sup>. Le DGPV più estese sono quella di Monte Vercana (DG059, ~10 km<sup>2</sup>) in alto Lario (in parte all'esterno dell'area in esame) e quella di Monte Mater (DG053, ~13 km<sup>2</sup>) a San Giacomo Filippo. In realtà, il Monte Mater è completamente in DGPV: oltre alla DG053, che copre il versante S, la DGPV DG002 (Tantardini, 2012) interessa altri 7 km<sup>2</sup> sul versante N. Le due DGPV sono state distinte a causa della presenza della Val Genasca, che si configura come una ampia e profonda valle da rilascio che divide in senso E-W il massiccio).

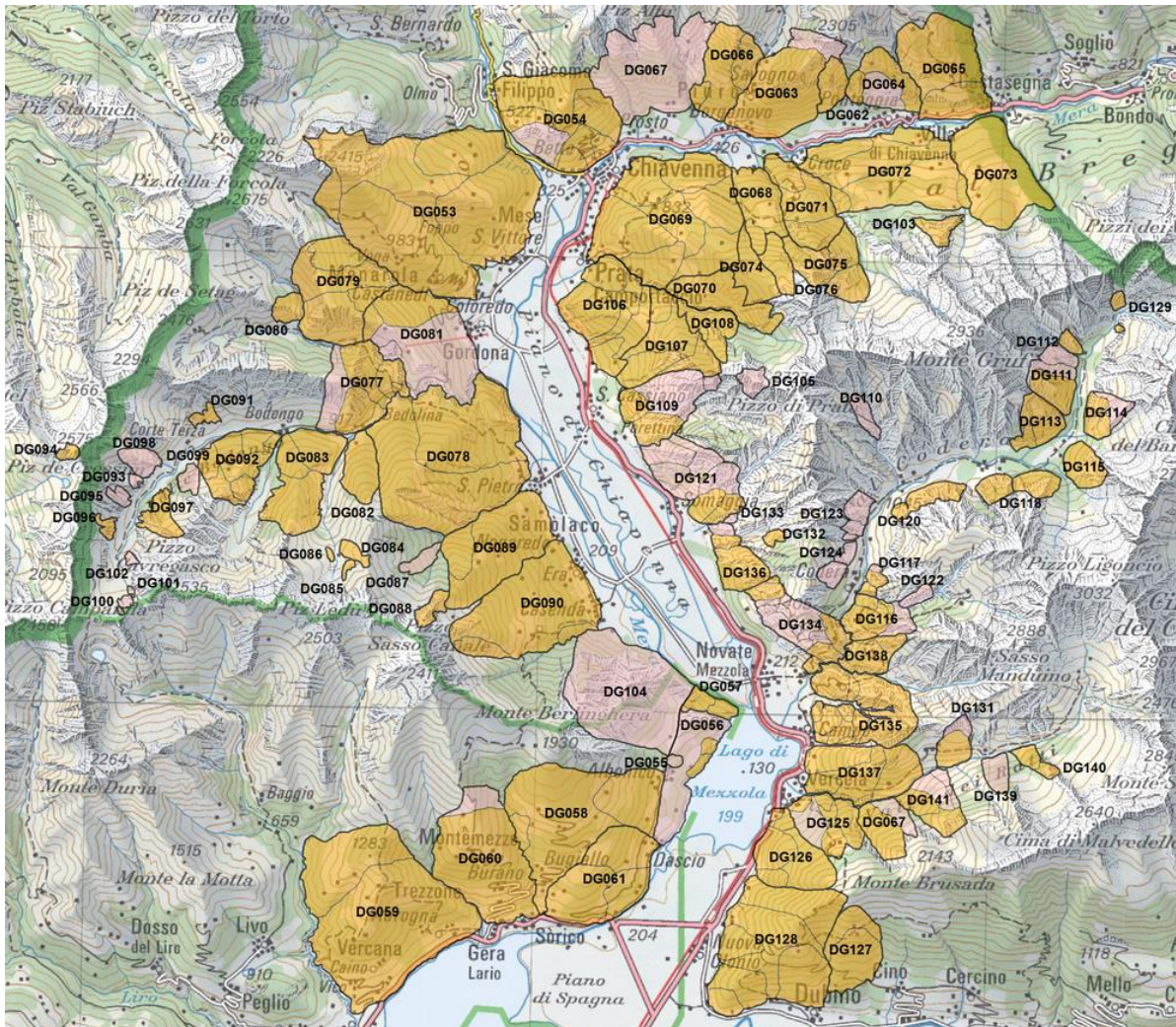


Fig. 6.1 – Carta d'inquadratura delle DGPV individuate nell'area in esame. In arancio le DGPV ad alta evidenza, in rosa le DGPV a bassa evidenza.

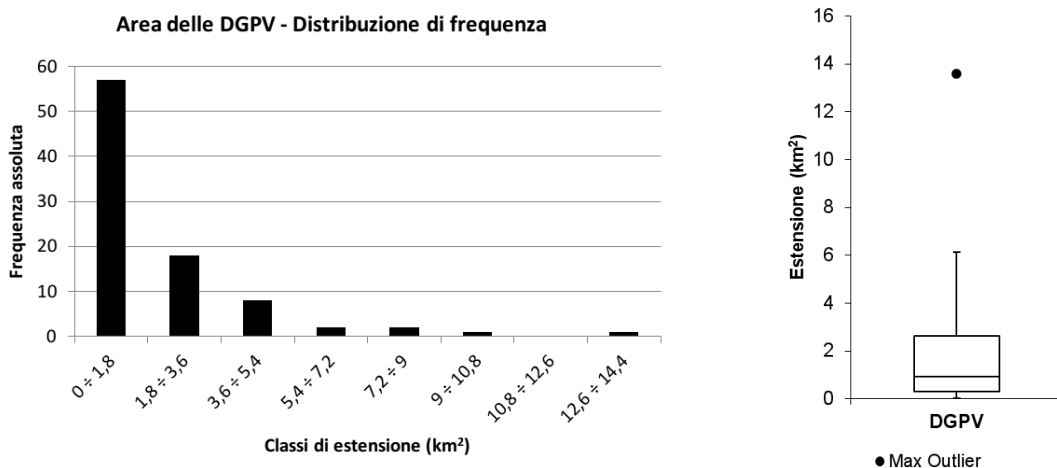


Fig. 6.2 – Distribuzione di frequenza delle aree in DGPV per classi di estensione 1, 8 km<sup>2</sup> (calcolate secondo Sturges, 1926), e relativo grafico boxplot.

### Versante W della Bassa Valchiavenna

Le DGPV sul versante W della Bassa Valchiavenna si possono dividere in due gruppi: poche DGPV estese, presenti in ammassi rocciosi ben foliati, il cui movimento è molto favorito dalla presenza della

foliazione a franapoggio (DG077, DG078, DG079, DG081, DG083, DG090, DG092); e numerose DGPV di piccola estensione, spesso poco evidenti, localizzate lungo la zona assiale dell'antiforme Cressim e presumibilmente legate a strutture fragili ad essa relative (DG084, DG085, DG086, DG087, DG088, DG093, DG094, DG095, DG096, DG097, DG098, DG099, DG100, DG101, DG102).

Per quanto riguarda il primo gruppo, le aree in maggiore dissesto sono le zone apicali di DG079 (Avert Cima, Fig. 6.3) e DG078 (Monte Borlasca). Per quanto riguarda le DGPV che interessano le creste di Alpe Dosso e Avert Gualdo (DG083 e DG092), il dissesto è pronunciato in tutto il volume dell'ammasso: ciò è dovuto al fatto che entrambe queste DGPV non sono confinate su tre lati.

Nel secondo gruppo, le evidenze di dissesto maggiori si trovano nella zona del Pizzo Sasso Canale (DG088); nella stessa zona cade anche la porzione apicale della DG090 (Fig. 6.4).



*Fig. 6.3 – Apice della DGPV di Avert Cima (DG079). La cresta a sinistra presenta roccia disarticolata; l'apice della DGPV è caratterizzato da una trincea principale (parzialmente nascosta all'osservatore dalla vegetazione, in essa si accumulano i depositi di versante più recenti) e da due contropendenze (visibile nella zona centrale, si tratta di un'unica contropendenza spezzata in due tronconi da una valle da rilascio). La zona apicale è ribassata di circa 20 m rispetto alla cresta. L'affioramento in primo piano mostra l'orientazione della foliazione rispetto alla DGPV.*

*Fig. 6.4 – A destra: DG090, area di Alpe Canale. L'ammasso roccioso è fortemente disarticolato; la trincea visibile sulla cresta è impostata sul piano di movimento incipiente principale della DGPV. Poco più a valle, all'altezza di Alpe Canale, l'ammasso roccioso si presenta come macereto in parte crollato. Sotto: particolare del macereto, limite inferiore. A monte l'ammasso roccioso si presenta pesantemente disarticolato con fratture aperte, parzialmente rimobilitato e con presenza di blocchi in ribaltamento. A valle, una porzione del macereto è crollata: l'accumulo sul versante sottostante raggiunge una lunghezza di quasi 400 m.*





## Versante E della Bassa Valchiavenna

Il versante E della presenta DGPV ben evidenti da Novate Mezzola verso S e a N all'altezza di Prata Camportaccio. Nella zona intermedia (Pizzo di Prata), la presenza di litologie a ottime caratteristiche geomeccaniche (Granito di Novate, Unità del Gruf) e di una generale struttura foliata (nell'Unità del Gruf) sfavorevole alla formazione di DGPV, non predispongono il versante alla formazione di DGPV estese e ben evidenti (ad esempio DG109 in Fig. 6.5). Le DGPV sono controllate dalla presenza di rari lineamenti fragili ad orientazione favorevole all'innescò del dissesto, sia sul versante verso la Bassa Valchiavenna sia su quello della Val Codera (DG105, DG110, DG019, DG021, DG123, DG124, DG132, DG133, DG134, DG136).

In Val Codera sono presenti DGPV ben evidenti sulle creste tra Val Revelaso e Val Ladrogno, che dislocano l'ammasso montuoso verso W (Fig. 6.6). Altre DGPV sono presenti sul versante S della media Val Codera. In DG118 il dissesto è correlato alla presenza di un lineamento fragile diretto E-W e al sistema di fratture collegato (sistema V). DG120 è collegata a lineamenti del medesimo sistema, con orientazione lievemente diversa, perpendicolari a tre zone di faglia dirette NW-SE. Le DGPV più importanti della Val Codera si trovano sul versante SE del Monte Gruf e sul versante opposto (DG111, DG112, DG113, DG114, DG115): qui il dissesto profondo è legato alla presenza della Linea della Val Piana, e ad altre faglie dello stesso sistema più a NE (Fig. 6.7).

DG135 e DG137 interessano il versante tra la Val Revelaso e la Val dei Ratti, e dislocano il volume di rocce della Zona Bellinzona – Dascio e della Falda Adula compreso all'interno del Plutone Masino – Bregaglia. Queste DGPV sono caratterizzate dalla presenza, al loro interno, di valli strutturali legate a faglia, strette e profonde (ad es. il Vallone di Campo), con pareti laterali molto ripide (spesso scarpate) che sono area sorgente di numerosi crolli.

Diverse DGPV di minore estensione interessano il versante S della Val dei Ratti. I volumi dislocati crescono verso W, avvicinandosi alla valle principale. La DGPV più evidente è DG131, accanto a Frasnado (Fig. 6.8), che presenta una porzione apicale con evidenti trincee e contropendenze allungate in senso NNE-SSW, in cui l'ammasso roccioso si presenta come un macereto fortemente disarticolato. Il piede del versante è interessato sia da depositi di versante che da depositi di crollo. Sul versante opposto, DG141 è un'altra area di DGPV in evidente dissesto, il cui apice è interessato da diffusi depositi di crollo (FC709, FC710, FC711), e da molte trincee e valli da rilascio. Le zone apicali di DG139 e DG140 si trovano all'interno di aree di roccia particolarmente disarticolata, collegate ad una delle faglie che interessano la parte E del versante S della Val dei Ratti. Altre aree di roccia disarticolata sono presenti agli apici di DG067 e DG141. In quest'ultimo caso a monte della zona apicale è presente un sistema di faglie. Un importante fattore predisponente di tutte queste DGPV è l'orientazione subverticale della foliazione (tutte le DGPV si trovano all'interno della Southern Steep Belt).

A SE di Verceia, le maggiori evidenze di dissesto sono all'interno della DG125, nella zona apicale (Foppaccia) e lungo il versante NE. La DGPV presenta una porzione occidentale dove il dissesto profondo è meno evidente; sono presenti depositi di versante diffusi. La metà orientale presenta molte più evidenze: sono presenti valli da rilascio, trincee e contropendenze evidenti (la più profonda è a E delle case di Foppaccia, e raggiunge quasi 10 m di profondità); lungo le valli da rilascio sono presenti molte frane, sia di scivolamento che di crollo (FS200, FS201, FS203, FS210, FC714).

DG126, DG127 e DG128 sono dissesti profondi correlati alla Linea Insubrica e ai lineamenti collegati. Le superfici di movimento incipiente non sono impostate sui lineamenti citati, a parte alcuni casi

(DG127, porzione meridionale della DG128), ma la presenza dei lineamenti ha creato zone di debolezza che sono state sfruttate dai dissesti (Fig. 6.9).



*Fig. 6.5 – Versante E della Bassa Valchiavenna, DG109. La DGPV interessa il volume compreso tra le due valli principali. Tuttavia, nella parte apicale le morfologie sono poco evidenti; solo a Case Rebbia (lo sperone roccioso al piede del versante) sono presenti morfologie evidenti. Le baite di Case Rebbia sono infatti costruite nell'ampia trincea formata dal movimento della DGPV; le valli da rilascio che delimitano il volume in DGPV sono ben marcate, soprattutto la settentrionale (alla sinistra dell'osservatore).*



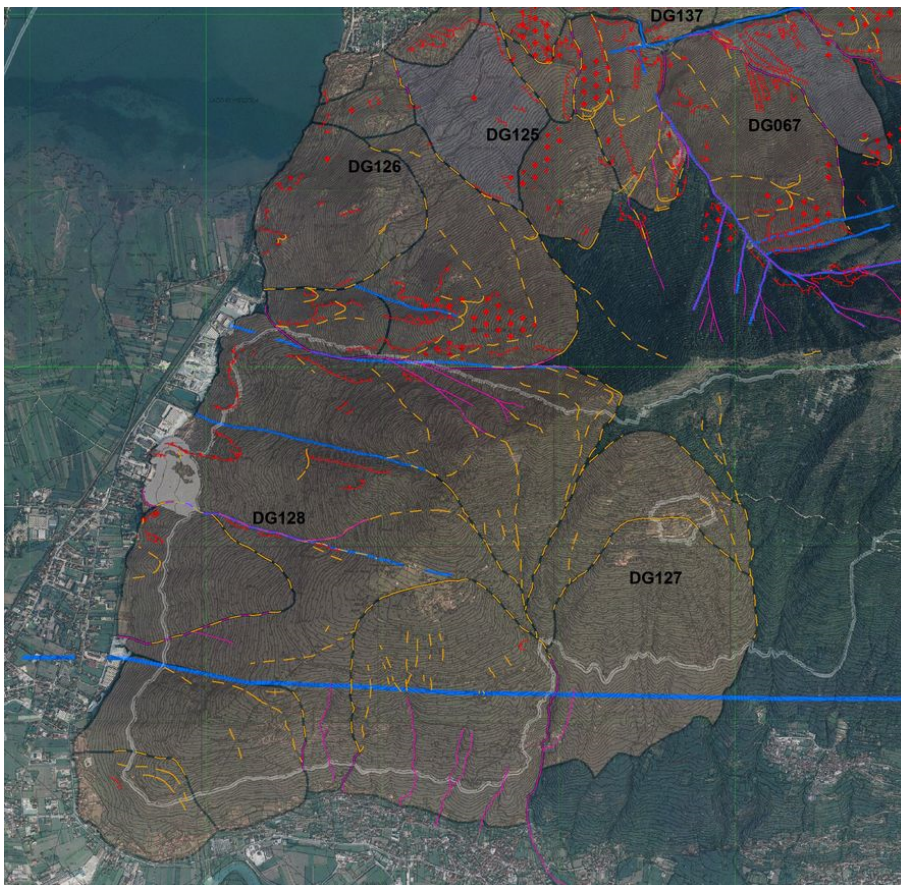
*Fig. 6.6 – Cresta di Cii, versante S della bassa Val Codera, compresa tra la Val Ladrognò (a sinistra) e la Val Revelaso (all'estrema destra). La cresta in DGPV si presenta suddivisa in più volumi: una porzione orientale in movimento verso la Val Ladrognò, un volume con apice a Cii (radura), uno con apice a metà cresta e il principale con apice alla sommità della cresta. Sono molto evidenti le valli da rilascio che li isolano. Il piede del versante è eroso in forma di canyon dal T. Codera, e presenta ripide pareti in roccia.*



*Fig. 6.7 – Versante SE del Monte Gruf, alta Val Codera. La foto è scattata verso N. Il massiccio è attraversato dalla Linea della Val Piana. La parte inferiore del versante (zona boscata) è interessata da DGPV (DG113 a W della Linea e DG111 a E). Oltre alla faglia, il versante è curvo e per questo motivo i due volumi in DGPV subiscono una maggiore energia di rilievo.*



*Fig. 6.8 – DG131 a E di Frasnèdo, media Val dei Ratti. A sinistra: zona apicale della DGPV, caratterizzata da una trincea parzialmente colmata da depositi di crollo in forma di blocchi e massi di lato mediamente superiore al metro. Pagina successiva, a sinistra: ammasso roccioso disarticolato e parzialmente rimobilizzato (macereto) sulla porzione N della contropendenza a quota maggiore. Pagina successiva, a destra: porzione occidentale della trincea (e contropendenza associata) che inizia poche decine di metri a E di Frasnèdo e prosegue per circa 600 m.*



*Fig. 6.9 – Estratto della cartografia geomorfologica della Bassa Valchiavenna. Interazione tra lineamenti fragili e DGPV sulla cresta spartiacque Valtellina – Valchiavenna. Le DGPV della zona sfruttano i lineamenti tettonici (Linea Insubrica e lineamenti collegati) come zone di debolezza. DG126 è in movimento verso W, DG127 verso S e DG128 verso SW.*

Sul versante E, più precisamente a Pratella (Monte Pradella) (DG106), sono presenti evidenze che permettono di ricostruire le relazioni tra DGPV e dinamica glaciale. Il rilevamento di terreno ha evidenziato la presenza di molte morene e massi erratici all'interno della trincea e sulla contropendenza della DG106. Da essi, correlati per posizione, geometria, dimensioni e quota, sono state ricavate le fasi glaciali, che indicano le avanzate minori del Ghiacciaio Engadina (Fig. 6.10). Ogni fase glaciale indica la posizione del limite estremo del Ghiacciaio Engadina in un determinato

momento durante la deglaciazione. Fasi più antiche corrispondono a ghiacciai Engadina più voluminosi, che arrivavano a quote maggiori sui versanti.

Le evidenze sedimentarie e morfologiche indicano che, durante la deglaciazione e la progressiva fusione dei ghiacci, il Ghiacciaio Engadina ha depositato morene e massi erratici all'interno dell'ampia trincea di Pratella e tutt'intorno alla contropendenza. Il Ghiacciaio Engadina dapprima seppelliva tutta l'area (fasi da 1 a 14), poi fluiva intorno alla contropendenza e occupava la trincea (fasi da 15 a 31) (da Fig. 6.10 a Fig. 6.13), e infine non aveva più il volume sufficiente per ricoprire l'area e fluiva tutt'intorno alla cresta (fasi da 32 a 38).

Una dinamica come quella descritta non sarebbe stata possibile se la DGPV e le morfologie ad essa connesse si fossero formate *dopo* la fusione dei ghiacciai dell'ultima glaciazione: un ghiacciaio può depositare morene e massi erratici all'interno di una trincea da DGPV solo se la trincea esiste già. La trincea di Pratella si è formata prima di essere ricoperta dai ghiacci, quindi la DGPV è più antica dell'ultima glaciazione, nel senso che il versante è in movimento da prima dell'ultima glaciazione.

Sebbene Pratella sia l'esempio più evidente, nell'area in esame sono presenti molte altre situazioni simili, in cui i depositi glaciali sfruttano come bacini di deposizione le depressioni prodotte dal movimento delle DGPV. Ad esempio, in diverse località in Val Bregaglia, e nella zona dell'Alto Lario (vedi oltre).

Le evidenze di terreno indicano che il movimento di molte delle DGPV della Bassa Valchiavenna ha un'età superiore all'ultimo massimo glaciale (LGM). Dato che è poco plausibile che le DGPV si siano formate mentre il ghiacciaio in avanzata le ricopriva progressivamente (se il ghiacciaio occupa la valle, viene a mancare buon parte dell'energia di rilievo e il movimento della DGPV è sfavorito), queste DGPV dovevano essere presenti già prima dell'inizio dell'ultima glaciazione, quindi prima di circa 30.000 anni BP (Monegato *et al.*, 2012; Deaddis *et al.*, 2007). Le DGPV della Bassa Valchiavenna hanno quindi età di alcune decine di migliaia di anni almeno.

Nulla toglie che il *postglacial debuttressing* invocato da molti Autori come fattore scatenante delle DGPV abbia potuto agire dopo lo LGM, ma, nel caso delle DGPV di maggior volume, come quella di Pratella, è più probabile che esso abbia agito non causando la DGPV bensì riaccelerando il movimento di una DGPV già presente in precedenza il cui movimento era stato temporaneamente arrestato dal sostegno dato dalla massa glaciale.

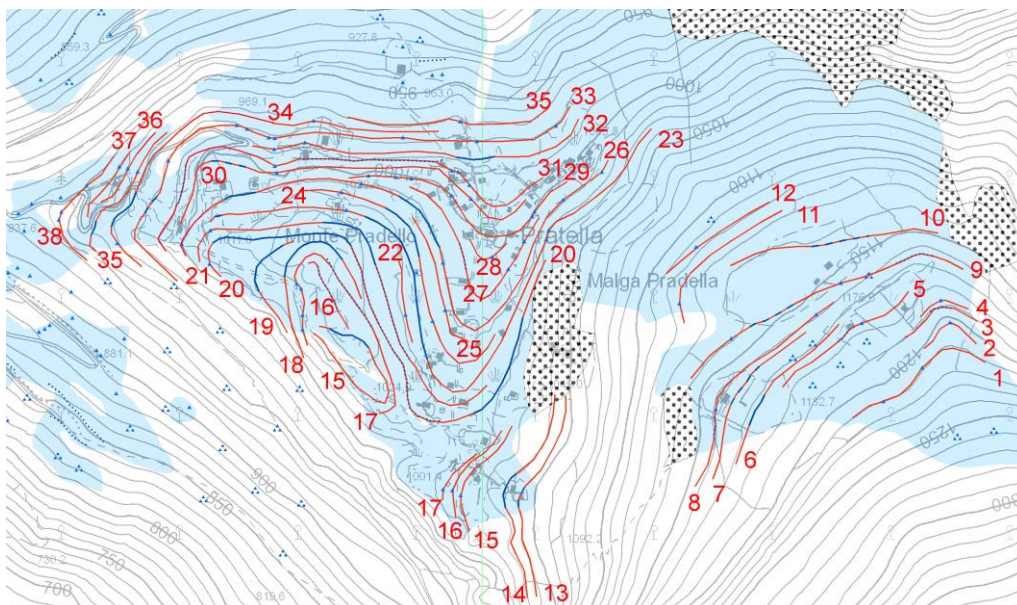


Fig. 6.10 – Ricostruzione delle fasi glaciali del Ghiacciaio Engadina a Pratella. I numeri più bassi indicano fasi glaciali più antiche (e ghiacciai a quote maggiori). I numeri più alti indicano fasi glaciali più recenti (e ghiacciai a quote minori).

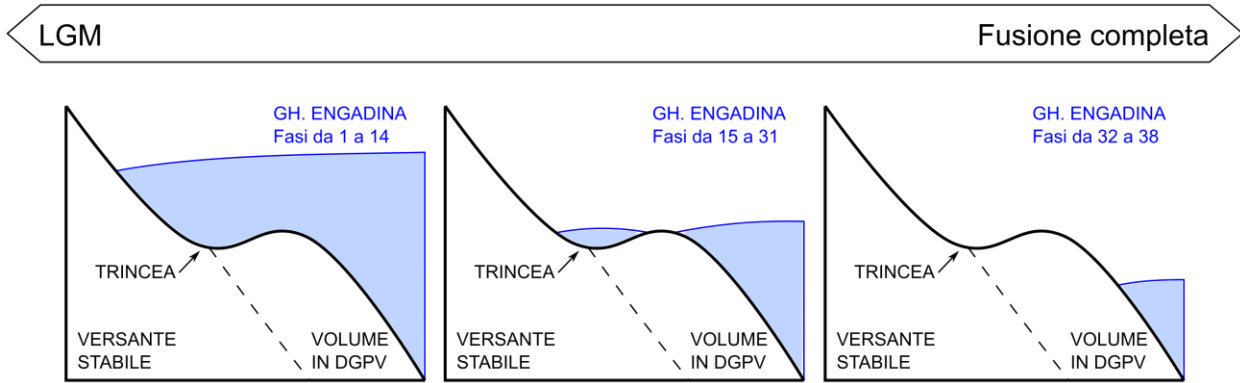


Fig. 6.11 – Schema dei rapporti tra il Ghiacciaio Engadina e la DGPV DG106 nel tempo. Vicino al massimo glaciale il ghiacciaio ha uno spessore sufficiente a sormontare la cresta in DGPV, deponendo sul versante a monte della DGPV morene ed erratici relativi alle fasi (avanzate minori) da 1 a 14 (Fig. 6.10). Tra le fasi 15 e 31 (avanzate minori), il ghiacciaio fluisce con una piccola lingua all'interno della trincea, deponendo le relative morene e massi erratici e occupando un'area sempre minore col passare del tempo (Fig. 6.12). A fusione avanzata (fasi da 32 a 38), il ghiacciaio non ha più uno spessore sufficiente ad occupare la trincea e fluisce intorno al versante.

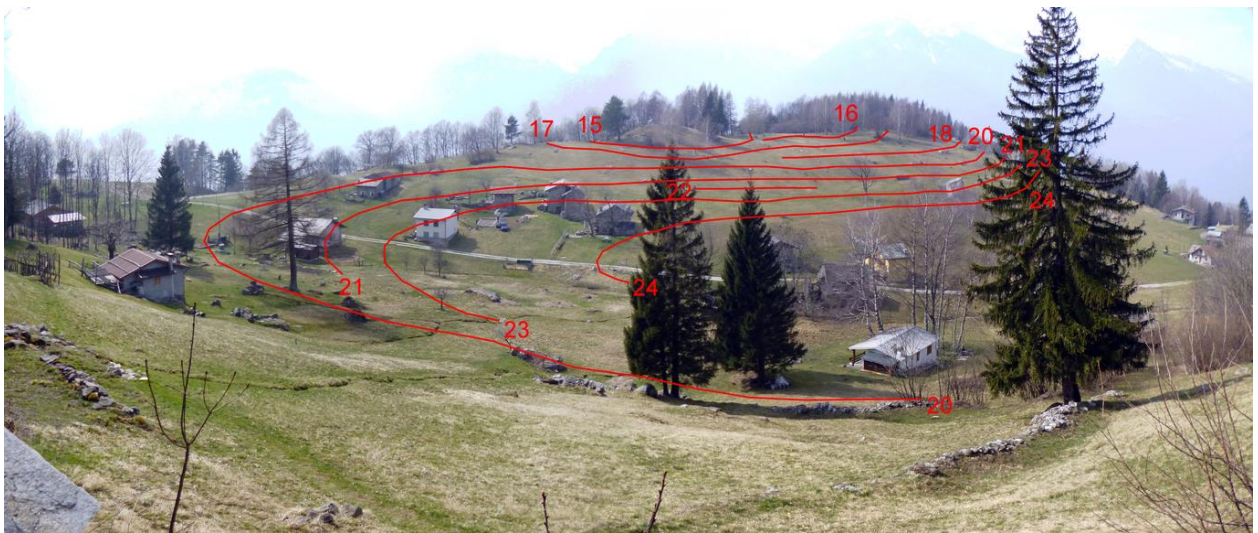


Fig. 6.12 – Panoramica di Pratella. Sono indicate alcune delle fasi glaciali ricostruite indicate nella carta in Fig. 6.10.

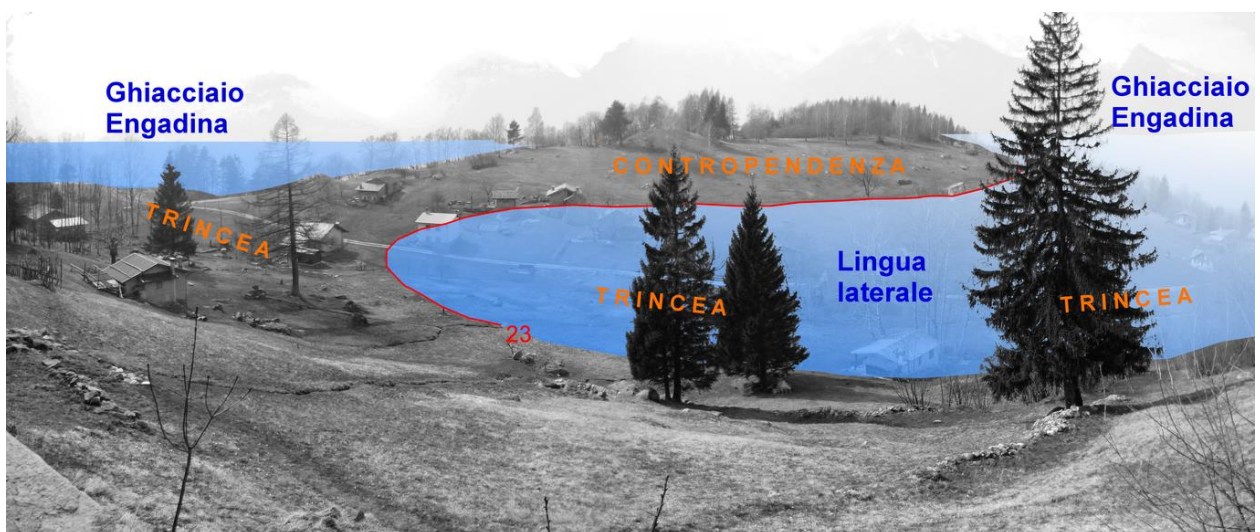


Fig. 6.13 – Ricostruzione della geometria del Ghiacciaio Engadina alla fase 23. La massa principale del ghiacciaio occupava la Valchiavenna, ma una piccolissima lingua laterale del ghiacciaio fluiva intorno alla contropendenza della DG106 e all'interno della trincea della DGPV.

## Val Bregaglia

Le DGPV che interessano il versante S della Val Bregaglia (DG068, DG069, DG071, DG072, DG073) sono state già descritte in bibliografia (Tibaldi e Pasquarè, 2008). Fanno parte di un gruppo di DGPV che si estende anche in territorio svizzero, avente una superficie di movimento incipiente principale impostata lungo la Linea del Gruf. Queste DGPV hanno molti e importanti fattori predisponenti: non solo la presenza di un lineamento tettonico regionale, ma anche una generale disposizione a franapoggio della foliazione sul versante e la presenza di litologie diverse a contatto (Unità di Chiavenna, Unità del Gruf, basamento della Fanda Tambò). Tutto ciò si traduce (Fig. 6.14) in una importante deformazione del versante: il piede del versante, a valle della Linea del Gruf, mostra estese contropendenze (Tabiadascio e Monte Laghetti (Fig. 6.15), Uschione – Nesossi, Pian Cantone, Monte Saitta (Fig. 6.16), Roncaiola, Terra dei Corvi) e importanti trincee (Fig. 6.17) e valli da rilascio. Sono presenti diverse DGPV anche a monte della Linea del Gruf (DG070, DG074, DG075, DG076, DG103), più piccole delle sottostanti e impostate in rocce dell'Unità del Gruf. Queste DGPV si trovano in un'area in cui l'ammasso roccioso si presenta generalmente disarticolato (Pizzo Grillo, Corna di Garzone), e sono legate anche alla presenza della faglia N–S che disloca la Linea del Gruf.



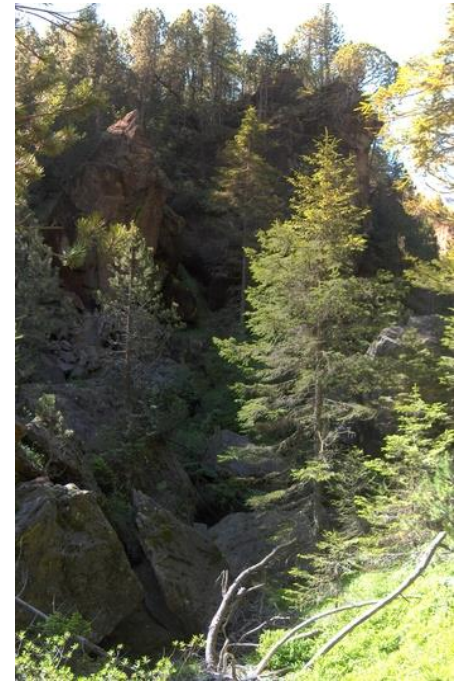
*Fig. 6.14 – Panoramica del versante S della Val Bregaglia da Monte Rosa (Savogno, Piuro). Sono ben visibili le DGPV che dislocano il piede del versante S della Val Bregaglia. Esse producono trincee parallele al versante, lunghe anche diverse centinaia di metri (ad es. 800 m circa a Pian Cantone) e profonde fino a 70 m (trincea a NW di Foppate). La Linea del Gruf passa al piede delle ripide pareti nella parte alta del versante.*



*Fig. 6.15 – Trincea da DGPV a Monte Laghetti (Monte del Lago)(DG073). La contropendenza, da cui è stata scattata la foto, funge da soglia per la formazione di un piccolo bacino in cui sono sedimentati depositi di debris flow (CL132) a formare una piccola piana, e che ancora oggi raccoglie sia le acque raccolte dalla trincea sia quelle provenienti dal versante sovrastante per deflusso superficiale e subsuperficiale. Le acque vengono attualmente scaricate verso E (a sinistra nella foto), dove i depositi impermeabilizzano la trincea e permettono la formazione di un piccolissimo laghetto. Litologicamente, siamo in paragneiss e micascisti del basamento della Falda Tambò.*



*Fig. 6.16 – Trincea da DGPV a Monte Saitta (DG072). La trincea è profonda circa 10 m, e al suo interno sono presenti, oltre a depositi di versante e frane di scivolamento provenienti dal versante, depositi glaciali e alcuni erratici di litologia granitica (uno di essi è accanto al sentiero).*

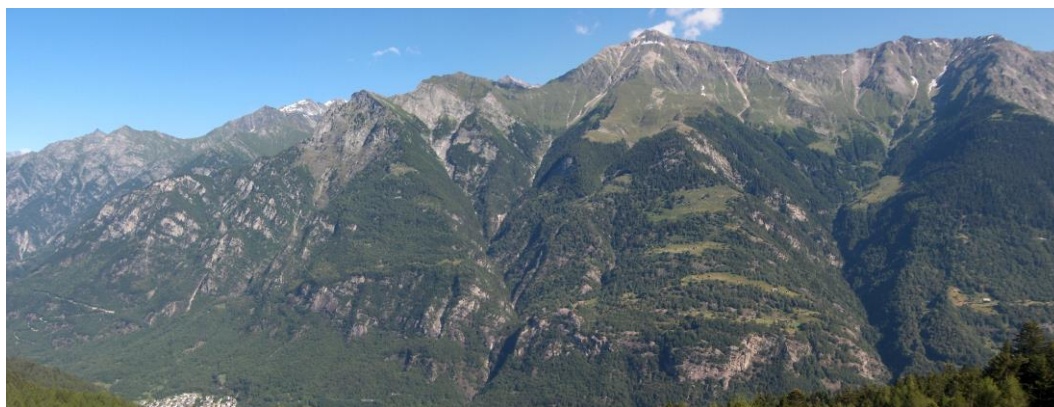


*Fig. 6.17 – Trincea all'interno dell'area in DGPV DG073, a quota 1350 circa. La valle da rilascio è profonda fino a 70 m: è la più profonda rilevata. L'ammasso roccioso si presenta come un macereto fortemente disarticolato, caratterizzato da massi rimobilizzati di dimensioni anche superiori a 10 m di lato. I blocchi e i massi crollati si accumulano al fondo della trincea. È presente un'importante circolazione d'aria all'interno dei pori e delle fratture nella roccia. Il macereto si sviluppa in litologie mafiche dell'Unità di Chiavenna.*

Sul versante settentrionale della Val Bregaglia la situazione è molto diversa: anche in quest'area sono presenti DGPV, caratterizzate però da un'evidenza molto minore rispetto al versante S (Fig. 6.18). In quest'area infatti la foliazione regionale è a reggipoggio, sono presenti litologie molto competenti affioranti in fasce uniformi sul versante (il Metagranito del Truzzo costituisce la parte bassa del versante, più a monte sono presenti ortogneiss del basamento della Falda Tambò) e non sono presenti lineamenti fragili importanti.

Le DGPV più evidenti sono concentrate nelle aree in cui sull'ammasso roccioso agisce una maggior energia di rilievo ed è assente sostegno laterale: lo spartiacque Val Bregaglia – Val San Giacomo (DG054), le creste di Dasile e di Savogno – Monte Rosa (DG066 e DG063) e la cresta di Sciuccio e Malinone (DG065). In tutti i casi ad eccezione di DG063 e DG054, le DGPV sono individuabili quasi solamente grazie a valli da rilascio e trincee maggiori impostate lungo il piano di incipiente movimento principale, a monte, al contatto con l'ammasso roccioso in posto. Monte Rosa e Daloo (DG063 e DG054) sono le uniche località in cui si osservano numerose trincee, contropendenze, valli da rilascio e ammassi rocciosi fortemente disarticolati (Fig. 6.19, Fig. 6.20).

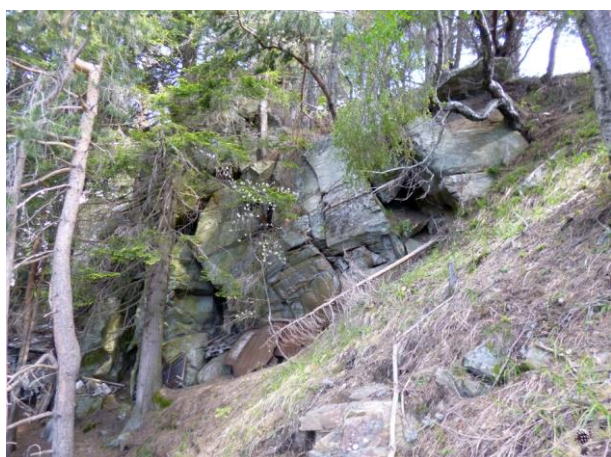
In molte località della Val Bregaglia sono presenti depositi glaciali dell'ultima glaciazione all'interno delle morfologie create dal movimento delle DGPV: morene, erratici e terrazzi di kame a Galleggione, a Somasaccia, a Terra dei Corvi; morene ed erratici a Monte del Lago, Monte Roncaiola, Pian Cantone, Nesossi e Uschione, terrazzi di kame a Pianginedo. Ciò indica che il dissesto è precedente almeno l'ultima glaciazione (Fig. 6.21). Sono presenti, in alcuni casi, come a Uschione (Fig. 5.55), evidenze che il dissesto è continuato anche dopo la deglaciazione.



*Fig. 6.18 – Panoramica del versante N della Val Bregaglia dalla Val Casnaggina. Molto evidente, soprattutto a W (a sinistra nella foto) la foliazione della Falda Tambò disposta a reggipoggio. Anche le aree in cui il dissesto profondo è più sviluppato, ad esempio la cresta di Monte Rosa (per l'osservatore sulla perpendicolare delle case), presentano poche delle tipiche evidenze da versante in DGPV.*

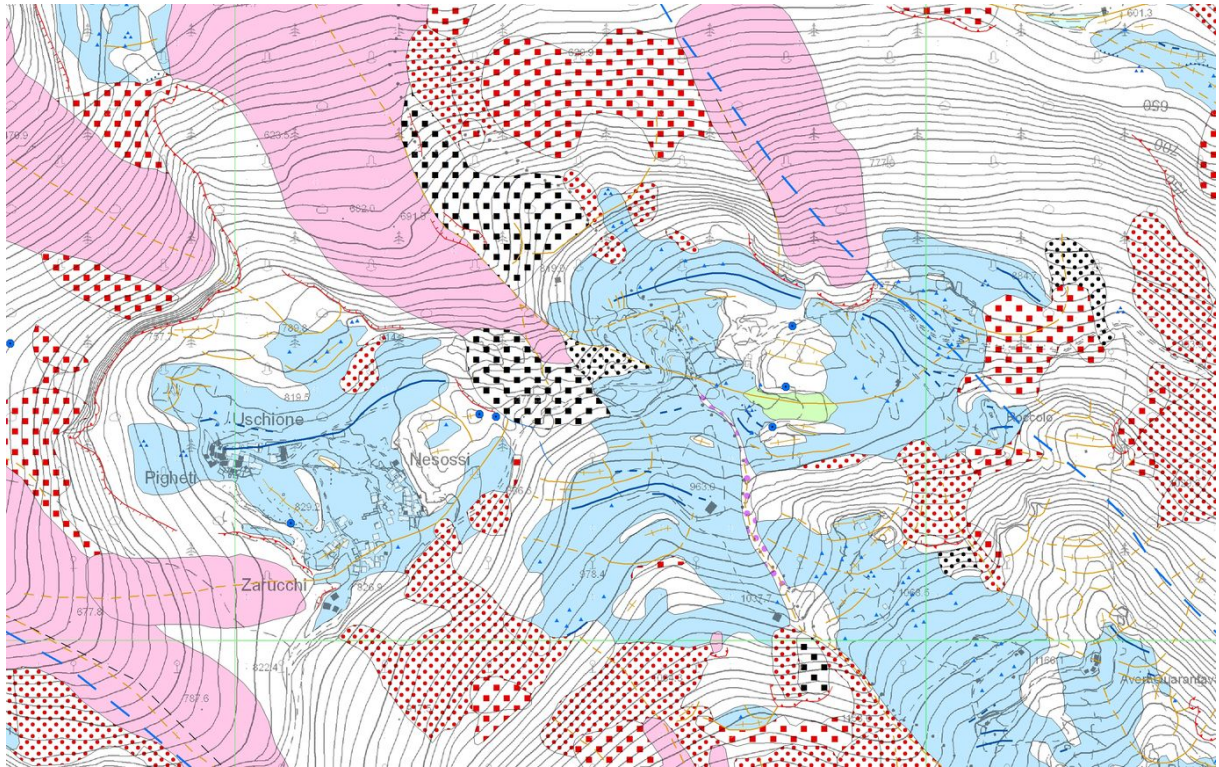


*Fig. 6.19 – Trincee a Monte Rosa, tra Savogno e il Monte Saragiolo. L'intera zona presenta trincee in roccia, di larghezza tra 1 e 1,5 m, e al fondo fratture aperte alcune decine di cm, di profondità variabile, anche pochi metri.*



*Fig. 6.20 – Ammasso roccioso disarticolato a monte di Daloo, in ortogneiss della Falda Tambò. Questa cresta costituisce l'apice della DG054; nella zona circostante sono presenti trincee e contropendenze, e altre aree disarticolate.*





*Fig. 6.21 – Estratto della cartografia geomorfologica della Bassa Valchiavenna, area di Uschione. Tutta l'area è compresa all'interno della DG069. Nell'area di Uschione e verso W fino a Roccolo, le morene deposte dal Ghiacciaio Engadina durante l'ultima deglaciazione colmano in parte le trincee della DGPV. A Uschione, una lunga morena nasconde trincee e contropendenze tra Uschione e Nesossi, e ricopre la parte N della contropendenza occidentale. Circa 1 km più a E, nelle vicinanze di Roccolo, la morena con cresta a quota 915 m è stata deposta a cavallo di una trincea, e ne seppellisce la porzione E. Poco più a E, un'altra morena delimita la trincea più estesa in quest'area. Tutta la zona apicale è ricoperta da till, con morene ed erratici. Le evidenze indicano che la DGPV era attiva e aveva potuto deformare la topografia del versante prima che il Ghiacciaio Engadina durante la deglaciazione deponesse i suoi sedimenti nell'area.*

## Alto Lario

Nella zona dell'Alto Lario le DGPV sono impostate all'interno della Southern Steep Belt e il movimento generale è verso S, lungo piani di incipiente scivolamento diretti E–W. In particolare, DG058 è impostata direttamente sul sovrascorrimento, verticalizzato, tra Falda Adula e Zona Bellinzona–Dascio. Sono presenti trincee e contropendenze ben evidenti, lunghe fino a 670 m (a W di Alpe Godone), e le zone apicali delle DGPV si presentano topograficamente come pianori o creste a debole pendenza, a causa della pronunciata deformazione rispetto al versante in posto.

Attualmente, sebbene le morfologie dovute a DGPV siano numerose, molto sviluppate e ben evidenti, in tutta l'area dell'Alto Lario sono presenti pochi depositi di versante: essi sono concentrati nell'area tra Montemezzo e la Valle San Vincenzo (attualmente interessata da dissesti attivi) e nella DG061, soprattutto nella zona apicale (depositi di crollo poco estesi, tra cui FC045, FC052, FC050, e depositi di versante sparsi. La carta di Dinamica di versante (Foglio SE) mostra chiaramente che la maggior parte dei depositi di versante in questa zona si trova a monte della trimline (cioè sopra quota 1700 m circa). A valle, il versante è ricoperto da depositi glaciali, con una gran quantità di morfologie deposizionali molto ben conservate anche all'interno di aree in DGPV (ad es. depositi di kame in trincee, in parte descritte anche da Maggi, 1992). Ciò significa:

- a) data la presenza di depositi glaciali e morfologie deposizionali glaciali ben conservati all'interno di trincee o su contropendenze dovute a DGPV, che anche le DGPV di questa zona precedono almeno l'ultima glaciazione;
- b) che i pochi depositi di versante presenti a valle della trimline sono tutti postglaciali, quindi nelle ultime migliaia di anni la dinamica di versante a scala locale non è stata molto intensa;
- c) che le DGPV di questa zona, fatta eccezione per le due aree sopra citate, non si sono mosse o si sono mosse molto poco dalla deglaciazione ad oggi (quindi anche a piccola scala la dinamica di versante non è stata molto intensa).

La porzione E del massiccio del Monte Berlinghera presenta alcune DGPV allineate lungo la Faglia di Albonico (DG055, DG056, DG057) e una grossa area in DGPV a NE (DG104). Quest'ultima DGPV è individuabile grazie alle valli da rilascio principali (il Vallone Poncio e una laterale della Val Casenda in corrispondenza di Cascina Bedogne) e al fatto che la cresta NNE del Berlinghera, all'apice della DGPV, è fortemente disarticolata. Tuttavia, il piede del versante e la parte mediana presentano poche evidenze di dissesto profondo; sono morfologicamente molto più evidenti le profonde incisioni delle valli Meriggiana e della Porta (dovute a faglie) e le aree in cui il passaggio dei ghiacciai ha liscio le rocce (Fig. 5.7). Anche le altre DGPV, a parte la DG057, mostrano evidenze di movimento poco nette. Anche questa zona, come più a monte, presenta diversi affioramenti di roccia liscia dai ghiacciai. Inoltre, sono presenti piccole faglie e fratture, che dislocano l'ammasso roccioso, e su cui sono impostate valli da rilascio e trincee delle DGPV. Tuttavia queste morfologie sono poco sviluppate: corte, strette, poco profonde. Come per le DGPV più a W, anche queste sembrano essere state inattive nel periodo successivo all'ultima glaciazione.

## 6.2 - Frane di scivolamento

Nell'area in esame sono stati individuati 195 depositi dovuti a frane di scivolamento in roccia, in terre e miste. L'estensione media dei depositi di frana (i materiali franati, secondo la definizione di Varnes, 1978) è di 27.037 m<sup>2</sup>, con un minimo di 41 m<sup>2</sup> fino a 785.383 m<sup>2</sup> (Fig. 6.22).

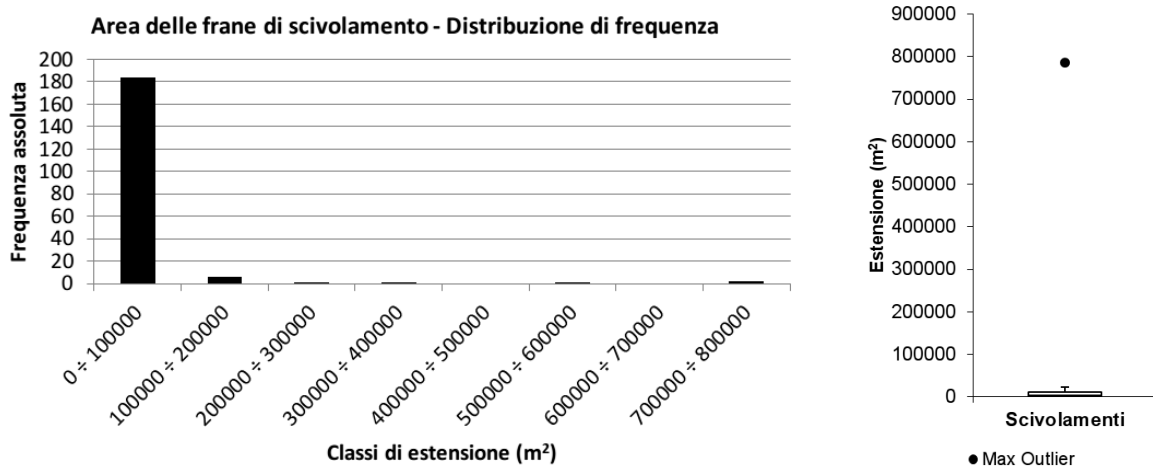


Fig. 6.22 – Distribuzione di frequenza dell'estensione dei depositi di frana (materiale franato) per classi di estensione 100.000 m<sup>2</sup> (calcolate secondo Sturges, 1926), e relativo grafico boxplot.

In termini di quantità di eventi franosi, l'area attualmente meno interessata da frane di scivolamento è l'Alto Lario (8 frane individuate). In Val Bregaglia e nei due versanti della Valchiavenna il numero di

frane di scivolamento è decisamente maggiore (intorno a 60, per ognuna delle tre aree citate). Gli accumuli di estensione e volume maggiore si trovano però in Val Bregaglia.

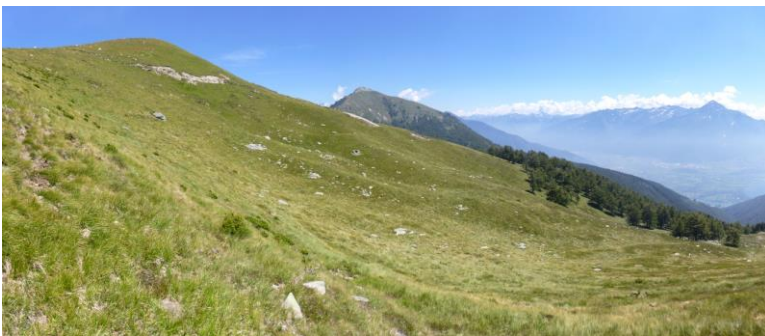
In un territorio alpino come la Valchiavenna sono presenti frane di scivolamento di età diversa. Vi sono frane precedenti lo LGM e frane posteriori allo LGM (tardo pleistoceniche – oloceniche). Tra le posteriori allo LGM vi sono frane attive e frane relitte (non più attive), e, tra queste ultime, vi sono frane già pedogenizzate a tetto e frane non ancora pedogenizzate.

Le frane precedenti lo LGM possono essere distinte in base a due evidenze di terreno, presenti entrambe o singolarmente:

1. presenza di till non colluviati (in posto) all'interno della nicchia di frana;
2. mancanza dell'accumulo di frana, per asportazione del deposito da parte del successivo (o contemporaneo) ghiacciaio LGM. Quest'ultima evidenza va valutata caso per caso, in quanto il deposito di frana potrebbe essere stato asportato dai corsi d'acqua (qualora la frana avesse raggiunto il fondovalle e fosse costituita da clasti di piccole dimensioni).

Nell'area in esame non sono state individuate frane precedenti lo LGM. Sono tuttavia presenti alcune frane, nella porzione S dell'area, che sono contemporanee alla deglaciazione o di poco successive.

Nella zona di Alpe di Mezzo e Alpe Gigiai, sul versante S del gruppo Pizzo Sasso Canale – Monte Berlinghera, sono presenti un paio di frane di scivolamento che si trovano all'incirca alla quota della trimline (FS028 e FS029). Entrambe queste frane sono scivolamenti in till e in roccia, e sono pedogenizzate a tetto. FS029 è in parte stata erosa da un debris flow che si è sedimentato sui depositi di contatto glaciale del kame dell'Alpe di Mezzo. Un'altra caratteristica comune è la presenza di depositi di versante (posteriori) nelle due nicchie di frana.



*Fig. 6.23 – Frana a E dell'Alpe Gigiai (FS028). La nicchia è erosa e ricoperta da un sottile strato di depositi di versante e colluvio. Il materiale franato, rigonfio, è distinguibile dai clasti più grossolani. Sia il materiale franato che il versante circostante sono pedogenizzati. Il suolo, bruno, arriva a circa 50 cm di spessore nei till poche decine di metri a valle.*



*Fig. 6.24 – Frana all'Alpe Pescedo (FS029). La nicchia, non molto evidente perchè ricoperta da depositi di versante, si trova quasi alla sommità del Monte Berlinghera. Sono visibili alcune nicchie recenti che hanno interessato solo il sottile strato di depositi di versante. Il piede si trova poco a valle delle baite.*

Altre frane che hanno un'età contemporanea alle ultime fasi della deglaciazione o non molto successive al suo termine sono le due valanghe di roccia di Val Condria (la valle da Tanno, Chiavenna, verso monte) (FS092) e di Scandolera (a monte di San Mamete) (FS135). La frana di Scandolera è una frana in roccia, ancora in parte non pedogenizzata, con un accumulo costituito da grossi blocchi e

massi di ortogneiss e di rocce mafiche dell'Unità di Chiavenna (non indicate dalla carta geologica). Lo spessore del materiale franato non è elevato. La frana ricopre un'area in DGPV: il deposito di frana presenta trincee causate da movimenti della sottostante DGPV successivi alla deposizione. Inoltre il piede della frana è stato in parte eroso, in parte sepolto dai depositi fluvioglaciali della conoide di Bette (CL196).

La frana di Val Condria (FS092) è in parte sepolta dai depositi della stessa conoide, ed ha quindi un'età precedente o contemporanea ad essa. Anche la valanga di roccia immediatamente a E (FS088) presenta un piede ricoperto dai depositi fluviali accumulatisi a monte dello sbarramento operato lungo il Mera dalla precedente (vedi 7.1 - Val Bregaglia). Quindi, l'età di deposizione di quest'ultima frana deve essere precedente o al massimo di poco successiva a quella della frana di Val Condria.

Tutte le altre frane individuate in Valchiavenna sono successive all'ultima glaciazione. Come già accennato, le frane più importanti, in termini di volumi coinvolti, sono sicuramente le valanghe di roccia che interessano la Val Bregaglia: le frane di Piuro e nel Parco delle Marmitte dei Giganti di Chiavenna (FS064, FS087, FS090), oltre alle valanghe di roccia appena citate (Scandolera e Chiavenna: FS135, FS092, FS088).

In generale, la maggior parte delle frane di scivolamento nell'area di studio e tutte le frane di scivolamento di maggiori dimensioni sono in roccia. Le frane di scivolamento in soli depositi sono molto poco diffuse e di piccole dimensioni, a causa dello scarso spessore medio della copertura sedimentaria. Queste frane sono caratterizzate da un'estensione limitata e da bassi volumi coinvolti. Un esempio sono le tre frane di scivolamento (FS180, FS181, FS182) presenti in Valle Lobbia (a N di Novate Mezzola), che hanno rimobilizzato depositi di versante precedenti. Maggiormente diffuse sono le frane che hanno interessato sia la copertura sedimentaria che l'ammasso roccioso sottostante, ad esempio le frane di scivolamento nella zona a N di Paiedo (FS119, FS120, FS141 e altre di minori dimensioni), oppure la frana FS032 a Piazza nel comune di Montemezzo. Le frane in roccia sono molto più diffuse: inoltre sono molto più estese e volumetricamente importanti, fino a giungere alle grandi valanghe di roccia della Val Bregaglia.

La maggior parte delle frane di scivolamento è legata a DGPV (ad esempio le frane della bassa Val Schiesone; le frane a valle di Foppaccia, Verceia; le frane a W di Voga, Menarola); alcune di esse sono impostate in aree di faglia (come le frane della Val Lobbia o la frana a S di Coeder prima citate). Le grandi valanghe di roccia in Val Bregaglia e a E di Chiavenna non solo sono legate ad aree in forte DGPV, e molte di esse anche a lineamenti tettonici (la Linea del Gruf), ma sono legate anche alla presenza delle litologie mafiche dell'Unità di Chiavenna, che ne influenzano le caratteristiche sedimentologiche. Peculiare è la frana di Monte Gandascia, fortemente legata alla foliazione pervasiva.

## **Versante W della Bassa Valchiavenna**

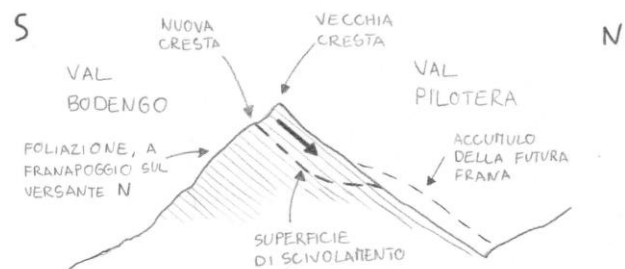
Nel versante W le frane di scivolamento sono sparse sul territorio, e di estensione perlopiù limitata. Fa eccezione la frana di Monte Gandascia (FS160), che si sviluppa da un versante con foliazione molto marcata disposta a franapoggio. Sono presenti tre aree a maggiore densità di frane: l'area tra Paiedo e Santa Teresa, con frane di scivolamento in roccia e in terre; il tratto centrale della Val Bodengo, dove le frane di scivolamento interessano maggiormente i depositi glaciali del versante S; e l'area di Scandolera, dove le frane presenti hanno caratteristiche simili a quelle della Val Bregaglia.

La frana di Monte Gandascia (FS160, Fig. 6.25) è una grossa frana di scivolamento che interessa il versante S della media Val Pilotera. La frana è molto vegetata, e molte caratteristiche morfologiche

sono nascoste. Il versante è fortemente foliato e costituisce di fatto un esteso cuestas: la superficie di scivolamento della frana si è impostata lungo piani di foliazione. È presente una nicchia di frana con coronamento a quota 1700 m s.l.m., ma il volume che può essere franato da essa è troppo piccolo per l'estensione rilevata. Di conseguenza si può ipotizzare che la frana di Monte Gandascia sia costituita da due accumuli: un primo, principale, caduto molto probabilmente con un meccanismo di scivolamento traslativo che abbia interessato la porzione apicale e di cresta del versante (la vecchia cresta, presumibilmente in DGPV, è franata e si è impostata una nuova cresta) (schema in Fig. 6.25), e un secondo, minore, legato al coronamento attualmente visibile.



Fig. 6.25 – In alto, a sinistra: panoramica del versante con la frana di Monte Gandascia (sopra l'albero). Il versante visibile ha una superficie parallela alla foliazione, che è quindi disposta a franapoggio. In alto, a destra: Dettaglio del corpo di frana, nella sua porzione mediana. A destra: schema del cinematismo principale per la frana di Monte Gandascia.



## Versante E della Bassa Valchiavenna

Nel versante E della Valchiavenna, le frane di scivolamento più estese si trovano in Val Codera, in Val Revelaso e nella Valle di Campo. Le altre frane di scivolamento presenti sono sparse e di limitata estensione. In Val dei Ratti sono presenti diverse frane, ma di estensione limitata e sparse in tutta la valle senza particolari addensamenti, a parte le frane legate alla DGPV di Foppaccia (DG125).

Sono presenti molte frane di scivolamento anche in Valle Schiesone, legate sia alle DGPV che alla faglia che disloca la cosiddetta Linea del Gruf: molte di esse si trovano nella zona tra Stoveno e Pradotti (la più importante è la frana della Camoscera, FS167), altre nella zona di Avert Pra Baffone.

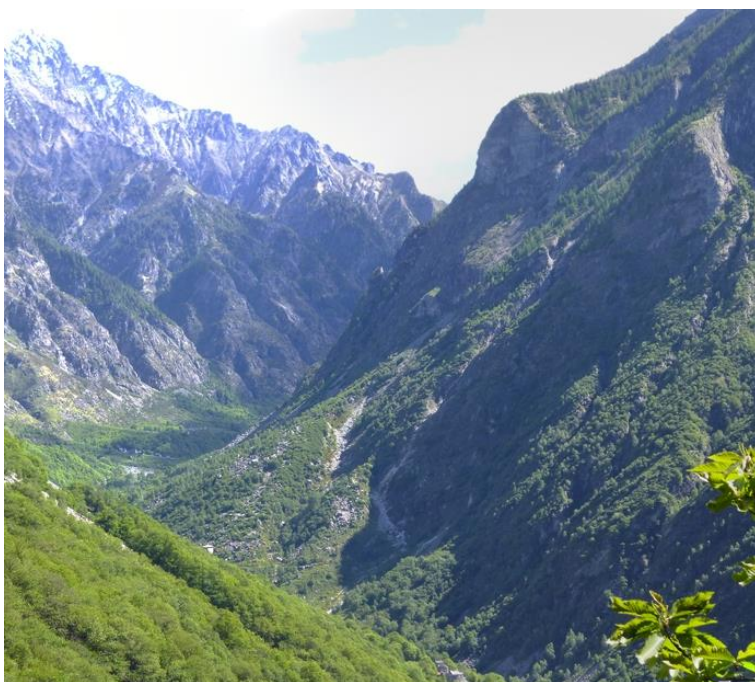
In Val Codera, le frane di scivolamento maggiori sono FS175 tra Coeder e Bresciadega e FS196 a Ganda. Si tratta in entrambi i casi di frane di scivolamento in roccia. All'imbocco della Valle Spassato sono presenti altre due frane di scivolamento abbastanza importanti: FS184 e FS183. Entrambe sono frane di scivolamento in roccia impostate in ammassi rocciosi indeboliti da fenomeni di dissesto profondo localizzati. FS175 è legata alla presenza di un'area in DGPV (DG118) che disloca l'estremità della cresta N del Pizzo Bresciadega e a una faglia che la attraversa. La frana presenta una nicchia impostata lungo due evidenti sistemi di fratture: uno subverticale, che costituisce la scarpata del coronamento, e uno immergente verso N ad alto angolo, che costituisce la superficie di scivolamento

principale. L'accumulo di frana, al piede, è in parte eroso dal T. Codera e ricoperto dai depositi di debris flow della colata detritica a E di Bresciadega (CL217).

La frana di Ganda è la maggiore frana di scivolamento della Val Codera e dell'intero versante E della Valchiavenna. Si presenta come accumulo a conoide, costituito da più accumuli che non è stato possibile distinguere l'uno dall'altro. Sul fianco sinistro, l'accumulo è inciso da due canali da debris flow, e dal T. Codera nella porzione meridionale del piede di frana. All'interno del canale di debris maggiore sono presenti due piccole riattivazioni (FS195 e FS194). La zona di nicchia è articolata: sono presenti tre nicchie di frana maggiori, più altre minori. La nicchia principale tocca i 1650 m s.l.m.. A monte, fino alla cima del Mot Luvrè, è presente una seconda nicchia di frana; e una terza, la minore, è presente a quota 1400 m a monte dell'estremità S della frana. Sono presenti altre scarpate, nella parte N della zona di transito, da cui sono caduti dei crolli che hanno ricoperto la testata di frana. La frana è con ogni probabilità legata ad una zona di debolezza negli gneiss dell'Unità del Gruf.



*Fig. 6.26 – Frana di scivolamento in roccia nel versante N del Pizzo Bresciadega (FS175). A sinistra: vista d'insieme della frana. L'accumulo di frana è dovuto ad un evento unico; sono visibili i depositi, non vegetati, di alcune riattivazioni successive, molto minori in termini di volume mobilizzato. A destra: dettaglio della zona di coronamento. Sono ben visibili la scarpata subverticale della nicchia di frana e la superficie di scivolamento ad alto angolo. Inoltre, è molto ben visibile la faglia che attraversa la nicchia, che esprime una contropendenza in roccia all'interno di essa.*



*Fig. 6.27 – Frana di Ganda in media Val Codera. L'area di frana interessa il versante N del Mot Luvrè.*

## Val Bregaglia

La Val Bregaglia presenta la maggior concentrazione di frane di scivolamento dell'area di studio. Qui sono anche presenti le frane più estese. In effetti, la media e bassa Val Bregaglia sono occupate da imponenti accumuli di frane di scivolamento, evolute in valanghe di roccia. Oltre a quelle localizzate sul versante S della Val Bregaglia, sono presenti sul versante N due valanghe di roccia cadute dal massiccio del Monte Saragiolo (FS085 e FS086).

L'alta densità di frane estese in questa area della valle non è casuale. Una panoramica del versante S della val Bregaglia (Fig. 6.14) mostra molto bene l'elevato grado di dissesto. Il versante presenta una evidente morfologia da DGPV, rigonfia in basso e depressa all'apice. Un altro motivo che può sicuramente aver favorito la dinamica di versante è la foliazione regionale, orientata generalmente a franapoggio. Le valanghe di roccia presenti sul versante S della Val Bregaglia e a Scandolera sono impostate nelle litologie mafiche dell'Unità di Chiavenna o al contatto tra di esse e le rocce circostanti, all'interno di queste DGPV e nelle aree dove la dinamica di versante è maggiore, ad esempio lungo valli da rilascio che separano due volumi di versante in DGPV adiacenti.

La più famosa tra queste è probabilmente la frana storica che ha sepolto il paese di Piuro, caduta il 4 settembre 1618 (Scaramellini *et al.*, 1995). La valanga di roccia ha attraversato il fondovalle e raggiunto il versante opposto. Il corpo di frana è poi stato ricoperto parzialmente da colate detritiche, e inciso dal fiume Mera (7.1 - Val Bregaglia).

Dove le valanghe di roccia non hanno incontrato lungo il loro percorso ostacoli come valli strette o dossi in roccia (come la frana a S di Piuro, FS090) si sono espanse liberamente occupando ampie aree di fondovalle. È esemplare il caso della frana di Val Condria (FS092), il cui accumulo sul fondovalle arriva ad una distanza superiore al km dal versante di origine.

I depositi di queste frane sono caratterizzati da una granulometria molto grossolana, a dominanza di blocchi e massi, spesso ciclopici (Fig. 6.28).

Le due valanghe di roccia presenti sul versante N della Val Bregaglia sono anch'esse legate a DGPV: in effetti si trovano nell'area maggiormente interessata da dissesto profondo del versante. Le nicchie di frana hanno dimensioni piuttosto ampie e, anche se in parte erose da fenomeni franosi più recenti di minor volumetria, sono ancora ben visibili (Fig. 6.29).





*Fig. 6.28 – Pagina precedente, a sinistra: deposito della valanga di roccia di Piuro, baite a quota 500 m s.l.m. Pagina precedente, a destra: deposito della frana di Val Condria, lungo il sentiero Chiavenna – Uschione. A sinistra: deposito di frana (FS088) lungo il sentiero tra il Parco delle Marmitte e il Belvedere di Chiavenna.*



*Fig. 6.29 – Nicchia di frana della frana del Monte Rosa (FS085), a sinistra; nicchia di frana della Frana del Monte Saragiolo (FS086), a destra.*

## **Alto Lario**

Nell'area dell'Alto Lario, le frane di scivolamento sono presenti nell'area di Montemezzo, Trezzone e della Valle San Vincenzo con accumuli di limitata estensione, e sono spesso legate a zone interessate anche da crolli. A quote maggiori (zona di cresta del Monte Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale) le frane sono più estese. Sono completamente assenti nella zona del Monte Peschiera, a parte i due scivolamenti che interessano la parete a lago a S di San Fedelino. Gli accumuli di queste due frane non sono visibili, si trovano sott'acqua.

## **6.3 - Frane di crollo**

In Bassa Valchiavenna le frane di crollo sono molto diffuse. Sono presenti non solo nelle testate delle valli e nei circhi in cui si formano falde detritiche ai piedi delle pareti nude, ma in corrispondenza di quasi ogni parete rocciosa.

Dato che qualunque parete evolve nel tempo tramite crolli, e che prima di ogni crollo la parete deve prepararsi al crollo successivo (Le Ber, 1988), tutte le pareti devono essere considerate sempre attive per quanto riguarda i crolli: cambia il tempo di ritorno tra un evento e il successivo. Nella presente cartografia non si è voluto indicare un grado di attività riferito ai crolli, ma sono state individuate le pareti, le scarpate, o i versanti ripidi particolarmente soggetti a crolli (cioè con basso tempo di ritorno) e le aree con roccia particolarmente disarticolata.



Le frane di crollo nell'area in esame sono 715 (Fig. 6.30). Si tratta dei soli crolli singolarmente cartografabili; le falde detritiche formate da depositi di crollo di più eventi sovrapposti e giustapposti, non sono state schedate. In questo paragrafo verranno trattati comunque tutti i depositi di crollo: in Bassa Valchiavenna anche le falde detritiche sono infatti diffuse ed estese.

L'estensione media degli accumuli è di  $12.872\text{m}^2$ , con un minimo di  $251\text{m}^2$  fino a  $304.827\text{m}^2$ .

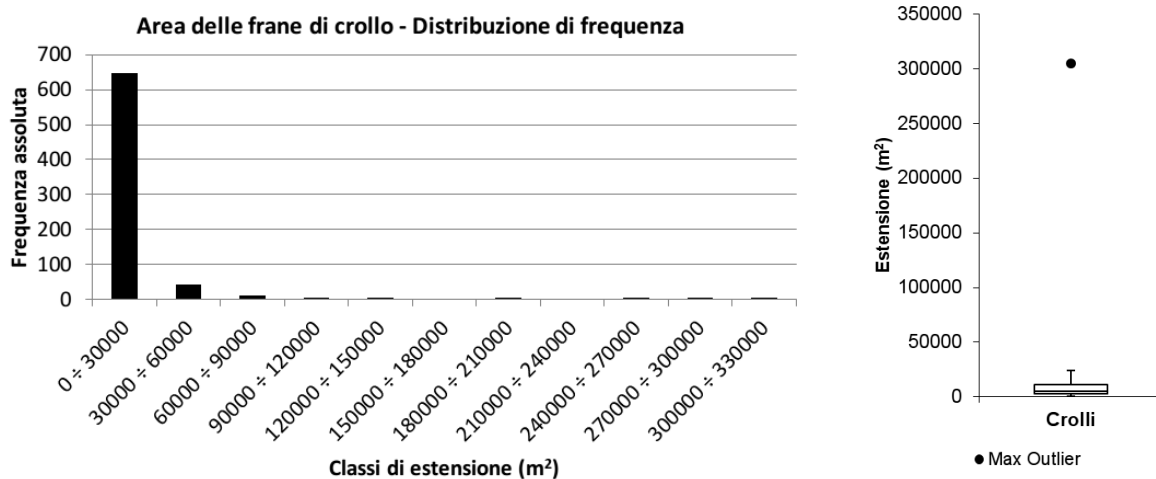


Fig. 6.30 – Distribuzione di frequenza dell'estensione dei depositi di crollo per classi di estensione  $30.000\text{m}^2$  (calcolate secondo Sturges, 1926), e relativo grafico boxplot.

In termini di quantità di eventi franosi, le aree più interessate da frane di crollo sono: la Val Bregaglia, soprattutto nelle parti basse dei versanti dove sono presenti estese falde di detrito; il versante E della Bassa Valchiavenna tra Prata Camportaccio e Novate Mezzola, caratterizzato da crolli in lunghe valli ripide e molto incise; la Val Bodengo, con crolli diffusi in alta Val Bodengo e falde detritiche in Val Garzelli e a Monte Bruciada.

Nell'area in esame le frane di crollo risultano perlopiù essere legate alla presenza di lineamenti tettonici, a qualsiasi scala. Sono presenti crolli sia lungo i lineamenti regionali che lungo i lineamenti fragili di ordine gerarchico inferiore. Esempi di crolli (spesso di maggiori dimensioni) lungo i lineamenti regionali sono FC129 all'estremità NW della Linea della Val Piana o FC036 al Monte Congen lungo la Linea del Gruf. Esempi di crolli lungo lineamenti di ordine gerarchico inferiore sono ad esempio le frane di crollo sviluppate sul versante W del massiccio del Pizzo di Prata, le frane in Val del Monte a Novate Mezzola o le frane sul versante S della media Val Codera, oppure in Val Bodengo le frane sui versanti della Val Garzelli o della zona di Corte Terza.

Il legame delle frane di crollo con i lineamenti tettonici esiste in quanto è lungo i lineamenti tettonici che in Bassa Valchiavenna si sviluppano scarpate subverticali e pareti, da cui hanno origine i crolli.

I crolli sono diffusi in zone ad alta quota e nelle parti basse dei versanti caratterizzate da una generale maggiore acclività.

## Versante W della Bassa Valchiavenna

Nel versante W la maggior parte dei depositi di crollo si presenta come falda detritica. I crolli singolarmente cartografabili sono maggiormente presenti lungo la cresta del Pizzo Sasso Canale, nelle zone di testata delle tributarie della Val Bodengo. In quest'area, che coincide con la zona assiale dell'antiforme Cressim, sono presenti alcuni crolli di dimensione maggiore (FC271, FC273, FC274, FC325, FC326), e diversi crolli di dimensioni minori. Questi crolli sono legati ai lineamenti e ai

sistemi di fratturazione presenti nella zona assiale di piega: ciò è particolarmente evidente per FC273 (Fig. 6.31). Nel caso di FC326, si ha anche una forte influenza da parte della DGPV DG090 (Fig. 6.4). Nella zona N del versante W, i crolli più estesi sono l'accumulo rielaborato dal RG173 sul versante N del Pizzo Forcola, la falda detritica tra Avert Fugiasca e Avert di Mezzo ai piedi della cresta S del Pizzo Forcola, e l'accumulo costituito da più crolli ad Avert Lavorerio.

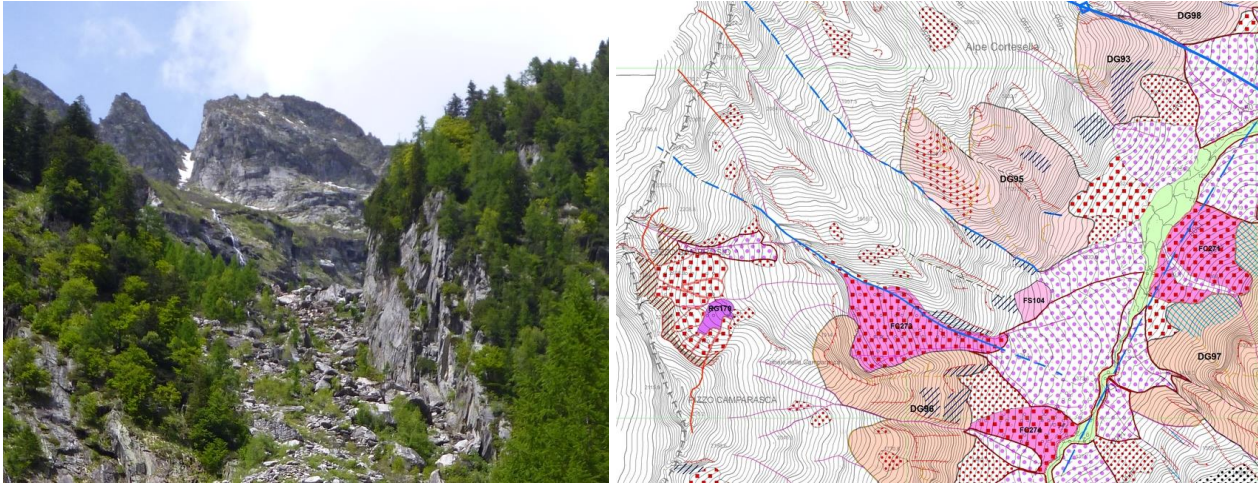


Fig. 6.31 – A sinistra: Piede di FC273, in alta Val Bodengo, versante sinistro. L'accumulo di frana è visibile alla sommità della valle, a quote minori iniziano i depositi di debris flow provenienti dall'erosione e rideposizione dei depositi dell'accumulo. La scarpata sulla destra, con la foliazione subverticale visibile, è impostata su di un lineamento fragile all'interno della zona assiale dell'antiforme Cressim. A destra: estratto della cartografia geomorfologica della Bassa Valchiavenna. Sono ben evidenti i lineamenti fragili paralleli alla traccia dell'antiforme Cressim, su cui sono impostate sia la valle occupata dai depositi di frana che la nicchia principale della frana.s

## Versante E della Bassa Valchiavenna

Il versante W del massiccio del Pizzo di Prata è caratterizzato dalla presenza di valli molto lunghe e strette, ad impronta chiaramente strutturale. In questi valloni sono presenti importanti depositi di crollo (Fig. 6.32), sia come frane il cui accumulo è ancora riconoscibile, sia come accumuli indistinguibili di numerose frane di crollo e cadute massi. Gli accumuli maggiori sono erosi da canali di debris flow, le cui conoidi ricoprono il piede degli accumuli di crollo. Una situazione molto simile si ha anche in Val del Monte, a E di Novate Mezzola.

Per quanto riguarda il resto del versante E, le frane di crollo sono presenti in bassa e media Val Codera come accumuli e falde detritiche ai piedi dei versanti, mentre in alta Val Codera e in Val Ladrogno sono presenti e preponderanti i crolli ai piedi delle pareti dei circhi delle valli tributarie. In Val dei Ratti i crolli sono concentrati nelle parti alte dei versanti, soprattutto nei circhi; nel fondovalle principale sono presenti solo a Moledana e a Tabiate. Nella zona del Passo del Colino è stato osservato uno stretto rapporto tra la presenza di permafrost e la produzione di deposito di versante (Fig. 6.33): la presenza di permafrost influisce anche sui crolli dalle medesime creste, contribuendo all'allargamento delle fratture e al raggiungimento dell'instabilità tramite cicli gelo–disgelo stagionali.



*Fig. 6.32 – Depositi di crollo (FC505, FC506, FC507, FC508, FC509, FC510, FC511, FC512, FC525) sul versante E del massiccio del Pizzo di Prata. Il piede dell'accumulo è ricoperto dai depositi della conoide CL200.*



*Fig. 6.33 – Porzione della cresta nella zona del Passo del Colino, versante SE della Val dei Ratti. La cresta è interessata da crioclastismo: l'azione di gelo – disgelo agisce sulla roccia foliata allargando le discontinuità presenti, producendo clasti oblati e a lamina, ribaltandoli e provocandone di conseguenza il franamento.*

## Val Bregaglia

Gli accumuli di estensione e volume maggiore si trovano in Val Bregaglia, sia per quanto riguarda le falde detritiche che per quanto riguarda i crolli singoli. Le frane singolarmente cartografabili più estese (Pè del Rovano (E di Borgonuovo), FC188; Valle Aurosina, FC129; Monte Foppa (Foppa), FC161) si trovano in quest'area (Fig. 6.35). Ancora più estesa è la falda detritica presente a N di Villa di Chiavenna, che si estende per quasi 2500 m ai piedi di una imponente scarpata lineare diretta ESE–WNW (Fig. 6.34). La linearità di questa scarpata potrebbe indicare la presenza di una faglia attualmente nascosta dai depositi di versante. Sul versante opposto della valle è presente un altro esempio di dinamica di versante controllata da lineamenti tettonici: tra Monte Roncaiola e Canete il versante presenta una scarpata rettilinea, impostata lungo una faglia di traccia incerta, alta tra 40 e 100 m, ai piedi della quale si trovano depositi di crollo, sia come accumuli riconoscibili sia come falda detritica formato da accumuli indistinguibili.



*Fig. 6.34 – Scarpata a monte di Villa di Chiavenna. Le case sorgono sul piede della falda detritica.*



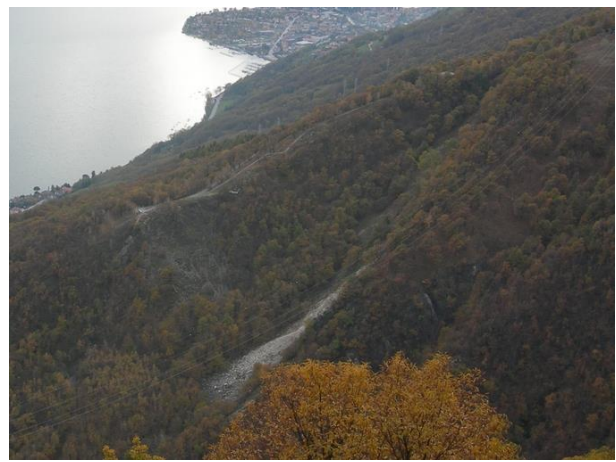
*Fig. 6.35 – Frana di crollo FC129 in Valle Aurosina. La frana si è distaccata dalla nicchia in cima alla parete molto probabilmente in un unico evento, seguito da eventi minori i cui depositi ricoprono l'apice dell'accumulo. Il piede e il fianco sinistro dell'accumulo sono ricoperti dalle colate detritiche provenienti dalla valle impostata lungo la Linea della val Piana, che potrebbe aver interessato anche l'ammasso roccioso ora crollato.*

## Alto Lario

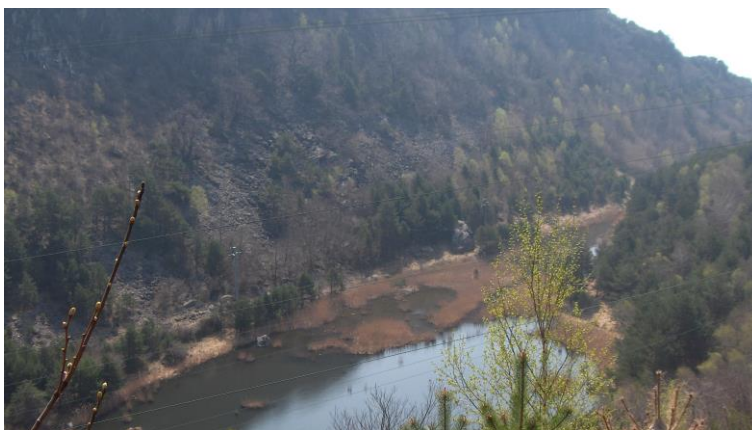
Nell'alto Lario i crolli sono molto meno diffusi che nel resto dell'area in esame. Tra il Monte Peschiera e la cresta di Trezzone sono stati individuati solo una quarantina di depositi di crollo. I più importanti, dal punto di vista volumetrico, sono la frana di Rinada (Fig. 6.36) e la falda detritica del Monte Peschiera (Fig. 6.37). La frana di Rinada è costituita da più accumuli, il principale dei quali è un crollo da una parete subverticale, che nel tempo è stato ricoperto da crolli minori e cadute massi sul fianco sinistro, e parzialmente rielaborato da frane di scivolamento sul fianco destro.

La scarpata sul versante NW del Monte Peschiera ha origine strutturale (è collegata alla trascorrente Linea di Albonico). Ai suoi piedi è presente una falda di detrito lunga 465 m e alta fino a 70 m.

Molto importante dal punto di vista della protezione civile è la più piccola frana di Madonnina Macialli, attualmente in attività e monitorata a causa della concreta possibilità che l'accumulo di frana sbarrì il corso del T. San Vincenzo con conseguenti alluvionamenti e onde di piena.



*Fig. 6.36 – Frana di Rinada (FC042) in bassa Val San Vincenzo. A sinistra: scarpata di coronamento, con una recente riattivazione. A destra: panoramica dal versante opposto. La frana è impostata lungo una valle strutturale.*



*Fig. 6.37 – Falda detritica ai piedi del versante NW del Monte Peschiera (Sorico).*

## 6.4 - Debris flow (colate di detrito)

Le colate di detrito o debris flow sono frane costituite da masse dense e viscosi in veloce movimento, composte da detriti di varia granulometria (sino a massi), da fango e da acqua: gli accumuli dovuti a debris flow sono una delle componenti principali dei paesaggi montani. Le colate detritiche si muovono lungo il reticolo idrografico che esse stesse hanno contribuito a scavare (debris flow canalizzati) oppure libere sul versante (debris flow non canalizzati), deponendo un lobo di espansione al termine

del loro percorso. La sovrapposizione nel tempo di molti lobi può formare conoidi (dominati da debris flow); questo tipo di conoidi di deiezione è il più diffuso in ambiente montano, anche se spesso essi sono erroneamente denominati conoidi alluvionali o torrentizi.

In Bassa Valchiavenna i debris flow sono molto diffusi, tanto che in alcune aree non si riescono neppure a distinguere le singole colate. I fenomeni sono stati quindi suddivisi in due categorie morfologiche: colate detritiche e aree interessate da colate detritiche. Nel primo caso è possibile distinguere un accumulo singolo, anche prodotto da più eventi; nel secondo caso i depositi di colata sono diffusi sul versante, e si accumulano al piede del versante o lungo di esso.

### 6.4.1 - Colate di detrito

La maggior parte delle colate in Bassa Valchiavenna sono canalizzate in canali che corrispondono a impluvi più o meno occasionalmente occupati da un torrente. La maggior parte degli impluvi presenti sono scavati, erosi dai debris flow e non dai torrenti. I detriti trasportati lungo i canali di debris flow sono solitamente deposti nei coni sul fondovalle, mentre sono più rari e in genere legati a colate non canalizzate i depositi da debris flow lungo i versanti.

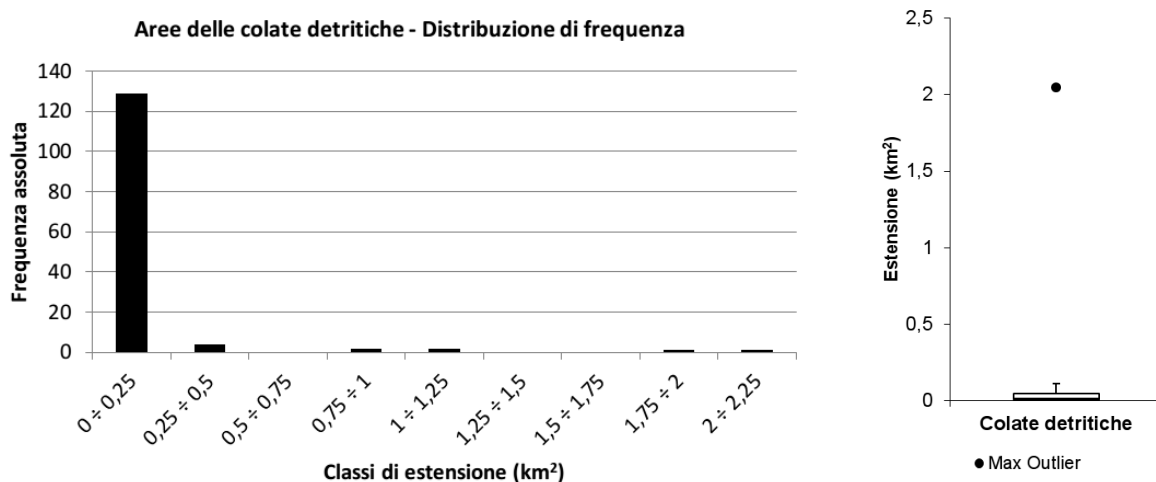


Fig. 6.38 – Distribuzione di frequenza dell'estensione dei depositi delle colate detritiche per classi di estensione  $0,2 \text{ km}^2$  (calcolate secondo Sturges, 1926), e relativo grafico boxplot.

Le colate detritiche in Bassa Valchiavenna sono presenti soprattutto nei fondovalle principali. La concentrazione delle colate detritiche nei fondovalle principali risulta particolarmente evidente dal grafico in Fig. 6.39: i punti sono allineati entro intervalli di quota costanti, corrispondenti alle valli maggiori. I punti a quote tra 200 e 400 m sono le colate detritiche nel Piano di Chiavenna (infatti tra esse ci sono le più estese). Tra 500 e 1000 m di quota sono presenti, tra le altre, le colate detritiche in Val Bregaglia.

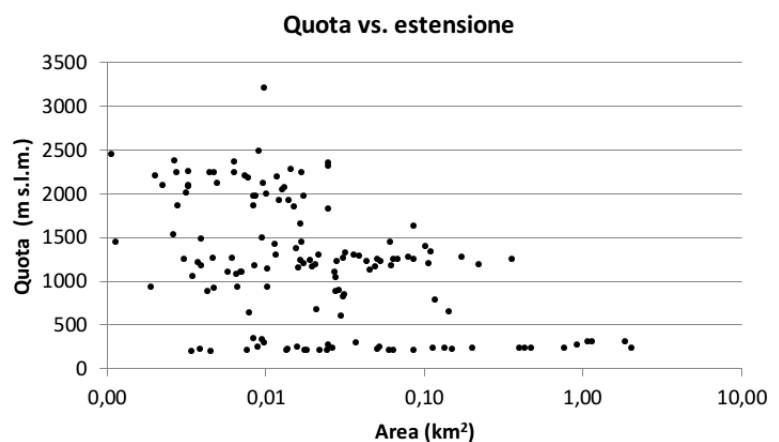


Fig. 6.39 – Confronto tra le quote delle colate detritiche (calcolata al centroide del poligono) e le rispettive aree.

Tra 900 e 1500 m di quota nel grafico sono allineate le colate detritiche presenti in Val Codera e in Val Bodengo. A quote maggiori, con una distribuzione più sparsa, sono presenti colate detritiche di estensione minore, posizionate nei circhi e nelle testate delle valli.

Le colate detritica in Bassa Valchiavenna sono collegate perlopiù alla presenza di un bacino in cui siano presenti depositi erodibili: sono presenti colate detritiche nei fondovalle maggiori sia allo sbocco delle valli tributarie, sia allo sbocco di impluvi minori in cui la dinamica di versante è particolarmente attiva, sia su conoidi o falde detritiche preesistenti dove rimangono i depositi di frana. Le colate detritiche sono particolarmente estese e voluminose nel caso in cui siano alimentate da bacini all'interno di aree in DGPV.

## **Piano di Chiavenna**

Più il fondovalle è ampio, più le colate detritiche possono essere estese. Le colate detritiche maggiori si trovano nel Piano di Chiavenna e sono, nell'ordine, CL226, CL196 e CL227. Esse sono localizzate allo sbocco rispettivamente di Val Codera, Val San Giacomo, Valle Schiesone. CL196 ha il bacino idrografico più ampio delle tre, ma anche quello con maggior possibilità di accumulo dei depositi in bacini presenti nello stesso fondovalle. CL227 ha il bacino idrografico più piccolo, ma dove c'è maggior dinamica di versante: oltre a importanti DGPV (DG069, DG070, DG074, DG106, DG107, DG108), anche in alta valle sono presenti diverse frane, a loro volta collegate alla presenza di faglie. CL227 in passato era più estesa di quanto è oggi: la parte distale dell'accumulo di debris è stata erosa dal F. Mera (Fig. 6.40), a seguito dell'espansione della conoide CL196 dalla Val San Giacomo.

Nel Piano di Chiavenna, altre estese conoidi sono presenti sul versante E a San Cassiano e Somaggia, e sul versante W a Gordona, a Casenda e a San Pietro con alcune colate di minore estensione posizionate tra queste ultime. Le colate detritiche sul versante E provengono dal massiccio del Pizzo di Prata e sono dovute alla rielaborazione dei depositi di crollo presenti in gran quantità nelle valli del versante. Gli accumuli di crollo sono incisi dai canali di debris flow (Fig. 6.41); spesso anche nel letto del canale è presente deposito di debris.

Diverse colate detritiche del Piano di Chiavenna presentano evidenze di importanti episodi di erosione. Oltre CL227, prima citata, anche le colate detritiche a Gordona (CL197), a San Pietro (CL248), e la conoide del Liro (CL196) sono erose. CL196 presenta una valle centrale che incide il resto della conoide con scarpate alte poco più di 30 m; al suo interno scorre il Liro nel suo corso attuale. A San Pietro (Fig. 6.42) e a Gordona, l'apice della conoide più recente terrazza o erode una porzione di conoide più antica. Tra CL197 e l'area di colata detritica AC123 (Mese) è presente un altro terrazzo in depositi di debris flow (Fig. 6.43), che molto probabilmente faceva parte, insieme all'apice eroso della CL197, di una conoide più antica.

Le colate detritiche di Novate Mezzola e Verceia non presentano evidenze di eventi erosivi come altre colate a monte. A Gera Lario CL127 presenta una scarpata sul lato NE, prodotta dall'erosione del F. Adda.



*Fig. 6.40 – Scarpata all'estremità W della conoide dominata da debris flow CL227. La scarpata è alta fino a 20 m, ed è stata erosa dal Fiume Mera, il cui corso è stato deviato in questa posizione dalla conoide CL196 proveniente dalla Val San Giacomo.*



*Fig. 6.41 – A sinistra: scarpata laterale del canale di alimentazione della colata CL218 (San Cassiano). La scarpata raggiunge altezze di circa 10 – 12 m. A destra: all'interno del canale è presente deposito di debris flow, con granulometrie da ciottoli e piccoli blocchi fino a massi di diversi metri di lato.*



*Fig. 6.42 – San Pietro di Samolaco, apice della conoide CL248. La conoide recente è in primo piano, e presenta un alveo attuale arginato. La scarpata sulla sinistra è incisa nella porzione di conoide più antica, rilevata di 15 – 20 m sulla conoide recente.*



*Fig. 6.43 – Mondadizza, Gordona: in primo piano la conoide occidentale di AC123, più recente, che terrazza una porzione più antica di conoide, probabilmente sedimentata grazie ad apporti sia da AC123 che da CL197 (più a S, oltre il terrazzo).*

## Valli tributarie

Per quanto riguarda le valli tributarie, sono presenti conoidi soprattutto in Val Bodengo e Val Codera, molto meno nelle altre valli. In Val Codera, nel tratto di media valle, sono presenti le colate di maggior volume (CL213, CL214, CL217), provenienti dalla Val Salubiasca e dal Pizzo Bresciadega. CL214 e CL213 formano un unico conoide, con CL214 (recente) che incide CL213 (più antico). In Val Bodengo, le colate detritiche sono concentrate sui due versanti dell'alta Val Bodengo e di Val Garzelli. Sono presenti conoidi singole provenienti dalle numerose valli da rilascio delle DGPV DG092 e DG083 e dagli impluvi del versante sinistro dell'alta Val Bodengo.

### 6.4.2 - Aree di colata detritica

Generalmente, le aree in cui le colate detritiche sono particolarmente diffuse si trovano perlopiù a quote maggiori, spesso alla testata delle valli, dove sono responsabili della mobilitazione dei depositi di versante derivanti dalle pareti. In queste aree è difficile o impossibile distinguere e dividere tra loro le colate che si sono successe nel tempo, mentre sono invece molto più visibili gli argini delle colate, dove presenti. Al fondo dei canali è raro trovare vegetazione.

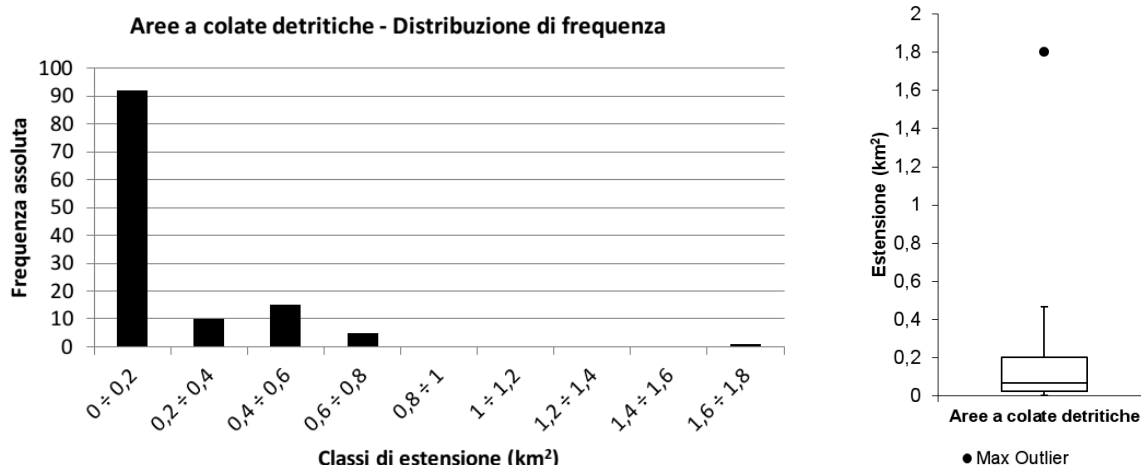


Fig. 6.44 – Distribuzione di frequenza dell'estensione dei depositi delle aree di colate detritiche per classi di estensione  $0,2 \text{ km}^2$  (calcolate secondo Sturges, 1926), e relativo grafico boxplot.

Le aree di colata detritica si trovano soprattutto in aree di alta quota. Ciò è visibile anche nel grafico in Fig. 6.45: la disposizione altimetrica è molto diversa rispetto alle colate detritiche. Il grafico mostra che la maggioranza delle aree di colata detritica è presente tra 1500 e 2700 m di quota, mentre solo un quarto circa delle aree di colata detritica si trova a quote inferiori. Non è evidente nessuna correlazione tra l'estensione e la posizione delle aree di colata detritica: mentre le colate detritiche più estese si trovano

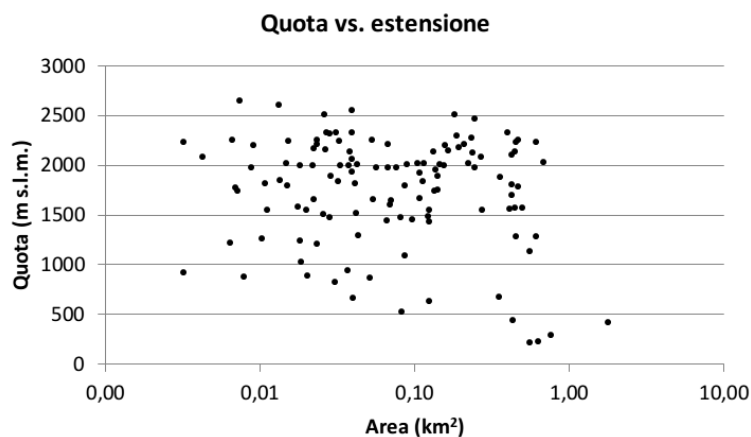


Fig. 6.45 – Confronto tra le quote delle aree di colata detritica (calcolata al centroide del poligono) e le rispettive aree.



nei fondovalle più ampi (e quindi alle quote più basse), aree di colata detritiche estese possono trovarsi sia ad alte quote che a basse quote. Le aree di colata detritica inoltre sono molto meno legate alle DGPV di quanto non lo siano le colate detritiche. Si trovano quasi ovunque sui versanti a quote superiori alle DGPV. Le scarse aree di colata detritica in fondovalle (ad esempio AC89, AC78, AC123, AC133), per cui è più evidente il legame con DGPV, sono in realtà determinate dalla coalescenza senza soluzione di continuità di colate detritiche singole ognuna provenienti dalle valli da rilascio delle aree in DGPV. Le aree di colata detritica, più che alla sedimentazione di materiale mobilitato lungo valli da rilascio per dissesti collegati al movimento delle DGPV, sono legate alla continua sedimentazione di materiale provenienti da pareti o versanti in roccia (piccole frane, cadute massi) in alta montagna, o al rimaneggiamento di depositi sia glaciali che di versante a valle dell'area sorgente (ad esempio aree di colata detritica a valle di anfiteatri morenici, o di rockglacier, o di depositi di frane volumetricamente più importanti).

### **Versante W della Bassa Valchiavenna**

Nelle valli del versante W tutte le aree di colata detritica più estese si trovano nelle testate vallive o comunque nel tratto superiore di tutte le valli, con le uniche eccezioni del circo della Val Pesciadello in cui sono assenti e di AC104 in media Val Pilotera. In questo caso, così come anche per AC112 in Val Soè, si tratta di più colate di detrito coalescenti (Fig. 6.46). Tutte le colate detritiche nelle testate delle tributarie della Val Bodengo e ad Avert Manco si trovano all'interno della zona assiale dell'antiforme Cressim, e molto spesso i canali di alimentazione provengono da piccole valli impostate lungo sistemi di lineamenti paralleli all'antiforme.

I depositi di debris flow hanno in quasi tutti i casi una buona continuità.

L'area di colata detritica al piede del versante sinistro della valle Forcola è formata da depositi di piccoli dissesti e cadute massi provenienti dal soprastante versante a gradinata. Sul versante opposto della valle, AC122 e AC117 si trovano ai piedi di versanti caratterizzati da importanti superfici strutturali: in quest'area il distacco dei clasti che vengono sedimentati all'interno dei debris flow è dovuto alla generale struttura foliata dell'ammasso roccioso, attraversata da discontinuità ad essa perpendicolari.



*Fig. 6.46 – Area di colata detritica AC112 alla testata della bassa Val Soè.*

### **Versante E della Bassa Valchiavenna**

Nei due bacini principali del versante E della Valchiavenna la situazione è diversa. In Val Codera sono presenti molte ed estese aree di colata detritica, soprattutto agli snodi dell'asta valliva principale e nel tratto di monte da Coeder verso Sivigia (dove sono formate dalla giustapposizione e sovrapposizione

senza soluzione di continuità delle singole colate provenienti da impluvi vicini (Fig. 6.47)), e in quasi tutti i circhi a quote maggiori. Tuttavia in alcuni circhi sono presenti aree di colate molto estese e con depositi spessi (Monte Conco, Val Piana, Valle dell’Averta, Alpe Arnasca), in altri i depositi sono sottili e discontinui (a valle del Pizzo Porcellizzo, Valle Alpigia, conca del Trubinasca). Come per il versante S della Val Bregaglia, un buon numero di aree di colate detritiche si trova sull’Unità del Gruf, o meglio nella zona di contatto Unità del Gruf – Plutone Masino – Bregaglia caratterizzate da una minore pendenza. Le stesse caratteristiche si osservano per la Valle Schiesone.

In Val dei Ratti le aree di colate detritiche sono presenti nelle testate delle valli tributarie e al termine dell’asta valliva principale (località Campione). I depositi non sono estesi al punto da coprire tutta l’area della testata, ma spesso sono ridotti, sottili e discontinui. Colate detritiche di qualsiasi tipo sono completamente assenti nella testata dell’Alpe Talamucca.



*Fig. 6.47 – Area di colata detritica AC133 a Coeder, al termine della media Val Codera. I debris flow che depositano in quest’area di colata provengono dalla Valle Arnasca, dalla Valle Averta e dalla Val Piana. Nell’area sono presenti anche i depositi fluviali braided del T. Codera, provenienti dall’alta valle.*

## Val Bregaglia

Le aree di colata detritica sono presenti in Val Bregaglia a monte del sovrascorrimento Suretta – Tambò, nella Valle dell’Acqua Fraggia (l’unica valle sufficientemente ampia e pianeggiante) (Fig. 6.48), sui ripiani morfologici presenti sul versante S collegati all’Unità del Gruf, e nel fondovalle principale, dove in realtà si tratta di conoidi detritiche singole coalescenti dove è risultato impossibile delimitare i singoli conoidi.



*Fig. 6.48 – Area di colata detritica AC101 all’Alpe Lago Dentro, conca del Lago dell’Acqua Fraggia. Sono molto ben visibili le morfologie tipiche: canali alimentatori, provenienti dagli impluvi del Monte Galleggione, che erodono i depositi presenti nella parte più alta del versante, per poi iniziare ad autocostruirsi argini e infine depositarsi in lobi a valle. I canali, quando non percorsi da frane, sono percorsi da torrenti, che si scaricano nel lago con piccoli delta.*

## Alto Lario

Nel versante in Alto Lario sono presenti aree di colate detritiche molto ridotte solo all’Alpe Gigiai (Fig. 6.49). Autori precedenti (Tibaldi e Corazzato, 2001) posizionano Dascio su di una grande conoide: in realtà Dascio si trova su till con terrazzi di kame, e la conoide è molto più piccola, limitata alla sola punta che si protende nel lago.



*Fig. 6.49 – Area di colata detritica AC067 all’Alpe Gigiai, versante S del Pizzo Sasso Canale. Le colate provengono da quattro impluvi poco incisi sul versante. Le baite dell’Alpe sono costruite su morene dell’ultima glaciazione: l’accumulo dei depositi di debris flow è con ogni probabilità iniziato in un bacino marginoglaciale già in presenza del ghiacciaio; successivamente sia le morene che gran parte dei depositi marginoglaciali di debris flow sono stati erosi.*



## Capitolo 7

### Morfologie fluviali e dinamica fluviale

In questo capitolo sono presentate e discusse le morfologie di origine fluviale e fluvioglaciale in Valchiavenna: principalmente nel Piano di Chiavenna e nel Pian di Spagna, dove sono legate all'attività dei fiumi Mera e Adda, ma anche nelle valli, dove sono legate all'attività dei corsi d'acqua locali.

È stato possibile, grazie a cartografie storiche, ricostruire la dinamica fluviale degli ultimi secoli nel fondovalle. Nella carta *Geomorfologia glaciale e fluviale* sono stati indicati come “limiti di paleoalveo” gli orli di terrazzo fluviale non espressi morfologicamente su terreno, ma individuati dall'analisi di ortofoto oppure proprio grazie a cartografie storiche.

#### 7.1 - Val Bregaglia

Il fondovalle della Val Bregaglia è occupato per la maggior parte da depositi di frana di debris flow o da dossi in roccia. I sedimenti fluviali, in piccoli volumi, sono presenti localmente lungo tutto il corso del Mera, dove occupano l'alveo e formano terrazzi poco estesi lateralmente ad esso. Sono presenti tre zone principali di accumulo: Villa di Chiavenna, Borgonuovo di Piuro, Chiavenna.

A Villa di Chiavenna il maggior volume di depositi fluviali forma una piana fluviale braided a monte del bacino artificiale, fino al confine italo – svizzero. Sebbene vi siano stati interventi di arginatura che possono aver cancellato parte delle morfologie presenti, in questa zona è presente un alveo *braided* (a canali intrecciati) attualmente occupato dal fiume Mera durante le piene, al cui interno sono presenti diversi alvei minori occupati durante le magre (Fig. 7.1).

Sui lati dell'alveo principale sono presenti due terrazzi appaiati (Fig. 7.2), con una scarpata di circa 2 m sul letto attuale. Il terrazzo N è più esteso, dal momento che il Mera scorre più vicino al versante S, e forma un terrazzo solo dove il suo corso viene leggermente deviato verso NNW dalla conoide di Chete. La gola di Villa di Chiavenna è profonda circa 50 m, e inizia circa 600 m a W del limite E del bacino. In realtà, fino a 350 m dallo sbarramento la piana braided si trova a pochi metri sotto il livello dell'acqua. La piana *braided* di Chete, visto il forte dislivello esistente rispetto al fondo del canyon, può essersi formata a seguito di uno sbarramento della valle operato dai depositi di debris flow nella conoide di Chete, ora sommersi dai depositi fluviali e dal lago.

A valle dello sbarramento artificiale, tra Villa di Chiavenna e Ponteggia il Mera percorre una gola dalle pareti verticali e alte fino a 50 m (Fig. 7.3). Questa gola è determinata dalla presenza a Villa di Chiavenna di dossi rocciosi, litologicamente appartenenti all'Unità di Chiavenna. Essi presentano un reticolo di lineamenti NW–SE e SW–NE lungo cui si sono impostati vari tratti del canyon. A Ponteggia la gola si apre e una certa quantità di depositi fluviali è stata deposta tra Giavera e



Fig. 7.1 – Alveo Mera a E del bacino artificiale di Villa di Chiavenna. Stagione invernale: sono occupati gli alvei di magra, l'alveo occupato in regime di acque alte si presenta non vegetato.

Ponteggia. Qui il Mera ha formato due ordini di terrazzo: il terrazzo N, più esteso, presenta una quota maggiore del terrazzo di Giavera, meno esteso.



Fig. 7.2 – Terrazzi fluviali Mera a Dogana, Villa di Chiavenna, sul confine nazionale (sulla destra è presente un rilevato stradale) e poche centinaia di metri più a S (Chete, Villa di Chiavenna)



Fig. 7.3 – Tratto E (a sinistra) e W (a destra) del canyon di Villa di Chiavenna.

Più a valle, il fiume Mera forma piccole piane *braided* anche a Santa Croce di Piuro e poco a E (Fig. 7.4). La genesi di queste piane è legata allo sbarramento della valle operato dalla frana in roccia di Santa Croce (FS085). La piana fluviale occidentale presenta due ordini di terrazzo: questi terrazzi sono probabilmente legati al progressivo scavo del canyon nell'accumulo della frana.

Il canyon fluviale a Santa Croce, inciso dal Mera, raggiunge profondità di 40 m.

A Borgonuovo di Piuro, i depositi fluviali si trovano al piede del versante N. La piana fluviale è allungata, e compresa tra i depositi di frana di Pè del Rovano (FC188) a E di Borgonuovo e l'accumulo isolato della frana di Santa Croce a N di Scilano. Questi depositi fluviali, a W, sono stati erosi e ricoperti dalla valanga di roccia di Piuro. La loro età precedente all'evento di frana (1618) è testimoniata da edifici storici più antichi ("Belfort"), fondati su di essi.

A valle della frana di Piuro, fino a Chiavenna, il fiume Mera è costretto dalle conoidi di San Carlo e Prosto (Piuro) contro il versante S della Val Bregaglia. Lungo questo tratto sono presenti diversi terrazzi di piccole dimensioni.

Poco a monte di Chiavenna (Loreto) il Mera gira intorno a uno dei dossi in roccia che occupano la parte centrale della valle e si espande in un terrazzo fluviale, su cui è fondato parte dell'antico distretto industriale di Chiavenna.

A Chiavenna, grazie allo sbarramento del fondovalle operato dal corpo della valanga di roccia FS092, il Mera ha creato una piana fluviale estesa, che occupa tutto lo spazio disponibile tra il corpo di frana, le conoidi del versante N e gli accumuli di frana del versante S, fino ai dossi rocciosi del Parco delle Marmitte, per un'estensione di circa 323.000 m<sup>2</sup>.



Fig. 7.4 – A sinistra: terrazzo fluviale poco a E di Santa Croce. Poco a valle della zona ritratta presenta una scarpata alta circa 2,5 m. A destra: terrazzi fluviali 500 m a E di Santa Croce di Piuro. Terrazzi appaiati, con scarpata di altezza 1 m sull'attuale alveo Mera.

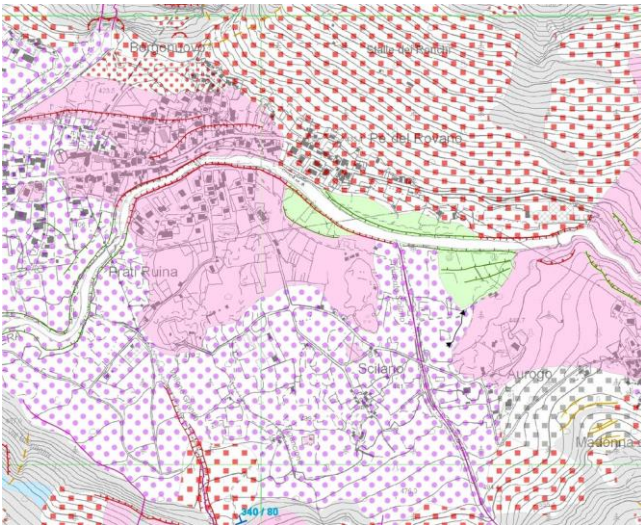


Fig. 7.5 – Estratto dalla Cartografia geomorfologica della Valchiavenna, area di Borgonuovo. Il fiume Mera ha inciso il piede del deposito della frana di Santa Croce (FS085), creando una piccola piana fluviale ai piedi del versante N della valle, con tre ordini di terrazzi (le scarpate sono alte pochi decimetri). I depositi fluviali a E e a S sono stati troncati dall'accumulo della frana di Piuro (FS064) e ricoperti dai depositi di debris flow ad essa successivi (AC078). A N, essi ricoprono i depositi della frana di Pé del Rovano (FC188); è tuttavia probabile che vi siano stati nella stessa area di frana eventi di piccola entità che in parte hanno ricoperto i depositi fluviali.



Fig. 7.6 – Estratto dalla Cartografia geomorfologica della Valchiavenna. Terrazzi fluviali del fiume Mera nell'area di Piuro e del Parco delle Marmitte dei Giganti di Chiavenna.

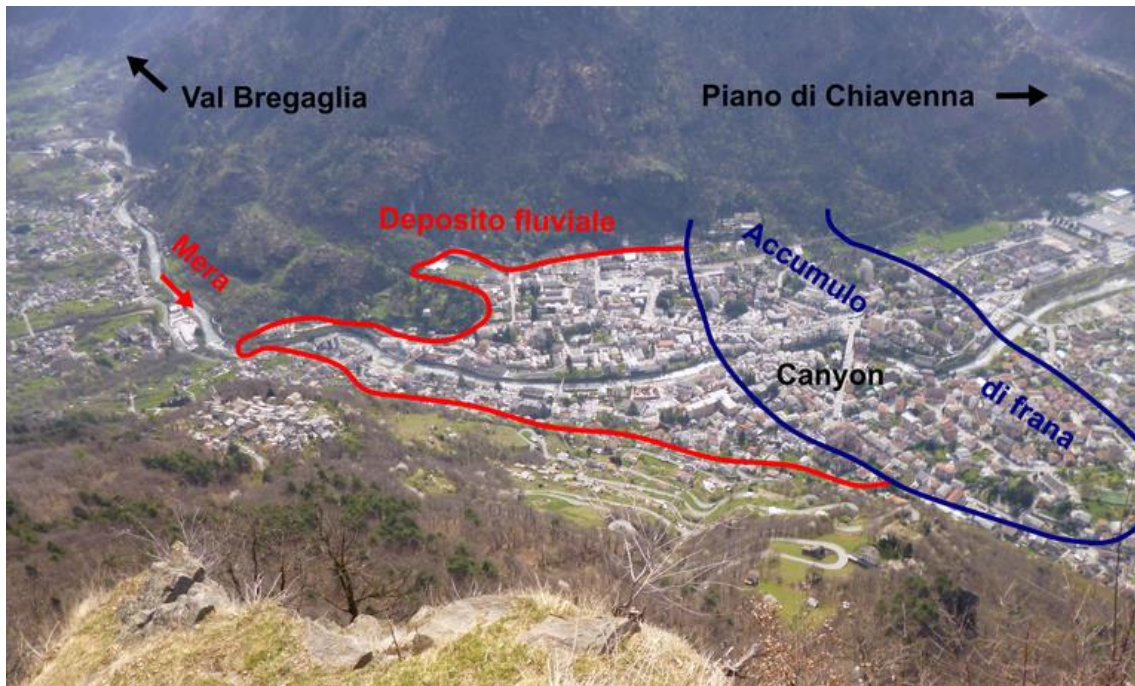


Fig. 7.7 – Panoramica di Chiavenna dalla cresta a N della cittadina. Il fiume Mera, proveniente dalla Val Bregaglia, dopo la caduta della valanga di roccia FS092, il cui accumulo ha sbarrato la valle, ha accumulato i propri depositi nel bacino creatosi formando una piana fluviale. In seguito ha potuto incidere l'accumulo formandovi una corta, larga gola che sbocca nel Piano di Chiavenna; inoltre ha terrazzato il deposito fluviale retrostante. I terrazzi sono purtroppo solo deducibili dalle quote del terreno, in quanto l'elevata antropizzazione del territorio ha nascosto o molto attenuato qualsiasi evidenza morfologica.

## 7.2 - Val Bodengo

La Val Bodengo presenta generalmente fondovalle piuttosto ampi e poco pendenti, favorevoli alla deposizione di sedimenti fluviali. I volumi maggiori di sedimenti fluviali sono presenti nelle tre tributarie della Val Bodengo, mentre nell'asta valliva principale i depositi sono più scarsi, e oltre che nell'alveo sono presenti in alcuni terrazzi appaiati nel tratto tra Bodengo e Valscura (Fig. 7.8). Altri punti in cui sono presenti sedimenti sono alcuni tratti del canyon della Val Pilotera e l'alveo del canyon della Val Bodengo a monte delle Cascate della Boggia, fino all'altezza di Sorboggia (Fig. 7.10). La deposizione di sedimenti in quest'ultimo bacino spiega l'attuale assenza di un conoide allo sbocco della Val Bodengo nella bassa Valchiavenna.

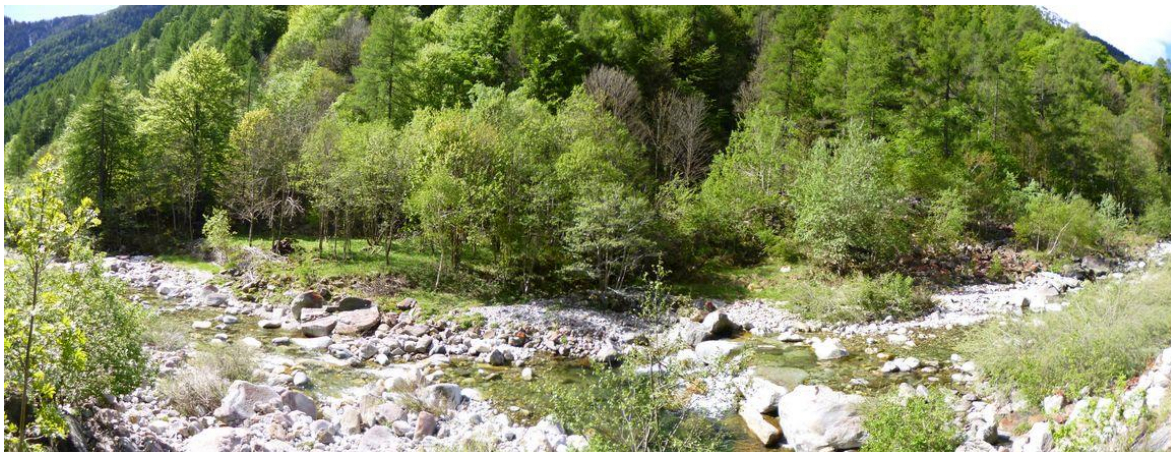


Fig. 7.8 – Terrazzo fluviale, circa 500 m a E di Bodengo. Il T. Boggia forma alcuni terrazzi stretti e allungati (questo è il maggiore) prima di inforrarsi in un piccolo canyon all'altezza di Valscura.





*Fig. 7.9 – Alveo del T. Pilotera a monte del ponte della strada consortile. I depositi fluviali, oltre che di sabbia, ghiaia, ciottoli e blocchi, consistono anche di massi di diversi metri di lato. Foto Franco Giacomelli.*



*Fig. 7.10 – Tratto del canyon del T. Boggia, circa 200 m a W di Avert Signame: i grossi massi si trovano alla fine di un tratto di alveo lungo 600 m ingombro di sedimenti (qui nascosti dalla piena, appena visibili sotto il pelo dell'acqua, sulla sinistra, accanto alla parete). Foto Franco Giacomelli.*

Il fondovalle della Val Garzelli è fiancheggiato da due lunghe falde detritiche, dovute a depositi di crollo e in parte di debris flow. I depositi fluviali formano una piana alluvionale stretta e lunga circa 2 km, dall'imbocco della valle fino ad Alpe Garzelli; oltre questo punto sono concentrati nell'alveo principale e incidono i depositi di debris flow della testata della bassa valle. I depositi fluviali sono perlopiù in rapporti di eteropia con i depositi di crollo; in corrispondenza della conoide di debris flow essi incidono i depositi presenti (i depositi di debris sul versante E e depositi di crollo sul versante W). I depositi fluviali in Val Garzelli si presentano come tipici depositi fluviali di ambiente *braided*. Le dimensioni dei clasti e lo spessore dei sedimenti (Fig. 7.11) sono troppo elevati per poter essere compatibili con l'attuale regime idrologico. I depositi in Val Garzelli sono fluvioglaciali: le evidenze presenti nella parte alta della valle indicano infatti la presenza di una massa glaciale piuttosto importante (Fig. 9.1). Ulteriore prova è data dal fatto che l'alveo attuale incide i depositi fluviali, con terrazzi che in alcuni punti presentano scarpate superiori ai due metri di altezza. La piana alluvionale è terrazzata dall'alveo principale. Sono presenti tracce di un paleoalveo più antico, ora inattivo.



*Fig. 7.11 – Depositii fluviali in Val Garzelli. Piana braided ad Alpe Garzelli. La piana è composta in massima parte da massi, ciottoli e ghiaia, con scarsi sedimenti fini (sabbiosi). Presenta una superficie piana ma irregolare, dovuta all'alternanza di canali e barre. I clasti sono molto spesso embricati.*

In Val Soè i depositi fluviali sono presenti in tre aree. In bassa valle, i depositi sono concentrati nell'alveo attuale, con alcuni stretti terrazzi a monte. È presente un piccolo volume di depositi fluviali anche ad Avert Soè, in un piccolo bacino creatosi tra le conoidi di debris flow CL191 e CL192 e la frana di crollo FC300. Il maggior volume di depositi fluviali forma una piana *braided* a monte delle conoidi di debris flow CL187 e CL191. Questa piana (Fig. 7.12), a differenza di quella in Val Garzelli, è espressa morfologicamente da depositi fluviali recenti. Sono presenti due alvei principali e molti alvei minori, attualmente percorsi durante gli eventi di piena maggiori. Gli alvei principali presentano scarpate di terrazzo, con altezze limitate, al massimo di 1 m ma quasi sempre intorno a 0,5 m.

La piana è alimentata dal deflusso proveniente dai grossi conoidi di debris flow presenti alla testata di valle. Presenta clasti di granulometria modale nettamente inferiore a quelli in Val Garzelli, a parte alcuni massi presenti nella parte alta, più vicino alle conoidi di debris flow. In alta Val Bodengo i depositi fluviali costituiscono l'alveo del T. Boggia da poco a monte di Bodengo fino a Corte Seconda. In alcuni punti l'alveo è costretto tra conoidi di debris flow mentre in altri si allarga a formare terrazzi e piane *braided* più ampi. A Corte Terza sono presenti i due terrazzi (appaiaati) più estesi, la cui formazione è stata favorita a seguito dello sbarramento della valle da parte della conoide CL172.



Fig. 7.12 – Piana braided in alta Val Soè.



Fig. 7.13 – Piana fluviale a Corte Terza.

### 7.2.1 - Forme di erosione in roccia

Lungo i tratti di alveo in roccia del T. Bodengo sono presenti molte aree in cui la roccia è stata erosa dall'azione del carico solido in movimento turbolento nell'acqua durante gli eventi di piena. Nella maggior parte dei casi si tratta di pareti o letti fluviali in roccia, ma in diversi casi sono presenti anche marmitte fluviali. Di seguito alcuni esempi.



Fig. 7.14 – Cascate della Boggia. Forra incisa, roccia lisciata dal movimento turbolento dei ciottoli trasportati durante gli eventi di piena.



Fig. 7.15 – Marmitta in corso di formazione con peduncolo centrale, attualmente fossile. Canyon del T. Boggia. Foto Franco Giacomelli.



Fig. 7.16 – “La Balena”: calderone. Canyon del T. Boggia. Foto Franco Giacomelli.



Fig. 7.17 – Marmitte al ponte per Monte Valscura.

### 7.3 - Val Codera

In Val Codera il T. Codera forma terrazzi fluviali sia deponendo i propri sedimenti, sia erodendo i depositi di debris flow e di frana presenti nel fondovalle. I depositi fluviali *braided* sono presenti da Codera verso monte. Sono presenti più ordini di terrazzo: solitamente c'è un solo ordine ma in località Corte (o Centralina) si arriva a tre. I terrazzi fluviali sono stretti e allungati ai lati dell'alveo, sia come terrazzi singoli non appaiati a lato dell'alveo, sia come terrazzi appaiati con un alveo centrale.

La piana fluviale più estesa si trova a Bresciadega (Fig. 7.18) e si è formata grazie allo sbarramento della valle operato dai depositi delle conoidi di debris flow CL213 e CL209. Queste conoidi (soprattutto la più estesa CL213) sono erose dal T. Codera, che si inforra leggermente in località Stoppadura. L'incisione non raggiunge i 10 m di profondità.



Fig. 7.18 – Piana fluviale di Bresciadega.

In alta Val Codera, da N di Coeder, il T. Codera forma un'ampia piana fluviale *braided* che occupa buona parte del fondovalle, raggiungendo i 170 m di ampiezza. Sono presenti diversi terrazzi, costituiti da depositi fluviali grossolani, ma la maggior parte della piana è costituita dall'alveo attuale di piena del T. Codera (Fig. 7.19, Fig. 7.20).

Nella sua porzione terminale, la Val Codera è fortemente incisa, a formare un canyon dai versanti molto ripidi. I depositi fluviali sono presenti al fondo e sono sempre costretti dalle pareti rocciose e dagli accumuli di frana all'interno dell'alveo.



Fig. 7.19 – A sinistra: alveo braided del T. Codera in alta valle. Da Ortofoto AGEA 2012 (N verso destra). Sono visibili i canali e le barre fluviali.



Fig. 7.20 – Alveo braided del T. Codera in alta valle, poche centinaia di metri a N di Coeder.

## 7.4 - Val dei Ratti

In Val dei Ratti sono assenti sedimenti fluviali, ad eccezione che nell'alveo del T. Ratti in alta valle e a valle della diga. In entrambi i casi, si tratta di depositi fluviali braided confinati all'alveo del torrente (Fig. 7.21). Immediatamente a valle della Diga di Moledana è presente un canyon stretto e inciso (Fig. 7.22).

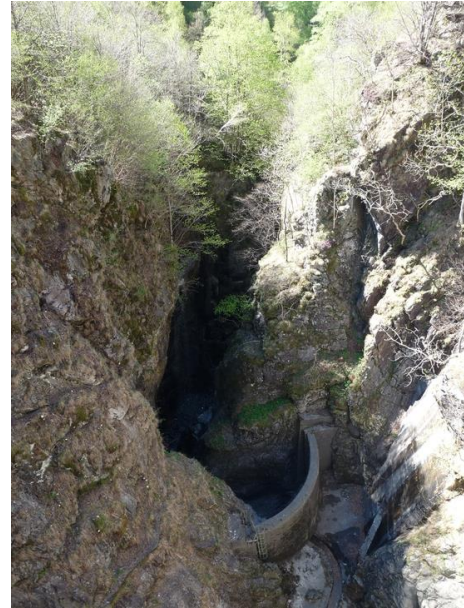


Fig. 7.21 – Deposito fluviale braided in bassa Val dei Ratti.

Fig. 7.22 – Parte iniziale del canyon in bassa Val dei Ratti, a valle della Diga di Moledana.

## 7.5 - Piano di Chiavenna: fiumi Mera e Liro

Il Piano di Chiavenna (Fig. 7.23) mostra, da monte verso valle, una successione di ambienti deposizionali fluviali molto simile a quella tipica: conoide di fondovalle, fiume *braided*, fiume meandriforme, fiume a canali anastomosati. Gli interventi di regimazione e bonifica effettuati nel XIX secolo, modificando il corso dei fiumi principali, hanno provocato un cambiamento dello stile deposizionale nell'area centrale del Piano.

Per questo motivo, si è scelto di suddividere l'esposizione delle morfologie rilevate da monte verso valle, secondo il relativo ambiente deposizionale. I corsi d'acqua principali coinvolti nella deposizione sono Mera, Liro e Schiesone. Il torrente Boggia, pur avendo un bacino esteso, rilascia la quasi totalità del proprio carico solido all'interno della Val Bodengo.



Fig. 7.23 – Vista panoramica del Piano di Chiavenna da S (vetta del Monte Peschiera).

### 7.5.1 - Conoidi

La parte settentrionale del Piano di Chiavenna si sviluppa sulla colata detritica del fiume Liro, cui si aggiungono le conoidi a Gordona (Valle Forcola e impluvi minori tra Gordona e Mese) e la conoide del torrente Schiesone.

Il Mera non presenta nessuna conoide recente nel Piano di Chiavenna, in quanto il suo corso è stato sbarrato dall'accumulo di una valanga di roccia (FS092) (vedi 7.1 - Val Bregaglia); ciò ha comportato che la maggior parte del suo carico solido venisse depositato nell'area della città di Chiavenna, a monte del fondovalle principale. Depositi fluviali Mera sono presenti più in profondità nella successione sedimentaria. Il tratto inciso dal Mera nel corpo di frana si presenta come un canyon non più profondo di una quindicina di metri.

Il Liro ha invece deposto una grossa conoide allo sbocco della Val San Giacomo in Valchiavenna. La conoide si sviluppa per circa 1,8 km<sup>2</sup>, nei comuni di Mese e Chiavenna, e presenta cinque ordini di terrazzo principali (Fig. 7.24).

Il terrazzo di IV ordine del Liro si collega con la piana fluviale Mera tra il corpo di frana di Chiavenna e Prata Camportaccio. La piana presenta due soli ordini di terrazzo. Il terrazzo di ordine I è il più antico, e probabilmente è ricollegabile al terrazzo Liro I. Il terrazzo Mera II è individuato dall'incisione provocata dall'attuale alveo del Mera.

In corrispondenza del punto di affluenza del Liro nel Mera, la conoide del torrente Schiesone presenta una scarpata di erosione fluviale che raggiunge quasi 20 m di altezza (Fig. 7.25). La scarpata è la continuazione a N del terrazzo fluviale del Mera, e scompare a S in corrispondenza dei depositi di debris legati alla deposizione della conoide più recente dello Schiesone.



Fig. 7.24 – Ordini dei terrazzi fluviali del Liro e del Mera a Chiavenna. La foto è scattata verso NNW. Il terrazzo di I ordine, a quote maggiori e di età più antica, è quello su cui si trova Chiavenna. Il terrazzo di II ordine costituisce la parte W della conoide, in corrispondenza del territorio di Mese. Presenta una quota minore rispetto al terrazzo di I ordine. A quota leggermente minore, sulla parte W della conoide Liro, è presente un altro terrazzo, ricollegabile al terrazzo più alto presente più a monte, vicino allo sbocco della valle. La piana fluviale individuata dal terrazzo di ordine IV incide sia la porzione di conoide più antica che quelle leggermente più recenti dei terrazzi II e III. A monte, la realizzazione di una cassa di espansione ha cancellato le evidenze del terrazzo. La scarpata che separa la piana di ordine IV dal terrazzo di ordine I è di poco più di 30 m. Infine è presente un V ordine di terrazzo, che contiene l'attuale alveo del Liro e l'attuale piana di esondazione. Il terrazzo di I ordine è separato dal III da una scarpata di 3 – 4 metri di altezza. Il Mera, uscente da Chiavenna, incide la conoide Liro di ordine I e crea un proprio terrazzo fluviale (II ordine) la cui superficie costituisce la piana presente tra Chiavenna e Prata Camportaccio.



Fig. 7.25 – Scarpata di erosione fluviale ai piedi della conoide Schiesone.

## 7.5.2 - Alvei braided

A valle delle conoidi, una dinamica fluviale di tipo *braided* ha prodotto una piana fluviale ampia con una moltitudine di canali separati da barre. Le evidenze individuate in quest'area mostrano caratteristiche differenti per i depositi Schiesone e quelli Mera. A E l'area è dominata dal Torrente Schiesone: l'alveo presenta una pendenza leggermente maggiore, sono presenti molti più canali e barre di piccole dimensioni (Fig. 7.26), il deflusso è molto disorganizzato. L'ambiente deposizionale è di transizione conoide di debris distale – ambiente *braided*. A W la deposizione è legata alla dinamica fluviale del Mera, e l'ambiente è più propriamente *braided*. È presente una piana fluviale *braided* a blanda pendenza, ed è stato possibile individuare due alvei Mera principali (confermati anche dalla cartografia storica, vedi 7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna): un alveo minore a W, che incide le conoidi di Mese e Gordona con un terrazzo di circa 3 m di altezza (Fig. 7.27); un alveo maggiore a E che terrazza sia la conoide del torrente Schiesone sia la sua piana. La zona di deposizione *braided* del Mera si estende da sopra la collina di Santa Caterina (Gordona) fino alla Torre del Signame. Davanti alle cascate della Boggia, il fiume Mera ha deposto un'ampia piana braided. Questa piana presenta scarse evidenze morfologiche nella zona W (Fig. 7.28), sono invece presenti tracce di paleoalvei nella zona a E, corrispondente all'area in cui scorreva il Mera prima degli interventi di arginatura (vedi 7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna).



Fig. 7.26 – Alvei Schiesone presso Casa Peverada, E di Gordona. La piana presenta alvei di larghezza compresa tra i 20 e i 35 m, individuabili grazie alle scarpate di terrazzo laterali alte tra 0,5 e 1 m. Le scarpate sono entrambe presenti nella grande maggioranza dei casi.



Fig. 7.27 – Terrazzo fluviale dell'alveo W Mera a Mese nelle conoidi che scendono dalle piccole valli a monte dell'abitato. La scarpata è alta in questo punto circa 3 m.



Fig. 7.28 – Piana braided Mera a SE di Gordona.

### 7.5.3 - Area tra San Cassiano, Somaggia e San Pietro

Questa area è caratterizzata dalla presenza di rare evidenze dei corsi d'acqua maggiori, che pure qui erano presenti: il tratto iniziale del Ramo del Mera, il Fosso delle Zocche, il Meretta (vedi 7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna). Attualmente non sono presenti morfologie ricollegabili a questi alvei: ci sono direzioni di deflusso diverse (NNW–SSE e non NW–SE), e gli alvei hanno dimensioni troppo piccole.

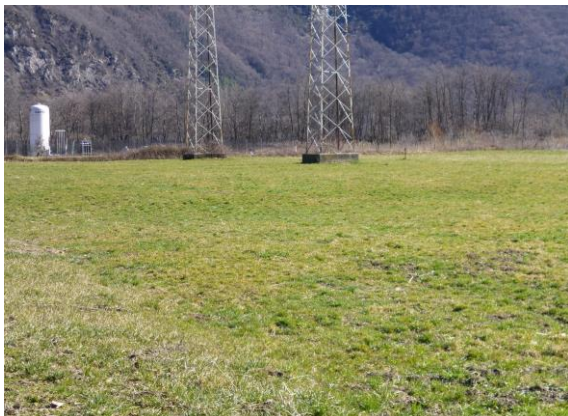


Con ogni probabilità, i vari interventi di arginatura del fiume Mera e di bonifica nella zona centrale del Piano di Chiavenna (tra San Cassiano, Somaggia e San Pietro di Samolaco) eseguiti a cavallo tra XIX e XX secolo e nei primi del XX secolo, disseccando gli alvei precedenti, hanno permesso che si formasse un nuovo reticolo idrografico che ha sfruttato solo in piccola parte gli alvei già presenti. Come conseguenza, molte delle morfologie preesistenti sono state erose o sepolte da sedimenti più recenti. La situazione attuale vede la presenza di diversi alvei larghi pochi metri, che terrazzano il Piano di Chiavenna con scarpate di circa 1 m di altezza o poco meno (Fig. 7.29), in parte rimaneggiati antropicamente (con alvei allargati, o in parte rettificati e trasformati in canali irrigui), che percorrono il Piano in senso NNW–SSE, alternando tratti più rettilinei a tratti con accenni di meandreggiamento. È possibile individuare il Ramo del Mera solo da poco a N di Somaggia, verso S. Inoltre, il tratto più settentrionale è stato individuato solo grazie all’analisi di ortofoto: la topografia del terreno non dà evidenze morfologiche. Per il Fosso delle Zocche, è stato possibile individuare solo il tratto finale (presso Casa Paggi) e non il resto dell’alveo.

Per quanto riguarda i due alvei Meretta, più recenti, sono presenti più evidenze. Sono presenti diversi paleoalvei nel punto in cui essi lasciavano il Mera (immediatamente a SE dell’attuale ponte sul Mera a San Pietro di Samolaco). Dell’alveo orientale sono ancora individuabili dei terrazzi a N di Cascina Paggi, a poca distanza dall’attuale canale “Rio Meretta”, e un paleoalveo poco più a N. Il tratto finale dell’alveo occidentale è stato trasformato in un canale (“Canale Meretta”); più a N dove il canale è rettilineo, sono presenti evidenze dell’alveo Meretta poco a E del canale. Le tracce diventano sempre meno evidenti verso N.



*Fig. 7.29 – Alvei recenti a San Cassiano (lungo la strada tra San Cassiano e San Pietro di Samolaco, e a SW del centro di San Cassiano). La profondità da piano campagna è circa 0,5 m nel primo caso, e di poco più di 1 m nel secondo. Le larghezze sono di circa 3 m e di circa 6 m.*



*Fig. 7.30 – Terrazzo Meretta E a pochi metri dalla pescicoltura a W di Somaggia. Il terrazzo ha una scarpata non molto netta, tuttavia si percepisce un chiaro dislivello di alcuni decimetri tra l’alveo e il terrazzo, su cui si trovano i tralicci.*



*Fig. 7.31 – Tracce di paleoalvei Meretta pochi metri a SE del ponte sul Mera a San Pietro di Samolaco. Sono ben evidenti due dossi allungati, sopraelevati di pochi decimetri sulla topografia circostante. Essi separano tre paleoalvei di lunghezza compresa tra i 100 e i 170 m.*

### 7.5.4 - Fiume meandriforme

Mentre il Mera mostra per tutto il suo corso attraverso il Piano di Chiavenna o quasi un comportamento braided, il Ramo del Mera (il vecchio alveo che dal Mera si staccava, e proseguiva verso SE per sfociare nel Pozzo di Riva) presenta nettissime evidenze di un andamento meandriforme. Sebbene oggi l'alveo sia completamente asciutto, in parte bonificato e in parte non più esistente (vedi 7.5.3 - Area tra San Cassiano, Somaggia e San Pietro), i meandri del Ramo del Mera sono rintracciabili da poco a N di Somaggia fino a Cascina Vignola.

Il Ramo del Mera a S di Somaggia si presenta come alveo che terrazza il Piano di Chiavenna. L'alveo presenta una larghezza massima di 72 m, in corrispondenza di un'ansa di meandro, e una minima di 36, lungo uno dei tratti rettilinei. Le scarpate hanno altezza variabile, tra 0,5 e 1 m a S e 1 e 1,5 m a N (Fig. 7.33). A Somaggia, le evidenze sono molto meno nette: il Ramo del Mera si individua o come semplice basso topografico (a S) o addirittura da ortofoto, senza morfologie espresse su terreno (a N). A Cascina Vignola è stato individuato un alveo di dimensioni leggermente minori a quelle del Ramo del Mera (Fig. 7.34). Si tratta di un canale di taglio di meandro, presumibilmente attivo nei primi anni del XIX secolo (vedi 7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna). La posizione non è esattamente compatibile con l'attuale tracciato dei meandri del Ramo del Mera: dato che il Ramo del Mera è rimasto attivo anche dopo la disattivazione di questo taglio di meandro, è presumibile che la posizione delle anse sia variata rispetto all'epoca del taglio di meandro, con una migrazione generale dei meandri di poche decine di metri verso valle.



*Fig. 7.32 – Ramo del Mera, SW di Somaggia. Evidenti entrambe le scarpate laterali, alte circa 1,5 m. Possibile presenza di un alveo minore, interno all'alveo principale.*



*Fig. 7.33 – Ansa del Ramo del Mera poco a N di Cascina Vignola. Scarpate di circa 1 m di altezza.*



*Fig. 7.34 – Canale di taglio di meandro a Cascina Vignola. L'alveo principale del Ramo del Mera scorre pochi metri dietro l'osservatore, verso sinistra (E), per poi compiere un'ansa e ritornare verso W, passando tra gli alberi e all'estremità dei capannoni. Tra di esso e l'osservatore è presente un alveo di dimensioni e profondità minori, molto vicino alla scarpata laterale del Ramo del Mera, proveniente da N (sulla destra dell'osservatore). Questo alveo minore è il canale di taglio di meandro abbandonato.*

### **7.5.5 - Fiume a canali rettilinei**

Poco a valle di Cascina Vignola, il corso del Ramo del Mera assume improvvisamente un andamento quasi rettilineo. Anche il Mera, oltrepassata la conoide di Casenda, si dirige verso il Lago di Novate senza curve. Gli alvei non presentano argini pensili, ma l'area in cui scorrono risulta leggermente sopraelevata rispetto alla piana più a NE (Pozzo di Riva) a seguito della sedimentazione di depositi durante le esondazioni. Sono presenti alcuni paleoalvei che documentano una connessione tra Mera e Ramo del Mera, indicata anche da alcune carte storiche. Il Mera fluiva verso il Lago di Mezzola contro il versante W della valle, il Ramo del Mera fluiva ad esso parallelo per poi deviare verso E e gettarsi nel Pozzo di Riva. Alcune centinaia di metri a NW di Giumellasco (Novate Mezzola), è ancora oggi molto evidente un canale che collegava i due alvei (Fig. 7.35).

Per quanto riguarda l'area a monte del Pozzo di Riva, si tratta di una zona depressa successivamente bonificata. È possibile individuare diversi orli di terrazzo, relativi a diversi alvei, ma tutti di piccole dimensioni o morfologicamente poco evidenti. Al centro di questa porzione del Piano di Chiavenna

sono presenti un paio di paleoalveo evidenti solo dall'alto, che provengono l'occidentale (con ogni probabilità) dalla Valle Lobbia e l'orientale dalla valle immediatamente a S (Val Pioggiosa).

Le tradizioni locali e alcune testimonianze storiche indicano che in epoca romana il Lario/Lago di Mezzola arrivasse fino all'altezza di Samolàco (il cui nome deriverebbe da "in summo lacu"). Né le stratigrafie né il rilevamento di terreno hanno evidenziato la presenza di depositi lacustri attribuibili ad un lago con quella estensione a quel tempo. È possibile invece che il lago fosse in realtà una zona palustre, come parte dell'attuale Pian di Spagna. Sono state individuate due aree depresse, una a N di Casenda, ancora oggi caratterizzata da vegetazione palustre (Fig. 7.36), e l'altra a N del Pozzo di Riva, sopra citata, confermata da alcune cartografie storiche.



*Fig. 7.35 – Ramo del Mera a NW di Giumellasco (Novate Mezzola). Canale di collegamento tra il ramo del Mera e il Mera. L'alveo del Ramo del Mera, visibile ai piedi del traliccio, si dirige verso le case di Giumellasco, sullo sfondo. All'altezza dell'albero, dal Ramo del Mera devia verso destra un alveo minore (visibile come una fascia di terreno più scuro nel campo di grano) che si ricollegava al Mera.*



*Fig. 7.36 – Area topograficamente depressa e con vegetazione palustre tra Casenda e Nogaredo.*

## **7.5.6 - Dinamica fluviale del Piano di Chiavenna**

Per quanto riguarda il Piano di Chiavenna, la più antica raffigurazione storica (molto parziale) recuperata da bibliografia è la "Mappa della linea e dei termini di confine tirata tra lo Stato di Milano e dominio Rheto", 1764 (Fig. 7.37). Essa mostra solamente l'area di fronte a Novate Mezzola, ma indica un fiume Mera che si getta nel Lago di Mezzola con tre alvei, tutti con foce a estuario. L'alveo centrale in seguito con ogni probabilità scompare, sommerso dai depositi successivi. Inoltre, l'autore posiziona le foci dei rami del Mera all'altezza di Valle Francesca (la valle tra il Monte Peschiera e il versante).

La carta di Weiss (1786 – 1802) è ancora poco affidabile, tuttavia (Fig. 7.38) essa riporta un Mera che scorre nel Piano di Chiavenna con un solo alveo. La carta sembra inoltre indicare che questo Mera

subito sotto Gordona deviasse verso SE attraversando in diagonale il Piano di Chiavenna fino a Malaguardia, per poi scorrere lungo il versante E della Valle fino a Somaglia.

Una prima cartografia affidabile dell'area si ha nel 1825 (G. Cusi) (Fig. 7.40). Cusi indica che il fiume Mera scorreva con un alveo principale grossomodo lungo il percorso seguito ancora oggi, lungo il versante W della Valchiavenna. Il torrente Liro si immetteva nel Mera pressappoco nella posizione attuale, con un solo alveo. Tra Prata Campportaccio, Mese e Gordona il Mera sembra avere un alveo unico, seppure con estese barre longitudinali.

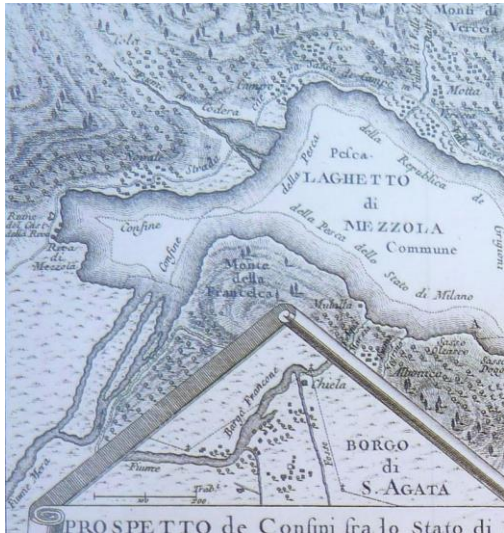


Fig. 7.37 – Particolare del Piano di Chiavenna della “Mappa della linea e dei termini di confine tirata tra lo Stato di Milano e dominio Rheto (...)”, autore ignoto, 1764.



Fig. 7.38 – Particolare dalla carta “Partie des Grisons et de la Valteline”, Jean-Henri Weiss, 1786 – 1802.

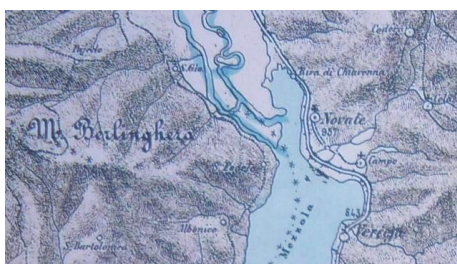
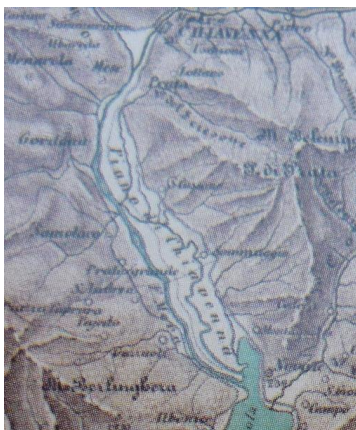


Fig. 7.39 – Particolari da carte di data incerta (prima metà del XIX secolo). A sinistra: autore ignoto; a destra: autore F. Krauss.



Fig. 7.40 – Stralcio della carta “Topografia della Provincia di Sondrio”, Giuseppe Cusi, 1825.

A valle di Cesura (a N di Samolaco, frazione di San Pietro) il Mera si divideva, mantenendo un alveo principale lungo il versante W (Mera), e un alveo minore che si dirigeva verso Somaggia, ingrossandosi rapidamente perché raccoglieva le acque dei bacini in sponda idrografica sinistra della Valchiavenna, dalla Valle Schiesone verso S (Ramo del Mera). Il corso dello Schiesone non è ben identificabile. Se la cartografia precedente (Weiss, 1802) è esatta, il Mera ha iniziato a percorrere l'alveo occidentale tra il 1802 e il 1825.

All'altezza di Somaggia, il Ramo del Mera iniziava a meandreggiare. Attualmente sono rimaste pochissime tracce morfologiche dei meandri più settentrionali (l'alveo è faticosamente osservabile da ortofoto, se se ne conosce approssimativamente il percorso); mentre è ancora ottimamente conservato tutto l'alveo a S della strada tra Casenda e Somaggia (Fig. 7.32, Fig. 7.33).

All'altezza della Val Meriggiana, il Ramo del Mera assumeva nuovamente un andamento rettilineo. Poco più a S, all'altezza della Valle della Porta, esso si divideva in due alvei: il primo proseguiva verso SE andando a gettarsi nel Lago di Mezzola di fronte a Novate (nel 1833, il Pozzo di Riva non si era ancora individuato, in quanto il Mera e il Ramo del Mera non avevano ancora deposto abbastanza sedimenti da collegare il Piano di Chiavenna alla conoide di Novate). Il secondo alveo deviava verso S e dopo poche centinaia di metri si immetteva nell'alveo principale del Mera. Quest'ultimo sfociava, con foce a estuario come il Ramo del Mera poco più a N, nel Lago di Mezzola, all'altezza di San Fedelino o poco a monte.

Una carta della prima metà del XIX secolo, autore ignoto, mostra il Piano di Chiavenna senza il Fosso delle Zocche (vedi sotto) e senza il collegamento tra Mera e Ramo della Mera. È possibile, ma non accertato, che questa carta preceda il 1825. Una seconda cartografia, dello stesso periodo, autore Krauss, mostra invece il collegamento tra Mera e Ramo della Mera; inoltre mostra un taglio di meandro nel Ramo della Mera (vedi 7.5.4 - Fiume meandriforme) che ha individuato una piccola isola (Fig. 7.39).

L'ottima carta topografica del Regno Lombardo – Veneto, 1833 (Fig. 7.41), riporta la seguente situazione per il Piano di Chiavenna: il fiume Mera mantiene il corso già cartografato da Cusi (1825). Il torrente Liro si immetteva nel Mera di fronte a Prata, come fa attualmente, ma con due alvei e non con uno solamente. Tra Mese e Gordona, il Mera si suddivideva in un alveo principale orientale e uno minore occidentale, di cui oggi si trovano tracce nell'area a N della collina di Santa Caterina (Fig. 7.27). Poco più a S, nell'area di fronte alla cascata della Boggia (SE di Gordona) e alla Torre di Signame, il Mera formava una piana fluviale braided con due – tre alvei, separati da estese barre. Questi alvei si riunivano in un unico corso in località Chiusura, oggi Cesura, e poco a valle si dividevano nuovamente in Mera e Meretta come riportato da Cusi.

Lo Schiesone percorreva tutta l'area tra Prata Campportaccio e il punto di affluenza nel Ramo del Mera. Poco a S della conoide di Prata Campportaccio, dallo Schiesone si staccava un alveo minore, che si gettava nel Ramo del Mera a SW di San Cassiano. Il corso maggiore dello Schiesone riportato nella carta del Lombardo – Veneto è unico, perlopiù rettilineo, con alcuni piccoli meandri.

Tra Samolaco e l'attuale Casenda, dall'alveo principale del Mera si dipartiva un altro alveo minore, di dimensioni più piccole rispetto al Ramo del Mera, denominato Fosso delle Zocche. Questo piccolo alveo si gettava nel ramo del Mera circa a metà del tratto meandreggiante, dopo aver percorso il Piano di Chiavenna verso SW. Il Fosso delle Zocche si è impostato tra 1825 e 1833.

La carta riporta inoltre un poco evidente taglio di meandro in località Cascina Vignola (Samolaco). Può essere una fase incipiente o una disattivazione del taglio di meandro ben evidente nella carta di Krauss (vedi sopra)

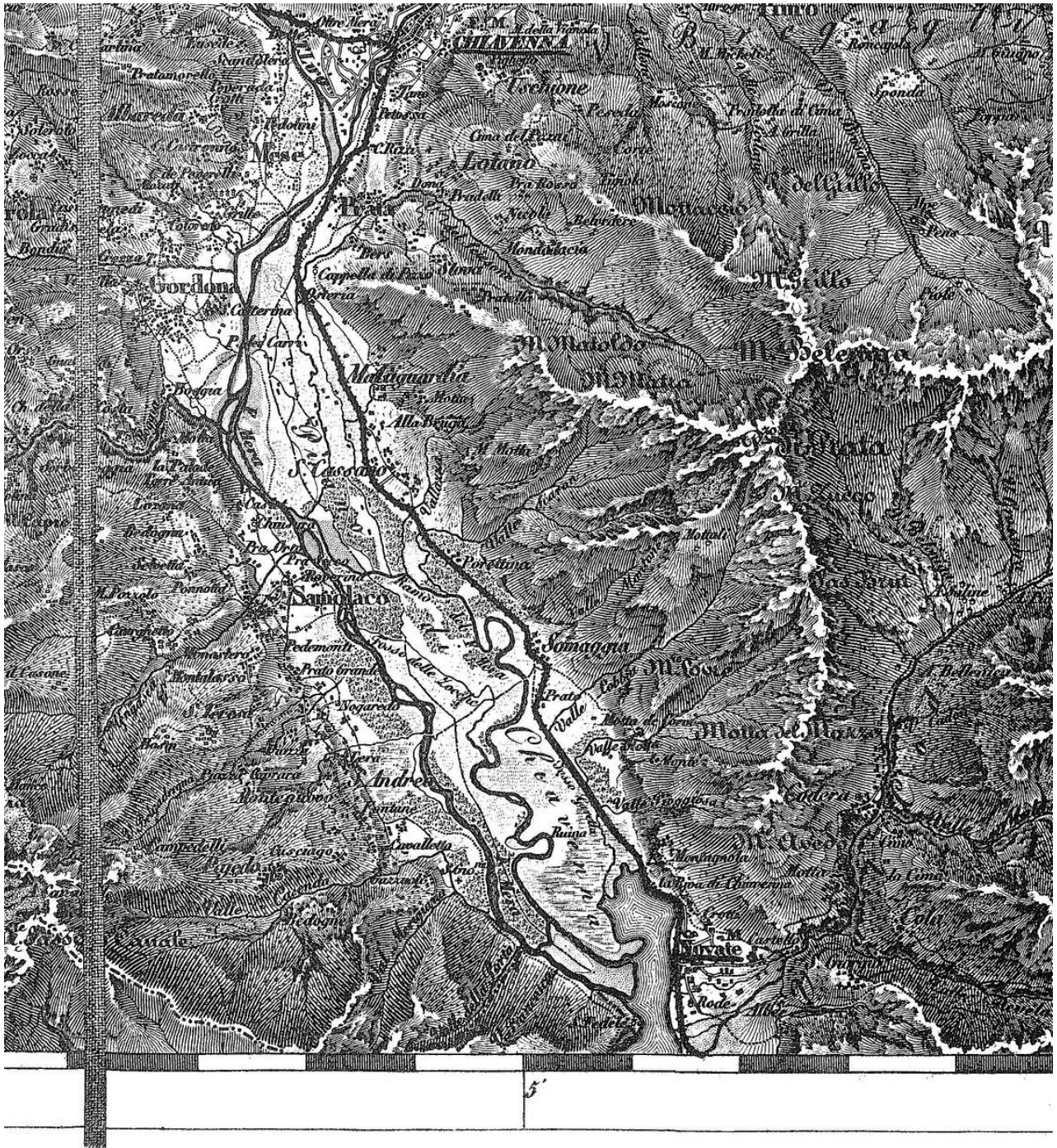


Fig. 7.41 – Stralcio della “Carta topografica del Regno Lombardo – Veneto costruita sopra misure astronomico – trigonometriche ed incisa a Milano nell’Istituto Geografico Militare”, I. R. Stato Maggiore Generale Austriaco, 1833.

L’area a NW dell’estremità N del Lago di Mezzola (oggi Pozzo di Riva) è indicata come paludosa, fino all’altezza della Val Pioggiosa (a S della Valle Lobbia).

A partire dal 1833 – 1863, il Piano di Chiavenna è spesso interamente o in gran parte compreso all’interno della cartografia topografica svizzera. La prima cartografia risale al 1858 (carta Dufour). Essa mostra una situazione molto simile a quella descritta dalla carta del Lombardo – Veneto, che si mantiene, nelle successive edizioni della carta, fino al 1890 circa. L’edizione del 1867 (Fig. 7.42), in cui è presente un simbolismo grafico per l’uso del suolo, indica chiaramente la presenza di due aree paludose nel Piano di Chiavenna: la più estesa a N del Pozzo di Riva, la seconda a N di Casenda (Samolaco) (vedi sopra). La situazione è confermata anche nella carta del Civelli (1886).

La nuova cartografia del XX secolo, come già la carta di Galli del 1893 (Fig. 7.43) riportano una situazione diversa. Innanzitutto, alla fine del XIX secolo viene ultimato il canale artificiale dove ancora oggi fluisce il Mera. Già in precedenza il Fosso delle Zocche e il tratto settentrionale del Ramo del Mera si sono disattivati, quest'ultimo con ogni probabilità per lo scavo di un canale artificiale. Questo canale tuttavia alimenta il tratto inferiore del Ramo del Mera. La cartografia disponibile arriva solo fino all'altezza di Casenda (Samolaco). Anche il torrente Schiesone viene arginato e immesso nel Mera a Prata Camportaccio; non percorre più il Piano di Chiavenna.

Di fronte a San Pietro (Samolaco) dal Mera si stacca un alveo minore che poco a valle si divide ancora, in due alvei che corrono paralleli al canale artificiale fino a Località Cascina Paggi, all'altezza di Samolaco. Nel più orientale di questi alvei si immettono diversi torrenti che occupano la piana braided da cui lo Schiesone è stato deviato. Sono presenti due-tre alvei che giungono quasi all'altezza di Cascina Paggi.

Dal momento che nell'area percorsa da questi alvei si trovano oggi due canali almeno in parte artificiali denominati "Canale Meretta" e "Rio Meretta", possiamo chiamare gli alvei che diffuivano dal Mera "Meretta" E e W. Attualmente di questi alvei rimangono poche evidenze. È visibile il punto di diffluenza dal Mera (Fig. 7.31), e alcuni terrazzi (soprattutto dell'alveo orientale) dall'altezza di Nogaredo (Samolaco) fino a Cascina Paggi. Le evidenze morfologiche del Meretta W sono meno nette, ma possono essere seguite fino a poca distanza dal punto di diffluenza dal Mera.

La cartografia del 1917, rispetto alla carta del 1893, mostra un cambiamento nella zona di fronte a Novate Mezzola. La sedimentazione ha progressivamente avvicinato la sponda del Piano di Chiavenna alla conoide di Novate, isolando quasi completamente il Pozzo di Riva dal Lago di Novate. Il Ramo del Mera, che fino ad allora fluiva verso Novate, si getta ora nel Pozzo di Riva in un punto poco più a monte, deviando verso NW. Il vecchio punto di immissione si trova nella zona della discarica inerti di Novate (Fig. 7.44).

Tra 1936 e 1957, la cartografia mostra che le nuove opere e i nuovi canali artificiali hanno fatto scomparire i due alvei del Meretta e ciò che restava del Ramo del Mera, drenandoli nel Pozzo di Riva. La situazione non subisce cambiamenti rilevanti fino ad oggi.

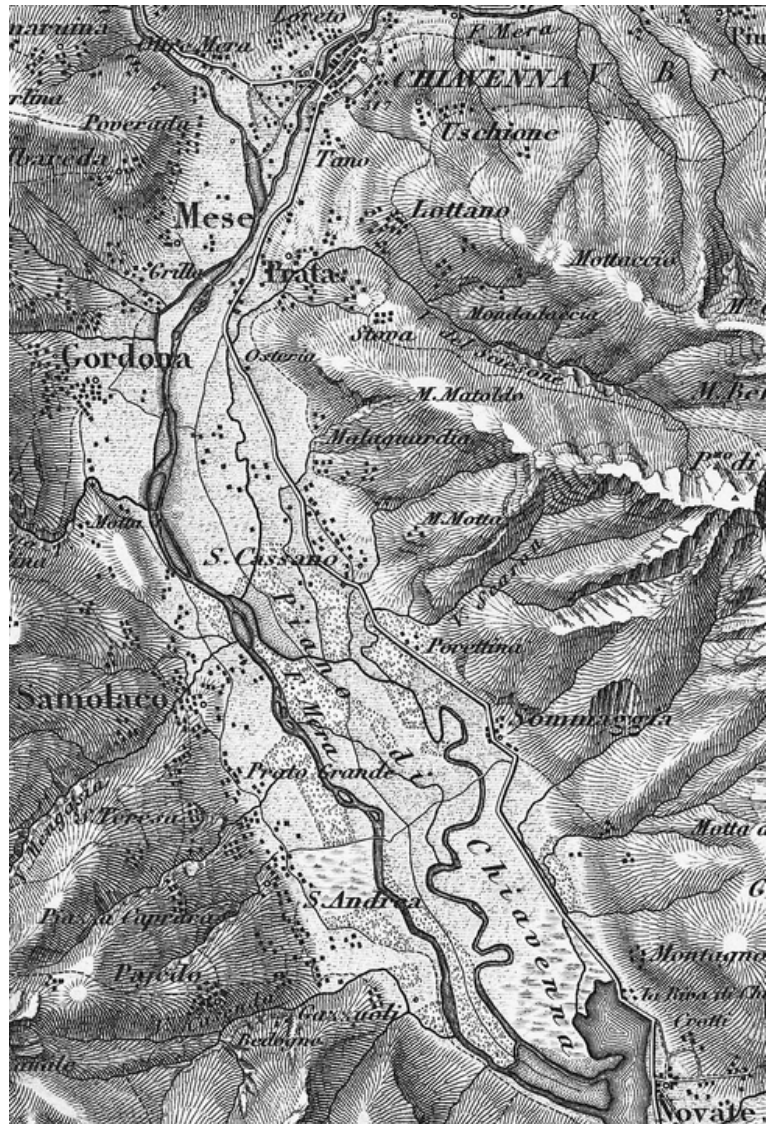


Fig. 7.42 – Carta Dufour del 1867.



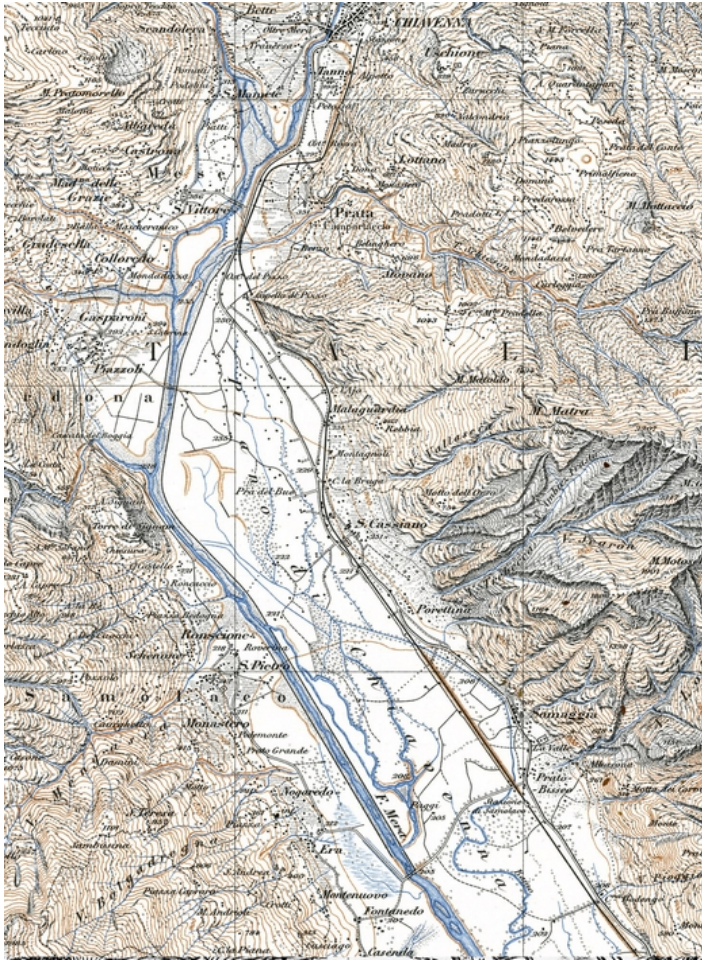


Fig. 7.43 – A sinistra: Carta Dufour, 1900. A destra: particolare da “Alpi e Prealpi”, Pio Galli, 1893. Nelle due carte sono riportati il nuovo tracciato del Mera a seguito degli interventi di arginatura, e i tracciati dei due alvei Meretta. Nella Carta Dufour sono visibili anche le rettificazioni realizzate a N di Somaggia, a seguito delle quali si perdono le evidenze morfologiche della parte N del Ramo del Mera, e l’arginamento dello Schiesone che non percorre più il Piano di Chiavenna fino all’altezza di Samolaco.

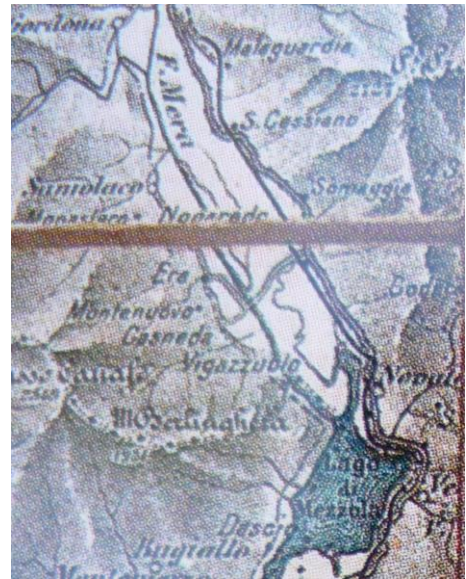


Fig. 7.44 – Evoluzione della linea di costa del Lago di Mezzola/Pozzo di Riva tra il 1867 e il 1909. Carte Dufour, edizioni 1867 e 1909. Il Ramo del Mera, nella seconda metà del XIX secolo, sfocia nel Lago di Mezzola nell’attuale località della discarica inerti a Novate Mezzola. In seguito (edizione 1909) un’avulsione provoca uno spostamento a monte della foce, nel punto in cui si trova tutt’ora. Inoltre, nello stesso periodo di tempo si interrompe il collegamento tra Ramo del Mera e Mera. Il tratto terminale del Ramo del Mera è verosimilmente ancora occupato da acqua, mentre più a monte è asciutto o comunque presenta un deflusso limitato.

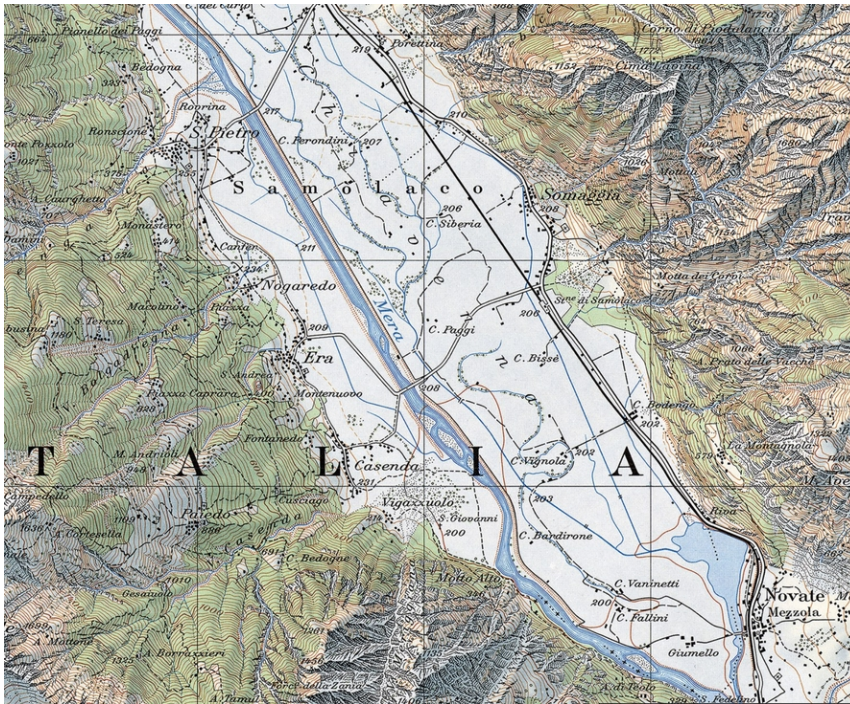


Fig. 7.45 – Carta Dufour, edizione 1957. Sono scomparsi anche i due alvei Meretta, sostituiti da canali in parte artificiali, ed è definitivamente asciutto anche il Ramo del Mera. La situazione da qui in poi si mantiene pressochè immutata.

## 7.6 - Pian di Spagna: fiume Adda

Il Pian di Spagna si trova all’innesto della Valtellina e della Valchiavenna nell’Alto Lario. In questo lavoro è considerata solo l’area a N del canale artificiale dell’Adda: non saranno trattate aree al di fuori. Attualmente il Pian di Spagna presenta aree interessate da alvei e terrazzi fluviali, relativi sia al fiume Adda che al fiume Mera (provenienti rispettivamente da Valtellina e Valchiavenna) sia da corsi d’acqua minori (Canale Borgofrancone, proveniente dal versante S della Valtellina). I vari alvei presenti isolano aree pianeggianti (ad esempio l’area compresa tra l’estremità S di Nuova Olonio, Ponte del Passo e l’incrocio S.S. 342 “Regina” e S.S. 36, l’area a S del Camping “Grande Quiete” e di Cascina Rebuschini, o l’area pianeggiante a circa 1 km a SSW della località Bocca d’Adda), in cui sono presenti sedimenti sabbiosi fini e molto fini, molto ben selezionati, e di conseguenza possono essere interpretate come aree di esondazione.

Sono stati identificati: terrazzi fluviali; argini pensili, ai lati dei tratti terminali dei canali principali; tracce delle antiche rive di lago; aree morfologicamente depresse; dossi allungati rilevati sulla quota media del piano campagna.



Fig. 7.46 – Vista panoramica del Pian di Spagna, metà inferiore, da San Giuliano (cresta spartiacque con la Valtellina).

### 7.6.1 - Terrazzi fluviali

I terrazzi fluviali sono generalmente piuttosto continui. Risultano interrotti sono nelle aree bonificate (Nuova Olonio) o comunque antropizzate, e in prossimità di alvei maggiori o con argini pensili.

Hanno scarpate di altezza variabile, perlopiù intorno al metro. Sono presenti alcuni terrazzi con scarpate di altezza maggiore, corrispondenti ai paleoalvei Adda più grandi: il terrazzo fluviale del paleoalveo di Nigolo (di altezza variabile intorno ai 2,5 – 3 m, Fig. 7.47), il terrazzo del paleoalveo della Bocca d’Adda, impostato in un argine pensile (di altezza intorno a 1 – 1,5 m, Fig. 7.52), il terrazzo del Canale Borgofrancone tra Guastone e Stallone (circa 2 m).

Le scarpate si presentano in modo diverso: le scarpate maggiori e più recenti sono generalmente ripide e ben evidenti; le scarpate meno alte e meno recenti sono spesso interessate da attività agricole e anche per questo motivo possono apparire poco evidenti, poco ripide, interrotte e rimaneggiate non solo dai naturali processi di versante ma anche dall’attività antropica.



*Fig. 7.47 – Scarpate dei terrazzi fluviali Adda a Nigolo. In alto: sponda meridionale, a W di Nigolo.*



*In basso: sponda settentrionale, a NW di Nigolo.*



*Fig. 7.48 – Scarpate del terrazzo fluviale del Canale Borgofrancone a S di Stallone. La foto è stata scattata dal terrazzo di ordine III, sullo sfondo si vede il terrazzo di ordine II. Ai piedi del canneto sullo sfondo corre il canale attuale, inciso nell’alveo più grande (terrazzo di ordine I). Ai piedi della scarpata in primo piano, poco visibile, si trova un altro canale, irriguo.*

In alcuni punti, gli alvei maggiori presentano più ordini di terrazzo. Il canale Adda 3 (Fig. 7.57) presenta 3 ordini di terrazzo (Fig. 7.49), dovuti al continuo spostamento dell'alveo.

Il canale Adda 2 presenta un solo ordine di terrazzo. Tuttavia, l'ansa di Nigolo è tagliata da un *chute channel* (canale di taglio di meandro) che è rimasto sospeso sull'alveo principale, e che indica un approfondimento dell'alveo Adda in tempi successivi al suo abbandono. Le cartografie storiche indicano che questa ansa nel tempo è stata interessata da diversi *chute channel* (Fig. 7.50); attualmente sono presenti evidenze di un solo canale.

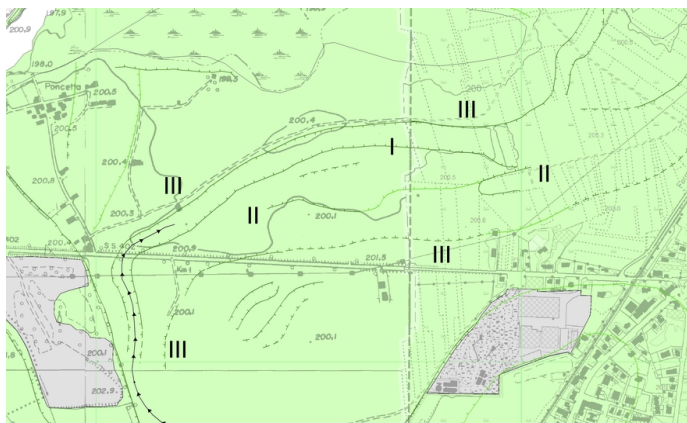


Fig. 7.49 – Stralcio della carta Geomorfologia glaciale e fluviale, canale Adda 3 (vedi Dinamica fluviale nel Pian di Spagna, Fig. 7.57), con indicati gli ordini di terrazzo. I terrazzi di ordine I sono distanti nel punto di massima larghezza 280 m. È presente un marcato paleoalveo, di larghezza piuttosto costante (60 m), che percorre il lato N dell'alveo maggiore (ordine I, foto in alto a destra). Il terrazzo di II ordine si trova compreso tra questo alveo e il terrazzo più a S; al suo interno sono presenti tracce di un ulteriore paleoalveo, vicino alla scarpata S dell'alveo. Spostandosi verso W le evidenze di questo terrazzo scompaiono; sono presenti solo due ordini di terrazzo. L'alveo maggiore, a E (foto in basso), presenta preservata anche una piccola barra fluviale, che presenta scarpate laterali basse (al massimo di 0,5 m circa) ma abbastanza evidenti. Poco più a E, il terrazzo di III ordine è impostato in un argine lievemente pensile sulla piana circostante.

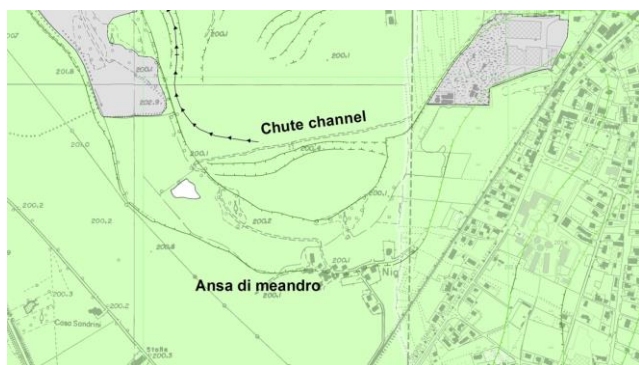
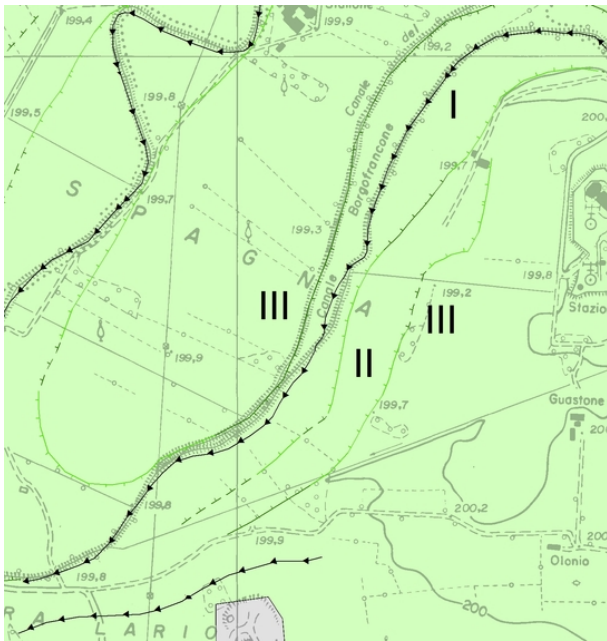


Fig. 7.50 – Stralcio della carta Geomorfologia glaciale e fluviale, canale Adda 2, (vedi Dinamica fluviale nel Pian di Spagna, Fig. 7.57). In foto è ritratto l'alveo del chute channel (porzione centrale). L'alveo Adda è in corrispondenza degli alberi sullo sfondo a destra.

Il canale Borgofrancone presenta tra Guastone e il canale artificiale Adda tre ordini di terrazzo (Fig. 7.51). L'alveo maggiore è molto largo: è possibile che abbia drenato l'Adda (vedi 7.6.4 - Dinamica fluviale nel Pian di Spagna).



*Fig. 7.51 – Stralcio della carta Geomorfologia glaciale e fluviale, canale Borgofrancone I (vedi Fig. 7.57). Sulla sponda E, tra l'impianto Telespazio e l'azienda Inerti, per circa 800 m, è presente un terrazzo fluviale (le evidenze risultano interrotte, ma correlabili tra loro) che presenta una scarpata di poco meno di 0,5 m con il terrazzo più evidente del canale Borgofrancone (terrazzo di ordine II). La piana fluviale formata da questo terrazzo è larga fino a 180m. Il terrazzo di ordine III è individuato dal canale attuale, con portate molto ridotte. Esso incide la piana creando due terrazzi appaiati, l'E più ampio e l'W più stretto.*

## 7.6.2 - Argini pensili

Nel Pian di Spagna, alcuni alvei presentano argini pensili. La granulometria dei sedimenti è sabbiosa fine – molto fine. Argini pensili caratterizzano l'alveo 4, in sponda sinistra, e gli alvei 5g e 5d (Fig. 7.57).



*Fig. 7.52 – Scarpata del terrazzo fluviale Adda in località Bocca d'Adda, sponda W (canale 4, Fig. 7.57). La scarpata è alta circa 1 m, e si presenta poco ripida, con un cambio di pendenza netto con la piana dell'alveo. La sponda esterna, non visibile, ha una pendenza ancora inferiore, e si raccorda gradualmente con la piana fluviale esterna.*



*Fig. 7.53 – Argine pensile e scarpata di raccordo all'alveo del canale 5d (Fig. 7.57) all'estremità E del Camping La quiete, di fronte a Gera Lario. La sommità dell'argine (da cui è scattata la foto) è rilevata di circa 3 m sull'alveo (alberi) e sulla piana circostante. L'argine digrada uniformemente verso E, mentre sulla scarpata interna due piccole scarpate sembrano individuare due terrazzi. È però possibile un rimaneggiamento antropico dell'area.*



*Fig. 7.54 – Alveo passante per Stalle della Poncetta, poco a S della località citata (3, Fig. 7.57). I terrazzi sono alti circa 1 m sul piano campagna.*

### 7.6.3 - Morfologie di costa

Lungo la costa del Lago di Mezzola, a N di Poncetta e a S nella piana adiacente alla costa del Lario sono presenti evidenze morfologiche relative alle antiche linee di costa del Lario e del Lago di Mezzola. La maggiore concentrazione di queste forme si trova a N, lungo la costa del Lago di Mezzola, e soprattutto tra Stalle della Poncetta e Dascio.

La zona a N e NW di Stalle della Poncetta si presenta come una successione di dossi e depressioni perlopiù allungati, di diversa geometria e orientazione, composti da sedimenti sabbiosi fini ben selezionati. Proseguendo verso E, lungo la costa, anche a distanza di diverse decine di metri dall'attuale riva del lago, sono presenti le evidenze di antiche rive di lago: terrazzi (generalmente di altezza limitata, pochi decimetri, sempre inferiore al mezzo metro) (Fig. 7.55), scarpate non molto ripide, dossi stretti, allungati e poco rilevati sulla piana (berme sabbiose).

Questa zona è nettamente diversa dalle altre aree pianeggianti presenti nel Pian di Spagna, che hanno in effetti origine fluviale e di fatto è l'unica zona della valle in cui si trovano morfologie costiere ben espresse. Si tratta in effetti di berme sabbiose, ripe di erosione lungo la spiaggia, e cordoni litoranei costruiti nel tempo per accrezione di corpi più piccoli. La genesi di queste forme e la loro presenza in questa zona (il Lago di Mezzola è poco esteso) è probabilmente dovuta anche al moto ondoso prodotto per azione eolica: in Valchiavenna possono soffiare venti piuttosto forti (vento di valle/vento di monte).

Evidenze di rive di lago sono presenti in quantità minore lungo la costa lariana. Qui in realtà è stata individuata una riva di lago relativa a un'insenatura del Lario indicata come "Roggio" nelle cartografie storiche (Fig. 7.56, Fig. 7.64), che è esistito da circa inizio XIX secolo fin quasi alla fine del secolo.



*Fig. 7.55 – Zona costiera tra Bocca d'Adda e il Lago di Mezzola. Sono presenti basse scarpate di raccordo tra il Pian di Spagna e l'area più vicina al Lago (sulla destra) e piccoli e bassi dossi poco evidenti (berme sabbiose, sulla sinistra). Queste morfologie indicano un'antica linea di costa del Lago di Mezzola.*



*Fig. 7.56 – Antica riva di lago a SE del Camping “La Quiete” (Sorico, Pian di Spagna), ben visibile grazie ad una scarpata di pochi decimetri di altezza, posizionata tra il pascolo e l’appezzamento mietuto. L’area depressa è indicata nelle cartografie storiche come una propaggine del Lario, e si estende fino alla zona con vegetazione palustre e anche poco oltre. Gli alberi sono posizionati lungo un canale di bonifica.*

#### **7.6.4 - Dinamica fluviale nel Pian di Spagna**

La dinamica fluviale del fiume Adda nel basso fondovalle valtellinese è già stata oggetto di studi storici e bibliografici (Tavelli, 1987), a cui si rimanda per una trattazione storica più approfondita. Qui si riportano i dati di Tavelli (1987) per la sola zona del Pian di Spagna, integrati alla luce dei risultati del rilevamento di terreno, e delle altre fonti bibliografiche e cartografiche.

Sono stati recuperati dati storici fino al 1400 d.C. (Tavelli, 1987). La posizione degli alvei Adda più antichi è incerta. L’analisi delle foto aeree ha permesso di individuare un alveo Adda, certo, di cui però attualmente non sono visibili evidenze morfologiche; il rilevamento di terreno ha permesso di individuare un possibile argine pensile relativo ad un altro alveo Adda. Non è stato possibile correlare questi alvei antichi ad altre morfologie o tra di essi, ottenendo una datazione relativa, se non per il fatto che si deve trattare degli alvei più antichi tra quelli rilevabili e/o ricostruiti da bibliografia, in quanto non sono segnalati da nessuna fonte, nemmeno le più antiche.

Tra Nigolo e Guastone è attualmente presente una piana alluvionale caratterizzata da sedimenti fini (sabbie fini e limi). Non sono presenti evidenze morfologiche, tuttavia le foto aeree, su cui sono ben evidenti le particelle catastali coltivate, mostrano molto nettamente dei fondi terrieri disposti lungo un’ampia ansa concava verso S (Fig. 7.58). I confini delle proprietà sono stati mantenuti nel tempo anche a seguito di alluvioni che hanno sepolto completamente l’alveo. Questo alveo è indicato con b in Fig. 7.57.

Di più incerta attribuzione è l’alveo nell’area depressa di fronte a Dascio, a S di Stalle della Poncetta. Tuttavia essa presenta, a N, un dosso di circa 3 m di altezza media, con una scarpata S piuttosto rettilinea, allungato NNW–ESE parallelamente all’area depressa (Fig. 7.59). Esso può essere interpretato come un argine pensile (la zona ne presenta diversi altri) Adda relitto (l’argine S sarebbe scomparso) oppure come una duna originatasi lungo la costa del lago di Mezzola (in modo simile a quelle a N di Stalle della Poncetta). Il presunto alveo è indicato con a in Fig. 7.57, e sarebbe precedente all’alveo di Bocca d’Adda e all’Adda Vecchia.

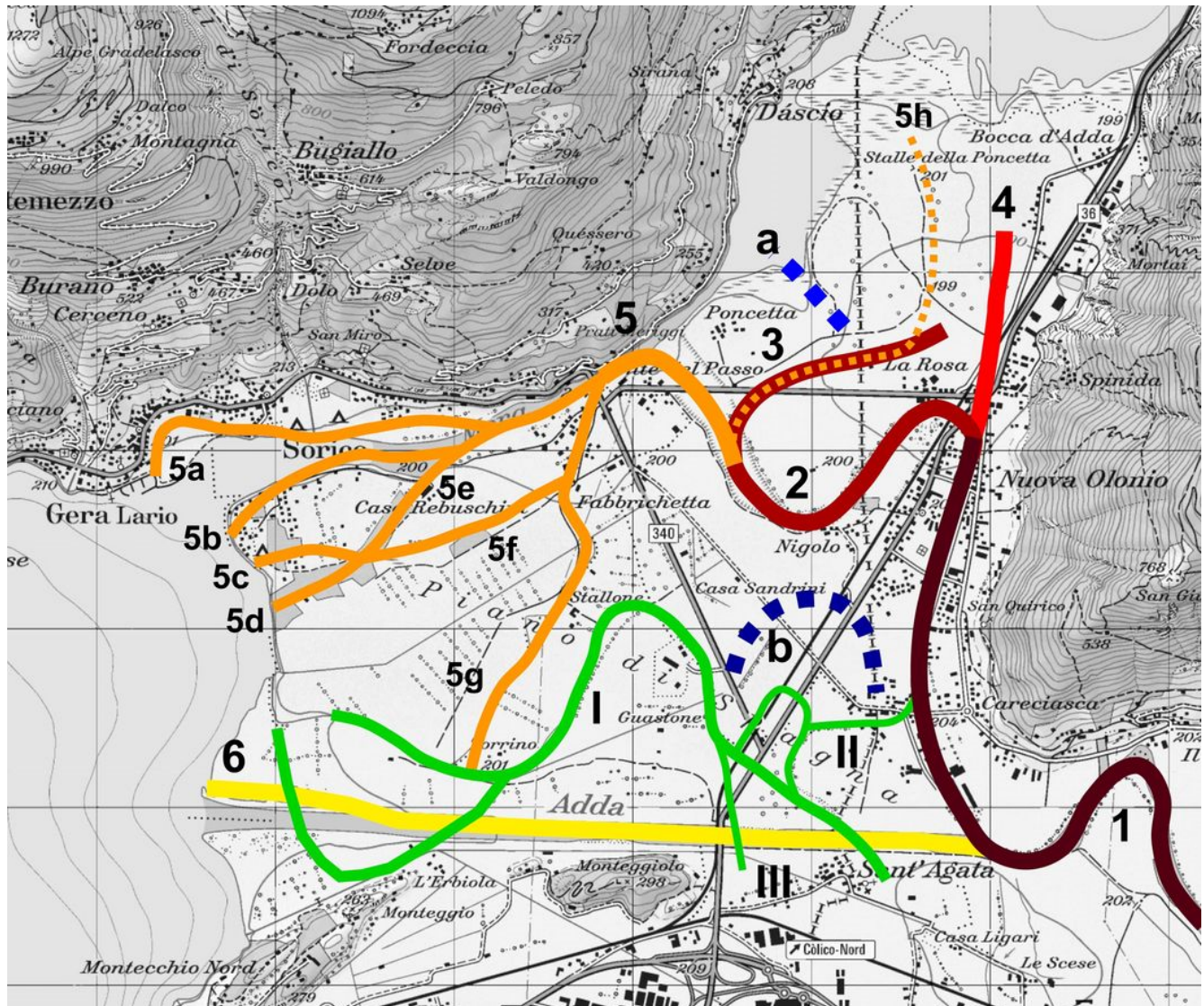


Fig. 7.57 – Ricostruzione schematica della dinamica fluviale nel Pian di Spagna. Sono distinti i tratti di alveo percorsi dai fiumi Adda, Borgofrancone e Mera. a: possibile alveo Adda, età incerta. b: alveo Adda certo, età incerta. Gli alvei a e b precedono tutti i successivi alvei Adda. Alvei Adda, in ordine cronologico: 1 – 2 – 3; 1 – 4 ; 1 – 2 – 5; 1 – 6. La linea tratteggiata (5h) indica un canale minore di età incerta, ma probabilmente contemporaneo ai canali 5, che drena verso il Lago di Mezzola. I: alveo Borgofrancone principale, a W si divide in due; II e III: alvei Borgofrancone minori, indicano un possibile collegamento con l’Adda. Gli alvei attuali sono indicati in carta: dopo la rettificazione dell’alveo Adda (6) è il Mera a sfociare nel Lario di fronte a Gera Lario e Sorico, e il Borgofrancone esiste solo come canale irriguo. I periodi di attività di ciascun alveo sono indicati nel testo.

Una delle cartografie più antiche (1674, autore ignoto, Fig. 7.60) indica come Fosso Grande dell’Adda Vecchia una lunga e stretta insenatura sulla costa S del Lago di Mezzola. Si tratta di un paleoalveo Adda (3 in Fig. 7.57), meglio identificabile nelle cartografie successive, e con ottime evidenze morfologiche (Fig. 7.49). All’epoca della realizzazione della carta citata questo alveo era, visto il toponimo “Adda Vecchia”, già disattivo. Tuttavia i dati raccolti e le evidenze presenti indicano che l’Adda, prima di impostare la propria foce a Bocca d’Adda, percorreva il Pian di Spagna come fiume a meandri, disegnando un’ampia ansa a N di Nigolo e sfociando nel Lago di Mezzola poco a W di Bocca d’Adda. È ragionevole pensare che l’Adda abbia abbandonato questo alveo in seguito a un taglio di meandro che ha rettificato il corso del fiume e impostato la nuova foce a Bocca d’Adda. Il rilevamento ha inoltre evidenziato che in questo canale si trovano marcate tracce di alvei minori. Sono presenti



infatti tre ordini di terrazzi (Fig. 7.49). È molto probabile che mentre l'Adda Vecchia era attiva, e anche dopo l'avulsione in Bocca d'Adda, la zona di Stalle della Poncetta fosse percorsa da un canale minore (5h), in direzione N-S, caratterizzato da argini pensili (Fig. 7.54).



Fig. 7.58 – Ortofoto del Volo GAI 1954 (a sinistra) e del volo 2008 (a destra) dell'alveo tra Nigolo, Colombaro e Guastone, senza evidenze morfologiche. In entrambe le ortofoto i suoi limiti sono indicati dal cambio di orientazione e di dimensione dei fondi terrieri. Nell'ortofoto del 1954 sono indicati i suoi limiti ricostruiti.



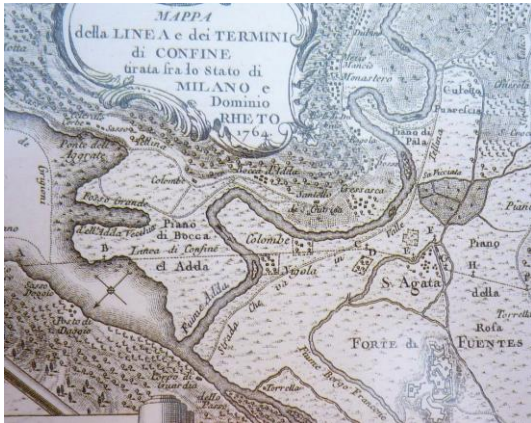
Fig. 7.59 – Area depressa e dosso a S di Stalle della Poncetta. L'area depressa è occasionalmente soggetta a innalzamenti della falda, che allagano l'area e creano un ambiente adatto allo sviluppo di vegetazione palustre (canneti); qui l'area depressa è in parte bruciata per interventi di sistemazione forestale. In primo piano è presente il dosso allungato che borda a N l'area depressa.

Intorno al XV secolo, l'Adda usciva dalla Valtellina girando verso N e sfociava nell'odierno Lago di Mezzola a poca distanza dalla località oggi conosciuta come Bocca d'Adda (4 in Fig. 7.57). La vera foce dell'Adda in realtà si trovava qualche centinaio di m a S: a Bocca d'Adda c'era una insenatura del Lago di Mezzola. L'argine pensile Adda presente a W di Bocca d'Adda era quindi molto probabilmente sommerso, ed è emerso in seguito ad un abbassamento del livello della falda (collegato alle opere di arginatura di Mera e Adda).

Con la piena del 1520 l'Adda cambia corso, e occupa un nuovo paleoalveo (conosciuto come “Canale di Mezzola”, 2 – 5 in Fig. 7.57) che sfociava in zona Passo d'Adda, direttamente contro il piede del massiccio del Berlinghera. Le evidenze geomorfologiche presenti nell'area evidenziano un largo paleoalveo diretto ENE-WSW da N di Nuova Olonio fino a S di Poncetta (Fig. 7.47).

Tavelli (1987) indica un periodo alla fine del XV secolo in cui si hanno continui cambiamenti di alveo tra il canale Adda 1 – 4 e il 1 – 2 – 5. L'avulsione del 1520 ha causato l'abbandono definitivo dell'alveo 1 – 4 a favore del 1 – 2 – 5, localizzandosi circa 500 – 600 m a S dell'attuale Poncetta.

L'ansa di Nigolo è caratterizzata dalla presenza di diversi chute channel, che presumibilmente sono piuttosto antichi in quanto sono indicati nelle cartografie storiche fin dal 1764. Le varie cartografie mostrano nel tempo la presenza di diversi chute channel, in posizioni diverse; attualmente sono visibili ancora oggi le evidenze morfologiche di uno di questi canali.



*Fig. 7.60 – Carta del 1764. Autore ignoto. È indicato il Fosso Grande dell'Adda Vecchia, che con tutta probabilità è quanto, già allora, rimaneva di una foce Adda nel Lago di Mezzola (3 in Fig. 7.57) prima che il corso del fiume si spostasse a Bocca d'Adda (4 in Fig. 7.57).*

L'area del Pian di Spagna meridionale, già paludosa, rimane paludosa ancora per secoli, sebbene i sedimenti depositi dall'Adda nel delta di fronte a Gera Lario e Sorico (5 in Fig. 7.57). costruiscono progressivamente una piana fluviale.

Tavelli (1987) fornisce alcune cartine risalenti agli inizi del XVII secolo. Tuttavia queste sono in realtà disegni, non cartografie, e non forniscono indicazioni geografiche valide. Tra XVII e XVIII secolo il fiume Adda continua a depositare sedimenti e ad allargare il proprio delta. Attualmente sono ancora osservabili i canali principali di questo delta, che si sviluppava nell'area attualmente compresa tra Sorico e Gera Lario fino all'altezza di Guastone.

Grazie anche alle cartografie storiche successive a questo periodo, che riportano morfologie attualmente scomparse (anse di meandro, tratti di canale ora bonificati o in aree antropizzate), è stato possibile identificare 6 canali deltizi principali (5a, 5b, 5c, 5d, 5e, 5f, 5g). I canali identificati in Fig. 7.57 sono attivi in età diverse e non hanno sempre avuto la geometria indicata. Infatti l'area presenta attualmente (cascina Rebuschini) una piana caratterizzata da lievi ondulazioni, espressione delle barre e degli alvei minori costruiti nel tempo e progressivamente abbandonati. La presenza dell'alveo 5a è stata dedotta grazie alla presenza di una scarpata di erosione nella conoide ma soprattutto grazie alle indicazioni di alcune cartografie, che indicavano come il centro storico di Gera Lario fosse molto vicino a un tratto di alveo abbandonato (Fig. 7.64): in corrispondenza della "G" di Gera si nota un'ampia ansa, in cui fluiva un alveo del Mera presumibilmente colmato dai sedimenti della conoide detritica di Sorico. Le cartografie indicano inoltre come nel tempo i canali vengano progressivamente abbandonati (ad es. 5e, Fig. 7.61). L'attuale estuario del fiume Mera molto probabilmente non era presente all'inizio ma si è impostato successivamente, una volta abbandonati i canali 5a e 5b di fronte a Gera.



*Fig. 7.61 – Stralcio della Carta Dufour del 1858. Area di Gera Lario e Sorico. Sono ben evidenti (dall'alto verso il basso e da W a E) i canali 5b, 5c, 5d, 5e (in parte abbandonato), 5f, 5g. Tra 5b e 5e è presente un piccolo alveo in parte abbandonato. L'alveo 5a non è presente, risultava in parte abbandonato nella carta del Regno Lombardo – Veneto del 1833 (vedi Fig. 7.64).*

Tavelli propone una carta risalente al 1786 (Fig. 7.62), la quale, pur se in forma grafica, pare riportare gli elementi principali della morfologia fluviale dell'area in modo corretto.

Questa rappresentazione riporta un Adda che segue il canale 1 – 2 – 5 e quindi si scarica nel delta. È evidenziato un canale minore (5g) che dalla sezione di chiusura Adda (canale 5) prosegue verso l'attuale Stallone (probabilmente allacciandosi al canale 5g, più ampio), di cui però attualmente non vi è alcuna traccia.

È ben delineato anche il canale Borgofrancone, di cui attualmente rimangono buone testimonianze morfologiche. Il canale Borgofrancone (I) correva accanto a Sant'Agata, poco più a N formava una piccola ansa di meandro con un canale minore, quindi una più ampia (nell'area di Guastone) per poi dirigersi verso W, raccogliendo le acque del canale deltizio Adda più orientale. Nel canale Borgofrancone si gettavano anche le acque di un altro piccolo canale proveniente da S (III). Inizialmente, il Canale Borgofrancone sfociava nel Lario scorrendo verso SW lungo i Montecchi e poi curvando verso NE all'altezza de Le Arbiolle (Fig. 7.62); successivamente, intorno al 1800, si è individuato un secondo canale più a N (Fig. 7.63).

Tra l'ansa di meandro Borgofrancone e l'Adda (1) è presente uno stretto alveo attualmente profondo poco più di un metro (II), che in tempi precedenti poteva collegare l'Adda al Borgofrancone e drenava una parte del deflusso Adda, oppure si collegava ad un alveo minore, a poche decine di metri dall'Adda, proveniente da S. Attualmente la zona è antropizzata, e non è possibile fornire un'interpretazione certa: tuttavia si ritiene maggiormente probabile la prima ipotesi, fermo restando che, in tempi diversi, possano essersi verificate entrambe le situazioni.

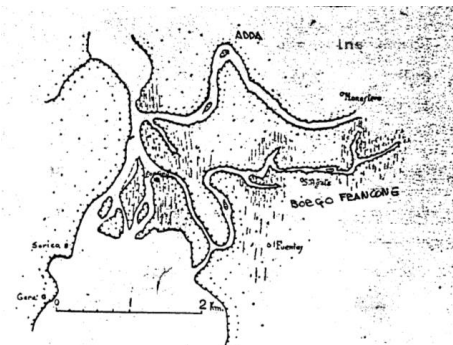


Fig. 7.62 – Da una cartina allegata al “Piano ragionato sui provvedimenti richiesti all’asciugamento delle paludi di Colico”. Carlo Castelli, preposto. Milano, 1786. Da Tavelli, 1987, modificato.



Fig. 7.63 – Da una cartina topografica della provincia di Como di Gaetano Monticelli a Desiderio Manzoni. Incisore Bartolomeo Quadri. Circa 1820. Da Tavelli, 1987.

È da sottolineare una particolarità che caratterizza sia l'alveo Borgofrancone I che l'alveo Adda 5g. Entrambi questi alvei presentano una larghezza notevole (larghezze massime: 200 m per 5g e 178 m per I, 223 m se si considera il terrazzo di ordine superiore più a E, di cui rimangono poche evidenze), ma nelle carte il loro tracciato è piuttosto costante nel tempo e la loro larghezza è molto minore di quelle sopra indicate, sufficienti a drenare l'intero Adda. Una spiegazione valida sarebbe che il lento e progressivo spostamento dell'alveo sia del Borgofrancone I che dell'alveo 5g abbia progressivamente allargato l'alveo iniziale fino alle dimensioni indicate. Tuttavia, come detto, la cartografia storica non

mostra una grande mobilità di questi corsi d'acqua: essi dovrebbero quindi aver allargato i propri alvei prima del 1700 e poi aver mantenuto il tracciato riportato nelle carte storiche.

È però possibile anche ipotizzare che in tempi precedenti a quanto raggiunto in questa ricostruzione, l'Adda abbia effettivamente drenato attraverso questi due alvei, scavando un alveo maggiore che successivamente è stato occupato da corsi d'acqua minori (I e 5g), ma non colmato completamente.

Diverse cartografie indicano la presenza, tra 1830 e 1870 circa, di una insenatura piuttosto estesa del Lario, compresa tra i canali 5d e 5g. Sono ancora presenti le evidenze dell'antica riva di lago, in buona parte come scarpate (Fig. 7.56) e in misura minore individuabile da ortofoto. Questa insenatura è successivamente evoluta in un bacino chiuso, collegato al Lario da uno stretto corso d'acqua, indicato come "Roggio" in alcune cartografie degli ultimi anni del XIX secolo (Fig. 7.64).

Nel 1858, sotto la dominazione austriaca, vengono terminati i lavori del canale artificiale che rettifica il corso dell'Adda tra Dubino e il Lario. In quell'anno l'Adda venne deviato dall'alveo 1 – 2 – 5 nel nuovo canale artificiale (1 – 6). L'argine si fermava all'altezza dell'estremità E del Montecchio centrale (località Le Arbiolate). Le carte storiche mostrano che fino al 1890 circa i canali naturali rimangono attivi (carte Dufour, carta di Autore ignoto (1875), carta Civelli (1886) (Fig. 7.65)). Nel 1893, la carta pubblicata da Pio Galli non indica più un deflusso attraverso i canali naturali; inoltre evidenzia come il deflusso del Mera si sia impostato nell'alveo percorso anche attualmente (Fig. 7.66).

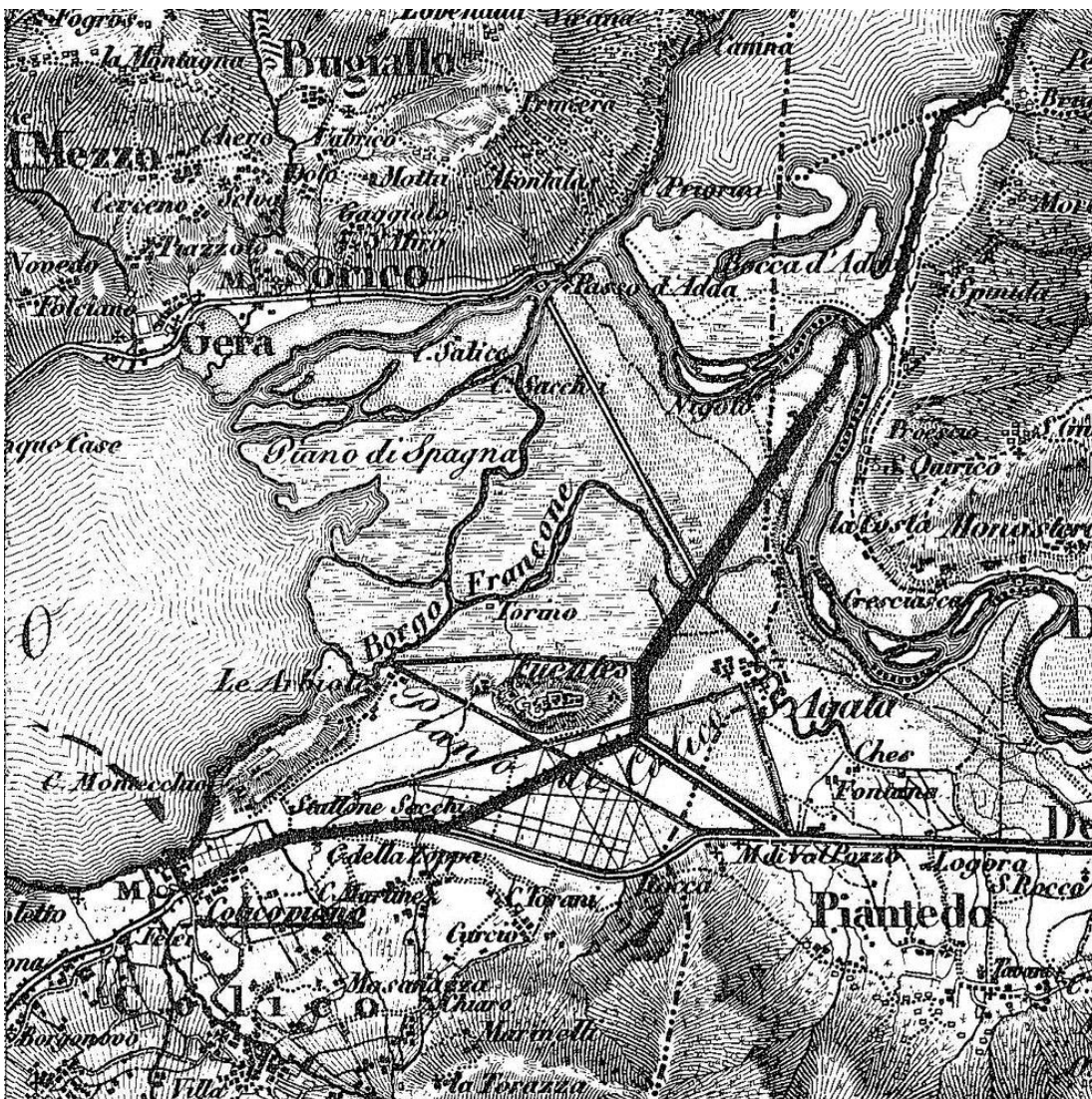


Fig. 7.64 – Stralcio della carta topografica del Regno Lombardo – Veneto, 1833.

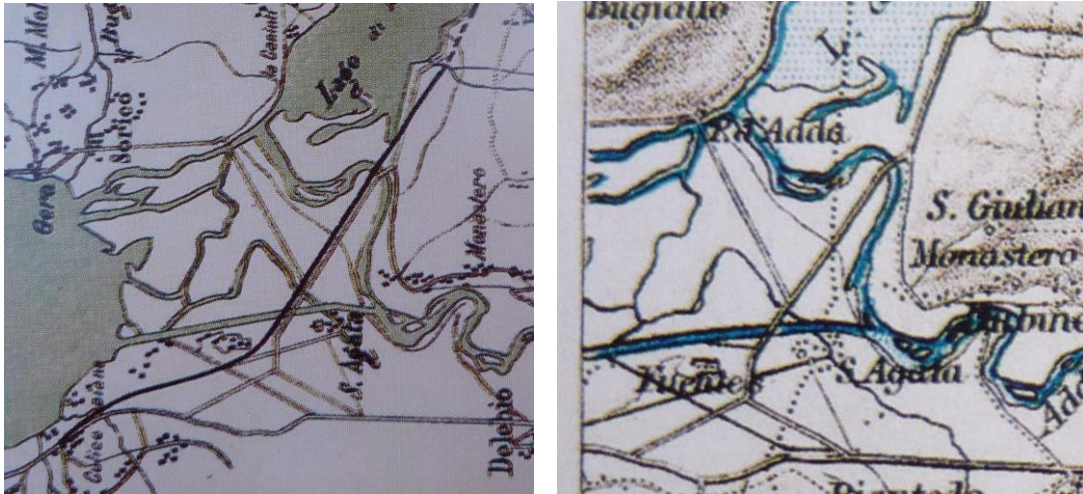


Fig. 7.65 – Carta Civelli, 1886 (a sinistra), e carta del 1875, autore ignoto (a destra). In entrambe le cartografie sono indicati come percorsi da corsi d'acqua gli alvei Adda precedenti allo scavo del canale artificiale.

La cartografia svizzera nell'edizione del 1909 evidenzia come l'Adda abbia velocemente iniziato la costruzione di un nuovo delta alla foce del canale artificiale. La carta indica che nel proprio delta l'Adda si biforca, con un canale minore a N e uno maggiore a S. I due canali del Borgofrancone sono ora occupati dal lago, che forma due strette insenature.

La carta del 1957 (Fig. 7.67) indica una variazione dell'organizzazione del deflusso nel delta dell'Adda: l'Adda percorre ora un canale maggiore che dalla foce del canale artificiale devia leggermente a N per poi sfociare verso W nel Lario, da cui si dipartono verso WSW e SW dei canali minori in mezzo a cui si individuano tre estese barre fluviali.

L'edizione 1995 della cartografia svizzera indica come l'Adda sia stato nuovamente rettificato. La situazione rimane altrimenti invariata fino ad oggi.

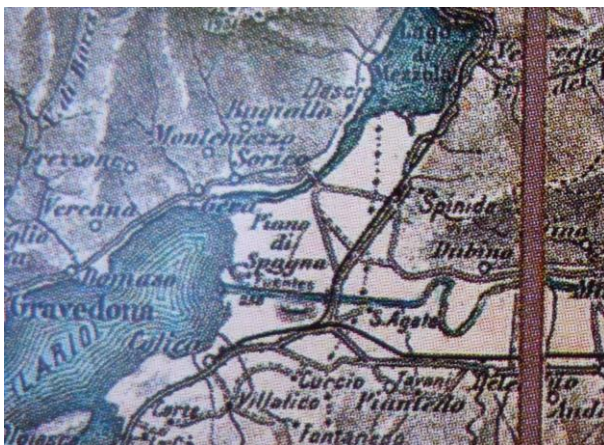


Fig. 7.66 – Stralcio dalla carta "Alpi e Prealpi" di Pio Galli, 1893.



Fig. 7.67 – Carta Nazionale Svizzera, edizione 1957.



## Capitolo 8

### Morfologie periglaciali

L'ambiente periglaciale comprende le zone in cui è presente ghiaccio nel terreno (suoli, depositi superficiali o roccia) e/o in cui prevalgono l'azione del gelo e i processi connessi al permafrost (French, 1976). Il permafrost è definito da Muller (1945) come uno strato prossimo alla superficie in cui la temperatura sia rimasta al di sotto di 0°C per lungo tempo (da almeno 2 anni a decine di migliaia). Non si fa riferimento né al tipo di terreno né alla presenza o meno di acqua e di ghiaccio.

Il permafrost in ambiente alpino vede la presenza di ghiaccio nel terreno. La presenza di ghiaccio ha una grande importanza per la stabilità dei versanti: il permafrost svolge un ruolo cementante nei terreni, nei detriti e negli ammassi rocciosi in cui è presente; la fusione del ghiaccio, anche parziale, può innescare fenomeni di instabilità (Fig. 8.1, Fig. 6.33).



*Fig. 8.1 – Baite abbandonate ad Avert di Mezzo, alta Val Pesciadello. Le lesioni e l'inclinazione dei muri sono provocate dalla fusione stagionale di permafrost. L'abbandono delle baite, e quindi la mancata manutenzione, ha permesso al fenomeno di agire per lungo tempo e permettendo il danneggiamento. Queste baite sono un esempio dei pericoli a cui possono andare incontro edifici o manufatti in genere costruiti su terreni interessati da permafrost.*

Per questo motivo tra le forme analizzate in Bassa Valchiavenna sono presenti anche quelle modellatesi in ambiente periglaciale: rockglacier, lastricati nivali, blocchi aranti, cuscinetti erbosi, lobi di soliflusso in pietre o in terreno.

Queste forme, se attive, indicano la presenza di ghiaccio nel terreno. Come conferma della presenza di ghiaccio, oltre alle caratteristiche morfologiche delle forme citate, sono state analizzate dove possibile le acque sorgive (T e G) e sono stati individuati i ghiacciai presenti.

In Alta Valchiavenna (Val San Giacomo), le morfologie periglaciali sono presenti quasi in ogni valle (Progetto "Geomorfologia della Valchiavenna", Bini e Apuani non pubblicato). In Bassa Valchiavenna, a causa delle quote mediamente minori, esse sono presenti in aree più localizzate e distanti tra loro:

- in Val Bregaglia: a Carmezzano e al Passo d'Avero; nella conca dell'Acquafraggia; sul Monte Saragiolo; sulla vetta e sul versante S del Monte Galleggione; nelle testate delle valli del versante meridionale, tra Val Casnaggina e Alpe Penz; al Monte Congen; in Valle del Grillo; a quote più basse a Saranga, Segreda, e a W di Tabiadascio.
- nella bassa Valchiavenna, versante occidentale: sulla cresta di confine con la Svizzera, in Val Bodengo, Val Piodella e Val Pilotera; all'Alpe Pregassone; alle testate delle valli Bodengo, Soè

(Alpe Soè e Alpe Mandurivo), Garzelli (Val Ledù); tra Alpe Borlasca e Monte Borlasca; in alta Valle Forcola.

- nella bassa Valchiavenna, versante orientale: alla testata della Valle dei Ratti (zona rifugio A. Volta); all'Alpe Primalpia II Primalpia III; all'Alpe Piempo; in Val Codogno; al Passo Primalpia.
- nel massiccio Pizzo Sasso Canale – Monte Berlinghera: a Prato Fortunato; sulla cresta E del Monte Berlinghera; all'Alpe Canale.
- in Val Codera: in tutte le testate delle valli tributarie da Valle Salubiasca verso la Bocchetta della Teggiola; in alta Val Ladrogno.

Le morfologie più importanti, non tanto per le dimensioni, quanto per presenza e diffusione sul territorio, sono i rock glacier. Le altre morfologie periglaciali sono presenti perlopiù nelle medesime aree.

## 8.1 - Rock glacier

I rock glacier (Barsch, 1996) sono forme molto diffuse nelle Alpi e anche in Valchiavenna. Durante il rilevamento i rock glacier sono stati suddivisi principalmente in base alle classificazioni proposte da Barsch (1996). Sono stati distinti cioè:

- in base alla forma:
  - *lobate shaped rock glacier* (o rock glacier spatolato): forma lobata e allargata, distribuita parallelamente al versante, con rapporto lunghezza/larghezza  $<1$ ;
  - *tongue shaped rock glacier* (o rock glacier linguoide): tipica forma a lingua con rapporto lunghezza/larghezza  $>1$ ;
  - *complex rock glacier*: rockglacier costituiti da un complesso di rock glacier aggregati di forma differente;
  - *protalus rampart* (o argini detritici i nevaio, o nivomorene): essi non sono compresi nella classificazione di Barsch (1996), e sebbene siano stati tradizionalmente sempre considerati a se stanti sono morfologie simili a rockglacier, caratterizzati da una formazione di ghiaccio nella parte inferiore di una falda detritica per circolazione d'aria (Delaloye e Reynard, 2001; Pieracci, 2006).
- in base al materiale da cui sono costituiti (alimentazione):
  - *talus rock glacier*: costituito da detrito proveniente dalle pareti sovrastanti; si sviluppa ai piedi di una falda detritica;
  - *debris rock glacier*: costituito da till, è localizzato in genere in corrispondenza di morene;
  - oltre a talus e debris rock glaciale sono stati distinti i *rock glacier ad alimentazione mista* (non classificati in Barsch, 1996), costituiti sia da till che da depositi di versante.
- in funzione dello stato di attività (questa classificazione ricalca solo in parte quella di Barsch, 1996, in rock glacier attivi, inattivi, relitti) (vedi oltre):
  - *rock glacier con ghiaccio*: è certa la presenza di ghiaccio all'interno del rock glacier;
  - *rock glacier senza ghiaccio*: non sono presenti evidenze di ghiaccio all'interno del rock glacier;
  - *rock glacier relitto*: è un rock glacier che attualmente non contiene ghiaccio ma che lo ha contenuto in passato, conservando la morfologia che lo contraddistingue, spesso depresso e con depressioni.



Per valutare la distribuzione del permafrost montano e la stabilità dei versanti è importante riconoscere l'attività/inattività dei rock glacier, cioè se essi fluiscono e con che velocità. In questo lavoro non è stato possibile eseguire uno studio di dettaglio su ogni rock glacier o una misura diretta della sua velocità di flusso: sono stati però utilizzati criteri di terreno speditivi per valutare almeno la presenza di ghiaccio, sulla base dei seguenti criteri:

1. la presenza di ghiaccio all'interno del corpo è stata definita in funzione della presenza di sorgenti poste alla fronte del rock glacier, durante il periodo estivo, e della loro temperatura. Si è considerato che le acque, se derivano dalla fusione del ghiaccio contenuto nel rock glacier, possono avere temperature che vanno dai circa 0° C a un massimo di 5° C (Progetto "Geomorfologia della Valchiavenna", Bini e Apuani non pubblicato). Al di sopra di quest'ultima temperatura le acque non possono essere più associate alla presenza di ghiaccio, ma sono acque sottosuperficiali che risentono della temperatura atmosferica, della presenza di nevai o del gradiente geotermico in funzione del percorso sotterraneo da esse intrapreso. Una conducibilità dell'acqua (misurata in  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) molto bassa è un buon criterio per indicare acque di fusione glaciale provenienti da un rock glacier, in quanto il tempo e la distanza tra la fusione e l'emersione dell'acqua in superficie non sono sufficienti per la presa in carico di una quantità elevata di sali. La sola temperatura delle sorgenti, però, permette solo di distinguere tra rockglacier con ghiaccio e senza ghiaccio/relitto, ma non consente di distinguere tra stato attivo e inattivo (Barsch, 1996) anche se, in entrambi i casi, è presente ghiaccio nel rock glacier. Non avendo a disposizione misure geofisiche indirette o la possibilità di effettuare osservazioni dirette in sondaggio, si è evitata la classificazione di Barsch (1996) tra i due stati attivo o inattivo, e si è distinto tra rockglacier con ghiaccio e senza ghiaccio.
2. la presenza di un corpo molto rigonfio e di una fronte piuttosto ripida, con un angolo di inclinazione superiore all'angolo di riposo del materiale, indica la presenza di ghiaccio che mantiene unite le particelle di terreno e i clasti. Allo stesso modo un corpo depresso con un fronte progressivamente meno ripido e con fenomeni di frana indicano inattività del rock glacier.
3. la presenza di rughe e morfologie ben accentuate che indicano movimento.
4. la presenza di vegetazione sul materiale fine al fronte, sui fianchi e sul dorso.

Sulla base di queste considerazioni sono stati cartografati 139 rock glacier, di cui:

- 69 tongue shaped (Fig. 8.2), 36 lobate shaped (Fig. 8.3), 20 complex shaped (Fig. 8.4), 14 protalus rampart (Fig. 8.5);
- 97 talus rock glacier (Fig. 8.6), 7 debris rock glacier (Fig. 8.7), 35 ad alimentazione mista (Fig. 8.8);
- 128 con ghiaccio (Fig. 8.9), 8 senza ghiaccio (Fig. 8.10), 2 relitti (Fig. 8.11).



*Fig. 8.2 – Tongue shaped rock glacier RG116 sul versante N del Monte Gruf. Il rock glacier presenta nettissime evidenze di attività, con un fronte a pendenza maggiore dell'angolo di riposo, assenza totale di vegetazione e corrugamenti molto ben evidenti.*



*Fig. 8.3 – Lobate rock glacier (RG169) a N della cresta tra Pizzo San Pio e Sasso Bodengo, testata dell'alta Val Bodengo. Il rock glacier si sviluppa in depositi glaciali (la morena vegetata che, parzialmente rimobilitata dal rock glacier, ne costituisce anche il cordone più esterno) e in depositi di crollo.*



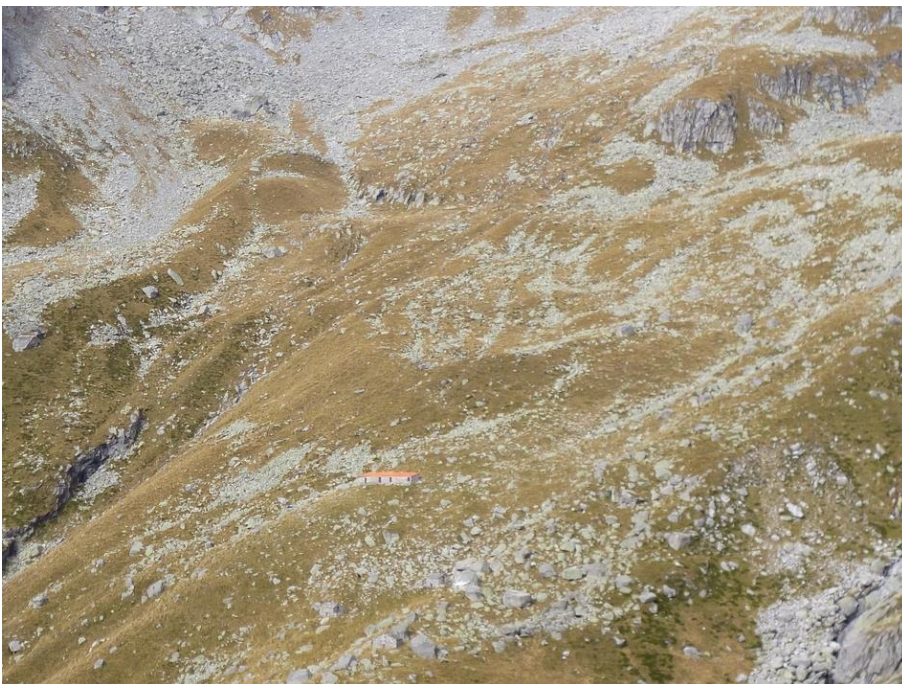
*Fig. 8.4 – Complex rock glacier (RG125) sul versante N della Cima di Malvedello, versante S della Val dei Ratti. Il rock glacier è composto da tre corpi principali di cui sono visibili le nette scarpate frontali nella porzione superiore del rock glacier (la scarpata più alta in questa foto si affaccia appena oltre il circo sommitale). La presenza di ghiaccio è certa. Più a valle il rock glacier si suddivide in tre lingue che fluiscono attorno a due dossi rocciosi. Sono presenti alcuni corrugamenti, ma meno evidenti, e c'è una maggior quantità di vegetazione. Infine, il piede del rockglacier è composto da sottili accumuli di detriti, con ogni probabilità senza ghiaccio all'interno, ma senza vegetazione se non ai bordi.*

*Fig. 8.5 – Protalus rampart (RG166) ai piedi della cresta della Bocchetta di Settaggio, Val Pesciadello. Il protalus si presenta solo parzialmente inerbito (presenza di permafrost) e si sviluppa ai piedi di una falda detritica inerbita (assenza di permafrost). Si protende dalla parete per soli 48 m al massimo, mentre in senso trasversale al flusso è esteso per 342 m.*





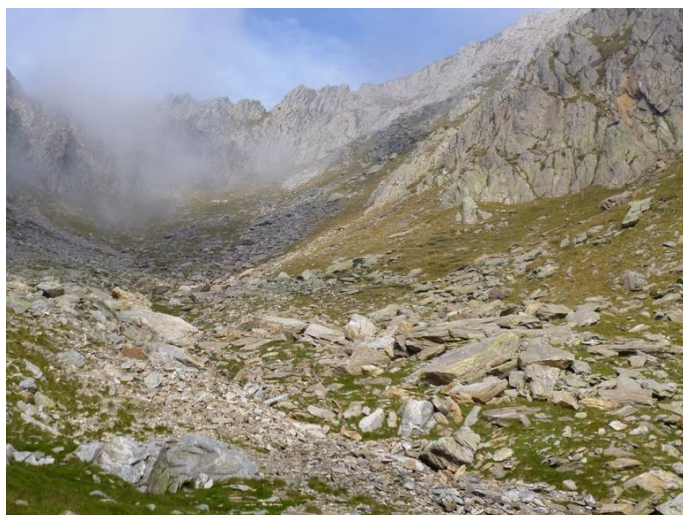
*Fig. 8.6 – Talus rock glacier (RG173) al Passo Forcola. Il rock glacier presenta evidenti lobi con scarpate frontali parzialmente inerbite ma con angolo superiore all'angolo di riposo del materiale della falda detritica circostante.*



*Fig. 8.7 – Debris rock glacier (RG185) all'Alpe Talamucca, testata della Val dei Ratti. Il rock glacier si sviluppa all'interno di depositi glaciali (a valle della baita e all'estrema sinistra sono visibili le morene dei ghiacciai locali). Il deposito è un diamicton che comprende sia una frazione fine sabbioso-ghiaiosa sia (in maggioranza) ciottoli, blocchi e piccoli massi.*



*Fig. 8.8 – Rock glacier RG188 a Primalpia II, settore SE della Val dei Ratti. All'interno del rock glacier è presente ghiaccio: le sorgenti individuate (SF127 e SF264) presentano temperature di 4,5°C (la sorgente è appena oltre il fronte del rock glacier) e di 2,3°C (la sorgente è sul corpo del rockglacier) e conduttività elettriche di 6,2 e 6,8  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , chiare evidenze della presenza di ghiaccio. Il rock glacier presenta corrugamenti parzialmente vegetati e un fronte ad angolo maggiore dell'angolo di riposo.*



*Fig. 8.9 – RG115 a Prato Fortunato (versante S del Pizzo Sasso Canale). A quote superiori (in alto) il rock glacier prende in carico i depositi di versante provenienti dalle pareti, formando cordoni e rughe alteralmente al corpo principale. A quote inferiori (in basso) il rockglacier interessa alcune morene frontali, e presenta morfologie meno evidenti che a quote maggiori. In effetti, le caratteristiche morfologiche peggiori e la maggior presenza di vegetazione inducono a pensare che la porzione di rockglacier compresa tra 1950 e 1750 m di quota sia inattiva, mentre a quote superiori a 1950 il rockglacier è ancora ben attivo. La presenza di ghiaccio è invece confermata dalle caratteristiche fisiche delle acque sorgive a valle (Tab. 8.2).*



Sorgente	T acqua (°C)	T aria (°C)	G (µS/cm)
SF113	6	23	12,8
SF114	6	23	17,4
SF115	11	24	14,2
SF116	7	27	22,8

*Tab. 8.1 – T e G delle sorgenti ricollegabili al RG115.*



*Fig. 8.10 – RG131 in Valle Spulga, versante S della Val Bregaglia. È un rock glacier linguoide posizionato al centro della valle, occupa un impluvio a quota 2000, tra i depositi glaciali in primo piano e la morena (inerbita) sullo sfondo. Si tratta di una morfologia senza ghiaccio, in quanto evidentemente depressa nella zona centrale (sono evidenti solo i corrugamenti al fronte e laterali, l'unico qui visibile è la cresta in detrito non vegetato addossata alla morena), e parzialmente inerbita al fronte e lungo uno dei cordoni laterali. L'apice è coperto da depositi di debris flow e di molto difficile individuazione.*

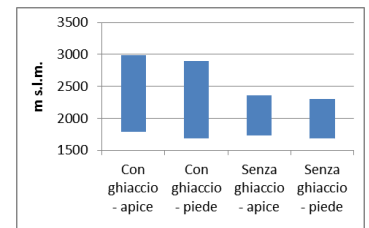


Fig. 8.11 – Rock glacier relitto RG149 a Piangesca, conca del Lago dell’Acqua Fraggia. Il rock glacier si trova al limite esterno della conca, e appare scollegato dal vicino RG120 (il cui fronte è visibile sullo sfondo nella foto a sinistra). Esso si è molto probabilmente originato a partire da una morena del ghiacciaio vallivo all’interno della conca dell’Acqua Fraggia. In seguito alla fusione del ghiacciaio, il rock glacier è rimasto non alimentato. Attualmente presenta una forma rilevata sulla piana circostante, ma con diverse depressioni, ricoperta dai depositi torbosi della piccola piana di Piangesca e nella porzione E anche dal fronte del RG120 che sta lentamente avanzando sopra di esso.

In Tab. 8.2 sono riportate le quote entro cui i rock glacier sono presenti in Bassa Valchiavenna. I rock glacier senza ghiaccio si sviluppano in un intervallo di quote meno ampio e spostato verso il basso rispetto ai rock glacier con ghiaccio; le quote massime e minime di apice e piede sono poco distanti. Al di sotto delle quote minime questi corpi non sono stati osservati, perchè:

- a quote troppo basse la presenza di permafrost è inibita: non si formano morfologie periglaciali.
- anche se in alcune aree sono presenti altre morfologie legate a permafrost, spesso sono troppo esposte per creare corpi ghiacciati delle dimensioni dei rock glacier.
- la presenza di rock glacier è possibile se sono disponibili detriti in grado di ospitare ghiaccio, ed è inibita da alcuni tipi di deposito (come diamicton ricchi in matrice). A quote maggiori i detriti grossolani più favorevoli alla formazione di ghiaccio sono più diffusi, estesi e spessi.

		R. G. con ghiaccio	R. G. senza ghiaccio
apice	quota massima	2985 m (RG151)	2360 m (RG179)
	quota minima	1785m (RG160)	1720 m (RG159)
piede	quota massima	2895 m (RG151)	2295 m (RG179)
	quota minima	1685 m (RG201)	1675 m (RG159)



Tab. 8.2 – Quote degli apici e dei piedi dei rock glacier della Bassa Valchiavenna.

Considerando quote ed estensioni dei rockglacier, si osserva che le quote degli apici sono legate ad una maggiore estensione dei rock glacier.

Ordinando per quota del piede decrescente (Fig. 8.12), si osserva che le quote di apice e di piede dei rock glacier dipendono sia dalle dimensioni dei rock glacier (più i rock glacier sono estesi più le quote di apice e di piede divergono) sia dalla forma (sono presenti rock glacier in cui apice e piede hanno quote distanti ma un’area piccola, ad esempio RG239: ciò può essere legato solo a una forma linguoide del rockglacier).

Analizzando la distribuzione dei rock glacier in funzione della loro area e della loro estensione verticale (differenza tra quota dell’apice e quota del piede) (Fig. 8.13), si ottengono osservazioni simili.

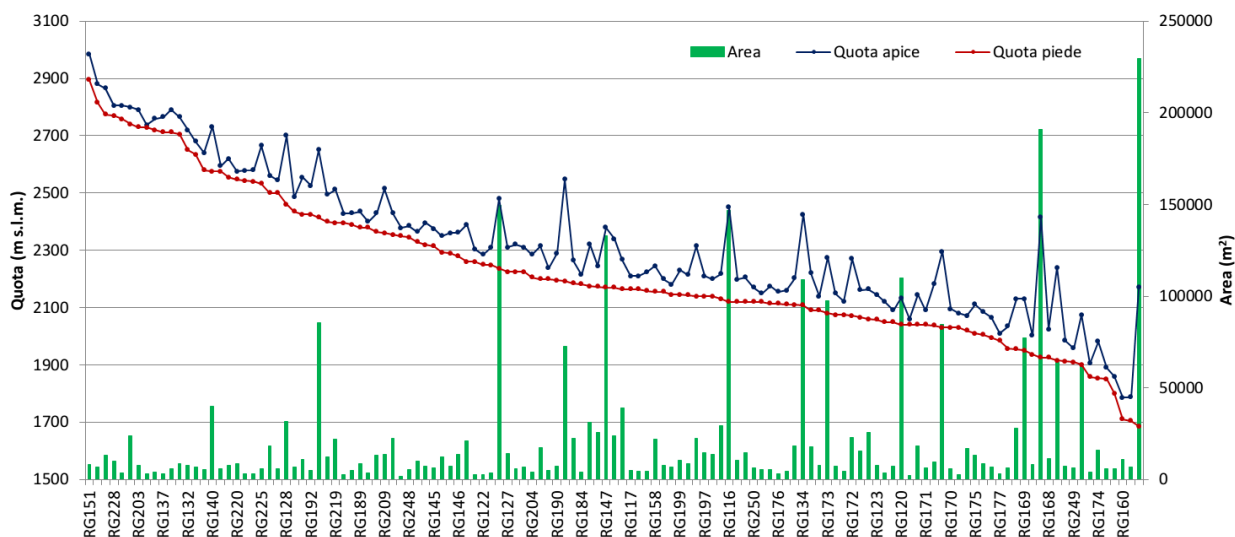


Fig. 8.12 – Andamento delle quote di apice e di piede dei rock glacier con ghiaccio in funzione della quota decrescente del piede.

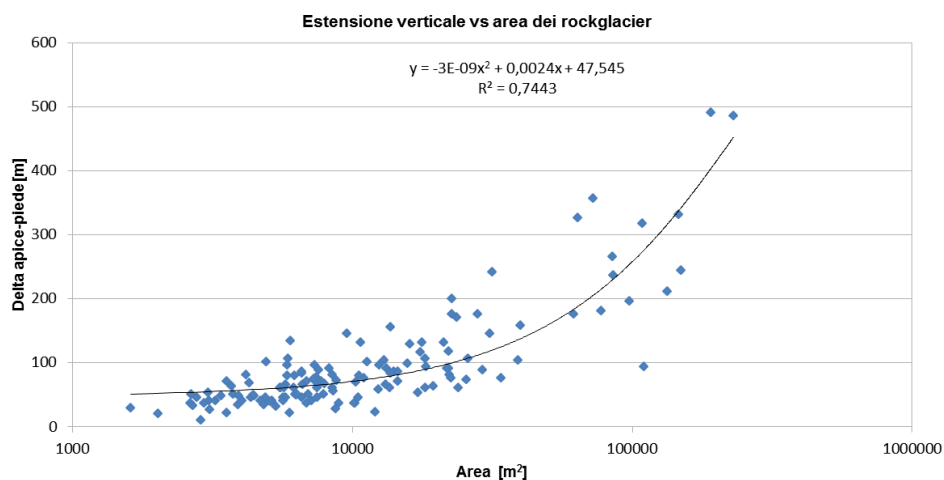


Fig. 8.13 – Confronto tra l'area dei rock glacier e la loro estensione verticale. Scala logaritmica in ascisse. La linea di tendenza è una curva polinomiale di 2° ordine.

I rock glacier presenti in Bassa Valchiavenna coprono un ampio intervallo di estensione areale; il più esteso ha un'area di 229.538 m<sup>2</sup> (RG201) e il più piccolo un'area di 1.607 m<sup>2</sup> (RG168), con un'estensione media di 21.274 m<sup>2</sup>. In Fig. 8.14 sono riportati i boxplot riguardanti le distribuzioni delle aree dei rockglacier, sia a seconda del tipo di alimentazione che indipendentemente da essa. I debris rock glacier sono molto pochi, e risultano avere aree minori. I rock glacier ad alimentazione mista sono quelli che raggiungono le aree maggiori. I talus rock glacier sono quelli in numero maggiore.

Per quanto riguarda le pendenze, la maggior parte dei rock glacier è sviluppata su pendii tra 20° e 30° di pendenza (Fig. 8.15). Molti sono presenti anche su pendenze comprese tra 30 e 40°, nessuno su pendenze inferiori a 10°.

I rock glacier in depositi glaciali sono presenti in un intervallo di quote più concentrato rispetto ai talus rock glacier o ai rock glacier con alimentazione mista (Fig. 8.16).

I rockglacier esposti a N e ad W sono in numero maggiore dei rockglacier esposti a S ed E, ed anche di estensione areale totale maggiore (Fig. 8.17). L'esposizione è legata alla quota: le quote medie dei rock glacier sono più alte per esposizioni a W (soprattutto WSW e SW) e ad E (soprattutto E ed ESE). Le quote medie più basse si riscontrano per i rockglacier esposti verso N.

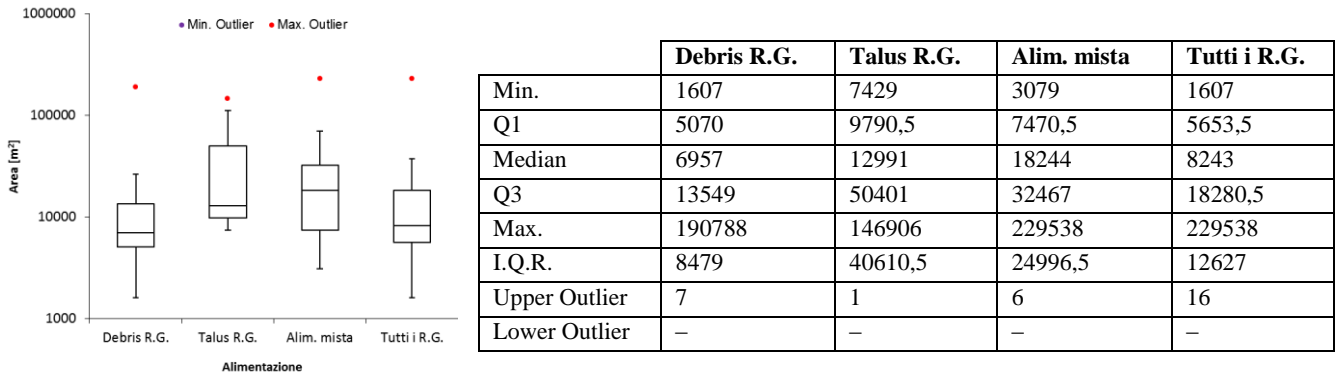


Fig. 8.14 – Grafico box plot: confronto tra l'area dei rock glacier e il tipo di alimentazione. Scala logaritmica in ordinate. I valori adiacenti superiore e inferiore sono calcolati come 1,5·I.Q.R.; i valori adiacenti inferiori non sono presenti.

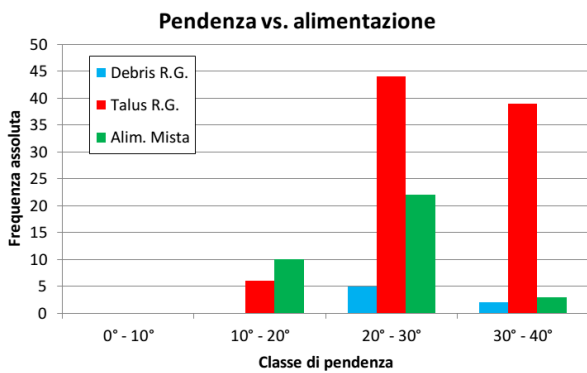


Fig. 8.15 – Numero di rock glacier per classe di pendenza.

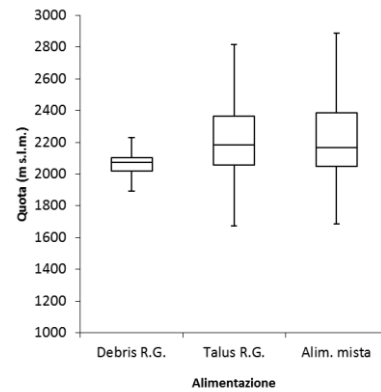


Fig. 8.16 – Distribuzione altimetrica dei rock glacier in base alla tipologia di alimentazione.

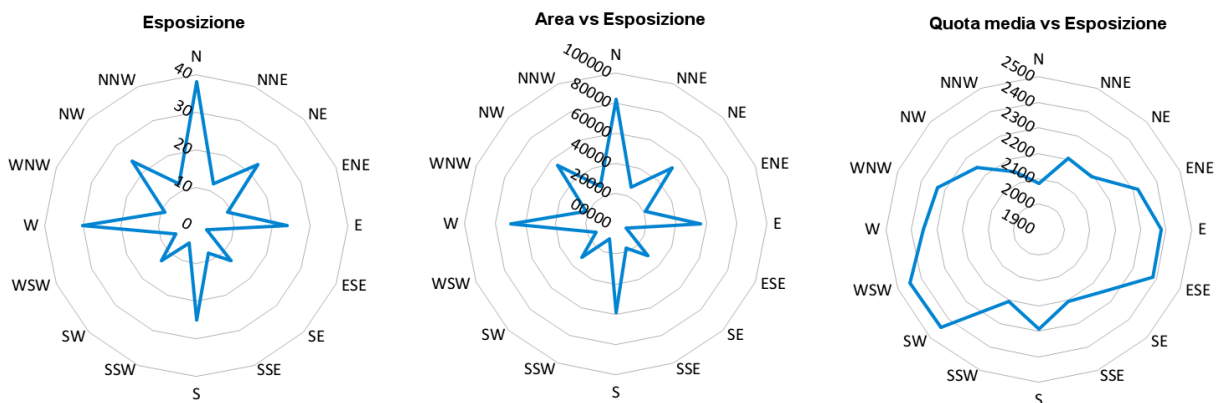


Fig. 8.17 – Esposizione dei rock glacier e confronto con area e quota media. A sinistra: numero di rock glacier esposti verso ognuno dei punti cardinali indicati. Al centro: aree totali di tutti i rockglacier esposti verso ognuno dei punti cardinali indicati. Aree in m<sup>2</sup>. A destra: quota media di tutti i rock glacier esposti verso ognuno dei punti cardinali indicati. Quote in m s.l.m..

## 8.2 - Altre morfologie periglaciali

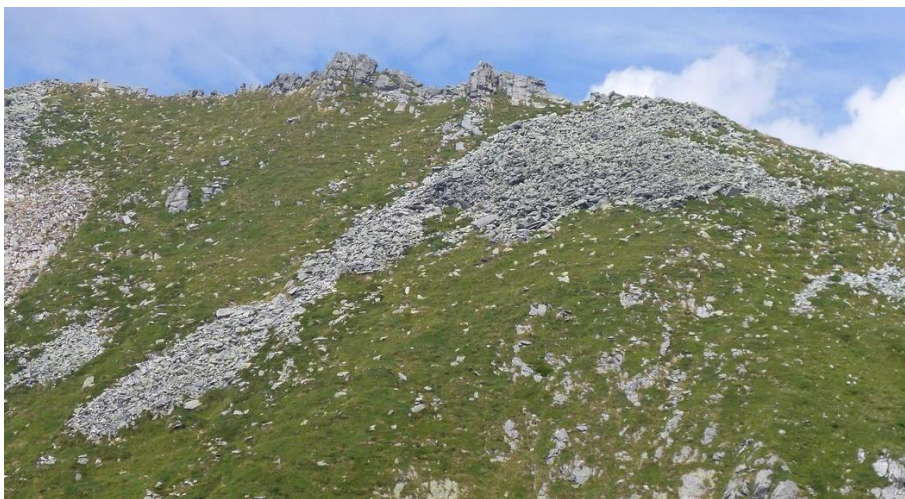
Per quanto riguarda le morfologie periglaciali di minori dimensioni dei rock glacier, in Bassa Valchiavenna sono presenti cuscinetti erbosi (Fig. 8.18), lobi di soliflusso in terra (Fig. 8.19) e in pietre (Fig. 8.20), blocchi aranti (Fig. 8.21) e lastricati nivali (Fig. 8.22).



*Fig. 8.18 – Cuscinetti erbosi alle baite di Averta, Valle Averta, alta Val Codera, quota 1980 m s.l.m.. I cuscinetti erbosi sono forme semisferiche di diametro fino a 40 cm e altezza fino a 20 cm, con un'elevata densità di forme.*



*Fig. 8.19 – Lobo di soliflusso erboso a Mot dei Galli, versante S del Monte Galleggione, alta Val Bregaglia italiana. Il lobo è sviluppato all'interno di depositi di versante (che a parte la presenza di alcuni blocchi hanno in quest'area una granulometria abbastanza fine e un suolo diffuso spesso pochi decimetri), e fluisce al di sopra dei depositi glaciali dell'ultima glaciazione.*



*Fig. 8.20 – Lobi di pietre lungo la cresta tra Val Ladrognò e Val Codera alla Forcella di Pianei, quota 2230 m s.l.m.. I lobi di pietre si sviluppano all'interno del poco detrito di versante prodotto dagli affioramenti in cresta. Le forme si presentano rigonfie, con i clasti oblati orientati dal flusso del ghiaccio, e articolati in più lobi, uno principale più tozzo e uno laterale più sottile).*





Fig. 8.21 – Blocco arante al Passo Forcola, versante N della valle. Il blocco presenta un evidente rigonfiamento a valle (il materiale spinto dal movimento del blocco).



Fig. 8.22 – Lastricato nivale a valle del Passo del Colino, Val dei Ratti sudorientale. Il lastricato è composto sia da clasti oblati che da clasti equidimensionali, che tappezzano il fondo della conca.

L'esame delle quote a cui le morfologie si trovano (Fig. 8.23) indica che è presente permafrost sopra i 1220 m di quota. Nei casi delle morfologie a quote più basse (sotto quota 1600), si tratta quasi ovunque di morfologie in parte relitte o interessate da permafrost stagionale (Fig. 8.24). Le morfologie a quote più basse per cui è certa la presenza di permafrost sono MP130, cuscinetti erbosi sulla cresta del Monte Borlasca, e MP154, blocco arante in Val Ledù (Fig. 8.25). In Bassa Valchiavenna è quindi possibile posizionare il limite minimo del permafrost a 1600 m di quota circa, a seconda delle caratteristiche della località.

Se si analizzano le quote non globalmente ma a seconda delle diverse forme, è possibile notare che, a parte i lastricati nivali che sono presenti a quote maggiori, le altre morfologie periglaciali sono presenti pressochè nel medesimo intervallo di quote. Le morfologie periglaciali in Bassa Valchiavenna si sviluppano di preferenza su pendii aventi inclinazione tra 20° e 30°, e anche con pendenze superiori a 30° (Fig. 8.26). I lastricati nivali sono le uniche morfologie presenti anche sui pendii più blandi.

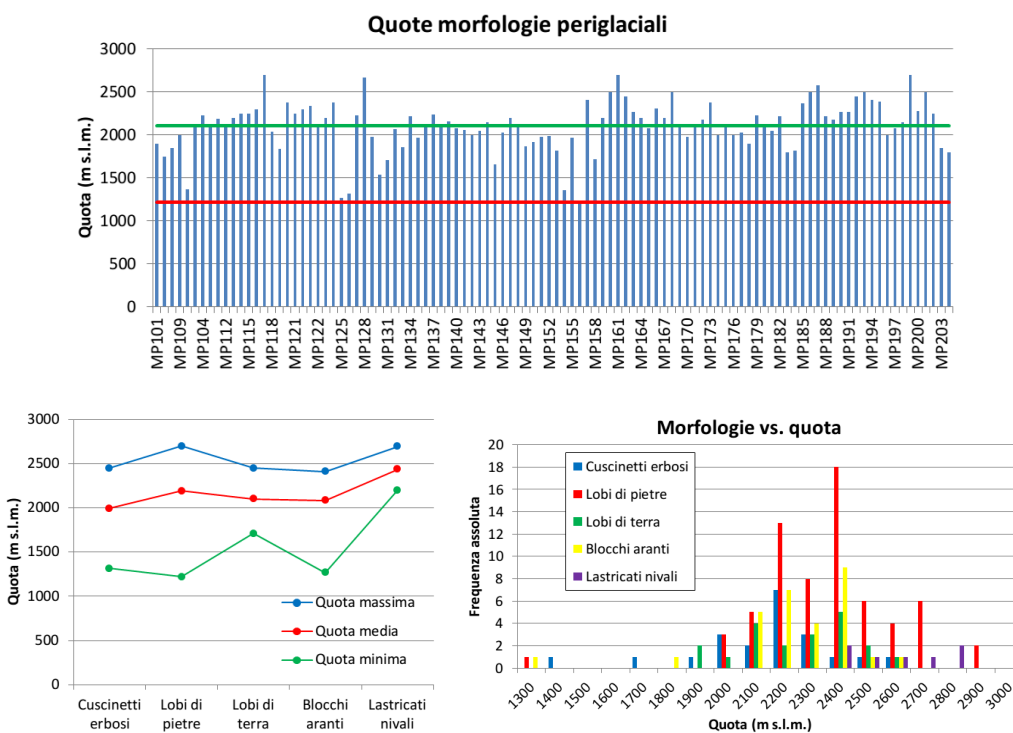


Fig. 8.23 – In alto: quote medie delle aree con morfologie periglaciali in Bassa Valchiavenna. In verde la quota media (2109 m s.l.m.), in rosso la quota minima (1220 m s.l.m., relativa a MP156). In basso a sinistra: quote massime, minime e medie delle diverse tipologie di morfologie periglaciali presenti. In basso a destra: numero di morfologie periglaciali per classi di quota di 100 m, suddivise per tipologia.



Fig. 8.24 – Morfologie periglaciali relitte o caratterizzate da permafrosta stagionale: a sinistra MP154 (soliflusso generalizzato sul versante ad Avert Cerminè, quota 1360 m), a destra MP126 (cuscinetti erbosi sgonfi e poco evidenti a Motta, Piuro, versante S della Val Bregaglia, quota 1315 m)



Fig. 8.25 – Morfologie periglaciali certe alle quote minori: a sinistra MP 145, blocco arante di 15 m<sup>3</sup> circa sul versante W della Val Ledù, con un solco (in ombra) profondo fino a 0,5 m e lungo 4 m; a destra cuscinetti erbosi lungo la cresta del Monte Borlasca a monte di Mot di Bedulina, con una densità di più di 40 forme ben evidenti in 10 m<sup>2</sup>.

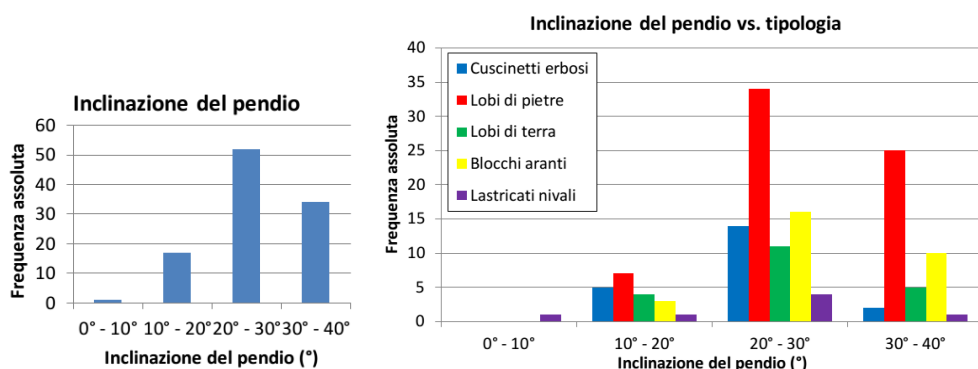


Fig. 8.26 – Numero di morfologie periglaciali in rapporto alla pendenza del terreno, considerate globalmente (a sinistra) e a seconda della tipologia (a destra).



Provenienti dalle valli tributarie. In Fig. 9.1 sono indicati i ghiacciai di cui è stato possibile accertare la presenza in Bassa Valchiavenna. I nomi indicano i corpi glaciali presenti allo LGM. Al massimo glaciale alcuni di questi ghiacciai sono il risultato della coalescenza di più lingue glaciali provenienti da circhi adiacenti: a fusione avanzata, essi possono essere separati nelle lingue originarie, provenienti da circhi adiacenti.

## 9.1 - Morfologie erosive

Sebbene questo territorio abbia visto succedersi nel tempo il passaggio di diverse masse glaciali, l'erosione glaciale, contrariamente a ciò che suggerisce il buon senso comune, non è la causa della formazione del paesaggio attuale della Bassa Valchiavenna: nella formazione della topografia attuale hanno avuto maggior importanza il denudamento, la dinamica dei versanti, l'erosione fluviale e l'alterazione. Ciononostante, i ghiacciai hanno lasciato un'impronta sia morfologica sia sedimentologica del proprio passaggio.

Le morfologie di erosione glaciale sono spesso attribuite in toto all'erosione da parte del ghiacciaio dell'ultima glaciazione. Incisioni vallive di diverse centinaia di metri sono attribuite alla sola ultima glaciazione, come ad esempio nel caso dell'alta Valle d'Aosta (Perello *et al.*, 2011). Ciò in Bassa Valchiavenna non può essere corretto: le glaciazioni riconosciute nell'anfiteatro del ghiacciaio Adda, di cui il l'Engadina è tributario, sono state più di una decina; e non ci sono motivi per pensare che l'erosione glaciale durante l'ultima glaciazione sia stata maggiore rispetto alle glaciazioni precedenti, dato che i ghiacciai in tutte le glaciazioni hanno avuto pressappoco la stessa massa e la stessa estensione areale (Ballantyne, 1997; Benn e Evans, 1998; Bini *et al.*, 1996; Bini *et al.*, 2009<sup>a</sup>; Kelly *et al.*, 2004).

Quindi, le morfologie di erosione glaciale a piccola scala attualmente osservabili sono dovute all'effetto cumulativo dell'erosione glaciale di tutte le glaciazioni, e non solo dell'ultima. Infatti se in Valchiavenna l'erosione glaciale durante ognuna delle tredici glaciazioni precedenti fosse stata dello stesso ordine di grandezza di quello attribuito per ipotesi all'ultima glaciazione (un'erosione di 1800 m di profondità, se si considera il dislivello tra Chiavenna e la trimline), lo spessore totale di materiale eroso sarebbe enorme, all'incirca 23.000 metri. Lo stesso ragionamento vale considerando valli già parzialmente incise: con un'erosione di 1000 m, si avrebbe uno spessore eroso di 13.000 m circa.

È molto più ragionevole pensare ad una Bassa Valchiavenna (e, in generale, ad un versante mediterraneo della catena alpina) in cui le valli attualmente esistenti non sono state erose dai ghiacciai ma esistevano già prima delle glaciazioni, almeno dalla crisi di salinità del Messiniano (vedi Cap. 10 – Caratteristiche ed evoluzione del territorio). Durante le glaciazioni le valli sono state percorse dai ghiacciai che le hanno svuotate dei depositi più superficiali, delle alteriti e delle porzioni di ammasso roccioso più deboli e fratturate.

### 9.1.1 - Morfologie erosive a piccola scala

In Bassa Valchiavenna le uniche morfologie di erosione glaciale a piccola scala presenti sono le trimline. Altre morfologie come valli sospese (Fig. 9.2), spalle o gradini glaciali e circhi glaciali (Fig. 9.3) sono in realtà dovute a fattori strutturali e/o di dinamica di versante. Ad esempio, Val Bodengo e Val Codera sono sospese sulla Valchiavenna, ma la loro topografia mostra una chiara influenza da parte di lineamenti fragili, e, nel caso della Val Codera, la bassa valle è impostata all'interno dell'intrusione del Granito di Novate. Allo stesso modo, la Val Francesca è una valle sospesa tra Novate Mezzola e Albonico, ed è impostata lungo una faglia.



Fig. 9.2 – Valle Francesca vista da Peledo. La valle, tra il versante e il Monte Peschiera, è sospesa sul fondovalle principale (Piano di Chiavenna e Lago di Mezzola). La valle, tuttavia, non è stata incisa dall'erosione glaciale, ma si è imposta lungo la zona di faglia della Linea di Albonico.



Fig. 9.3 – Circo del Pizzo Ligoncio e Cime di Gaiazzo, alla testata della Val dei Ratti. Il circo non è stato scavato dai ghiacci, ma solo esarato: i ghiacci hanno liberato le superfici strutturali interne alla Granodiorite della Val Masino (vedi 5.6 - Geomorfologia litologica).

Benché la morfologia generale della valle non sia imputabile all'azione dei ghiacciai, questi hanno comunque svolto un ruolo minore di modellamento dei versanti, asportando detriti e rocce fratturate e arrotondando le rocce meno competenti. Anche grazie a questa azione sono riconoscibili le variazioni di pendenza dei versanti che indicano la trimline, il limite morfologico che separa i settori inferiori dei versanti (con forme smussate e levigate a causa dell'erosione glaciale, e una pendenza maggiore) dai settori superiori (aguzzi, spigolosi, frantumati da crioclastismo, in quanto mai ricoperti dal ghiacciaio), e che è il limite massimo raggiunto dai ghiacciai su un versante (Ballantyne, 1997; Benn e Evans, 1998; Bini *et al.*, 1996; 2009<sup>a</sup>; Kelly *et al.*, 2004).

In Bassa Valchiavenna (Tab. 9.1) sono state riconosciute 29 evidenze di trimline, relative sia al ghiacciaio vallivo (17) che ai ghiacciai locali (12).

	Quota	Località	Coordinate (UTM 32N WGS84)		Evidenze
TL016	1685	Alpe Pescedo	529727	5117157	Ultimo till sul versante.
TL017	1690	Monte Berlinghera	530639	5117834	Rocce lisciate a valle della trimline e rottura di pendenza.
TL018	1690	Alpe Gigiai	527617	5116873	Ultimi erratici sul versante.
TL019	2170	Corna di Garzone	535027	5127137	Massi erratici sparsi su un balcone di roccia.
TL020*	2195	Corna di Garzone	535035	5126876	Singolo erratico su cresta protesa dal versante.
TL021	2255	Monte Galleggione	538163	5133618	Ultimi erratici e ultimo till sul versante.
TL022	2250	Cima di Vallon	541058	5127806	Rottura di pendenza.
TL023	1757	Avert Manco	526238	5120888	Ultimi erratici sul versante.
TL024	1750	Avert Campo	527663	5120015	Ultimo till sul versante.
TL025	1805	Monte Brusada	537533	5114083	Rottura di pendenza, ultimo till sul versante.
TL026	1790	Cresta del M. Borlasca	525795	5122480	Ultimo till sul versante.
TL027	1840	Monte di Frasnedo	539371	5117772	Ultimo till sul versante.
TL028*	1850	Cresta del Monte Cucco	524076	5122244	Ultimo till sul versante.
TL029	1890	Il Mottone	523734	5125288	Rottura di pendenza poco a monte di una cresta con till.
TL030	1970	Cresta di Avert Cima	524466	5127862	Till su tutta la cresta a valle.
TL031	2145	Piangesca, conca del Lago dell'Acqua Fraggia	534439	5134324	Morene lasciate dal ghiacciaio vallivo e dal locale.

TL032	2130	Carmezzano	532928	5133841	Erratici a quota maggiore sul versante.
TL033*	2140	Pizzo della Piazza, alta Val Piodella	522181	5125497	Limite massimo della roccia lisciata dai ghiacci.
TL034*	2370	Pizzo Settagiolo Dentro	520302	5124687	Decolorazione del piede del versante.
TL035*	1960	A E di Avert Pregassone	524152	5128151	Piede del versante levigato.
TL036*	2290	Avert Fugiana	523081	5128819	Roccia levigata e pulita da deposito.
TL037*	2360	Pizzo Piodella	522145	5127130	Limite massimo della roccia lisciata dai ghiacci.
TL038*	2000	Valle dello Spondone, alta Val Soe'	522112	5121389	Decolorazione del piede del versante.
TL039*	2150	Pizzi dell'Oro meridionale	542351	5121960	Piede del versante levigato e meno ripido.
TL040*	2520	Bocchetta Vanni	542564	5127912	Piede del versante levigato e meno ripido.
TL041*	2500	Valle della Bocchetta della Teggiola	542691	5127679	Piede del versante levigato.
TL042*	2690	Cresta NW del Pizzo Altare	543720	5127531	Piede del versante levigato e decolorato.
TL043*	2750	Circo del ghiacciaio Trubinasca, Pizzo Badile	544354	5126528	Limite massimo della roccia lisciata dai ghiacci.
TL044	1950	Val di Caser	536124	5123880	Ultimo till su due creste vicine.
TL045*	1950	Val di Caser, versante E	537249	5124712	Ultimo till sulla cresta e TL044.
TL046*	2170	Circo a W del Sasso Manduino	539514	5119535	Decolorazione del piede del versante.
TL047*	2300	Versante SW del Pizzo Bresciadega	539909	5121071	Decolorazione del piede del versante.
TL048*	2110	Valle Codogno	539348	5115044	Morena a quota maggiore sul versante.
TL049*	2875	Pizzo Ligoncio, versante S	542221	5120582	Piede del versante levigato e decolorato.
TL050*	2835	Cime di Gaiazzo	541061	5120608	Decolorazione del piede del versante.
TL051*	2830	Punta Bonazzola	541637	5120599	Decolorazione del piede del versante.
TL052*	2500	Cima del Malvedello	541958	5115627	Decolorazione del piede del versante.
TL053*	2400	Alpe Primalpia II	542632	5116488	Decolorazione del piede del versante.
TL054*	1990	A monte di Alpe Camera	541101	5118188	Morena ed erratici a quota maggiore sul versante.
TL055*	2350	Motto Rotondo	524037	5120444	Piede del versante levigato e decolorato.
TL056*	1960	Valle Ladrogno, tra Sasso Manduino e Punta Como	539910	5119840	Piede del versante levigato e decolorato.

Tab. 9.1 – Evidenze di trimline identificate in Bassa Valchiavenna.

Le evidenze di trimline del Ghiacciaio Engadina sono quasi tutte sedimentarie: la trimline è posizionata alla quota dell'ultimo erratico (Fig. 9.4), dell'ultima morena (Fig. 9.5) o dell'ultimo deposito glaciale (Fig. 9.6). Solo nel caso della TL017 e della TL035 la trimline è posizionata al limite superiore della porzione di versante caratterizzata da rocce montonate.

Per quanto riguarda i ghiacciai locali, le evidenze di trimline sono sia sedimentarie (Fig. 9.6) sia, soprattutto, erosive (Fig. 9.8, Fig. 9.9). Un certo numero di evidenze di trimline, nei circhi, è stato individuato grazie alla presenza di un'area di roccia al piede dei versanti e/o al fondovalle smussata e decolorata dal passaggio dei ghiacci.

Sulla base delle evidenze della trimline identificate è stato possibile ricostruire sia l'estensione dei ghiacci all'ultimo massimo glaciale che una sezione ipotetica del tratto di lingua glaciale che percorreva la Bassa Valchiavenna (vedi 9.3 - Ricostruzione della geometria dei ghiacciai allo LGM).



*Fig. 9.4 – TL018, Alpe Gigiai, Alto Lario. Erratici allineati sulla cresta. Sono gli erratici individuati alla quota maggiore sul versante.*



*Fig. 9.5 – TL016, Alpe Pescedo, versante S del Monte Berlinghera. Morena alla quota più alta presente sul versante.*



*Fig. 9.6 – TL021, Mot dei Galli, versante S del Monte Galleggione. Si tratta del corpo di depositi glaciali presente a quota maggiore.*



*Fig. 9.7 – TL054 in Val dei Ratti, Alpe Camera. Deposito glaciale, morene ed erratici alla quota maggiore.*



*Fig. 9.8 – TL052 alla Cima di Malvedello, versante S della Val dei Ratti. Evidente decolorazione al piede del versante, e roccia lisciata.*



*Fig. 9.9 – TL033 in alta val Piodella, Val Pilotera. Il ghiacciaio arrivava fin quasi alla cresta: l'area a pendenza minore presenta infatti rocce lisciate.*

## 9.1.2 - Morfologie erosive a grande scala

Le morfologie erosive di minori dimensioni possono essere attribuite all'ultima glaciazione poiché si può ritenere che l'alterazione durante gli interglaciali e l'erosione abbiano cancellato le forme più antiche. In Bassa Valchiavenna sono presenti strie di esarazione e rocce montonate, utilizzabili come indicatori del flusso dei ghiacci, e P forme (o S forme).

Complice una topografia poco aperta, le strie di esarazione individuate indicano sempre direzioni di flusso glaciale coincidenti o quasi con le direzioni delle valli. Le aree in cui è presente il maggior numero di strie di esarazione sono il versante tra Dascio e San Fedelino (Fig. 9.11, Fig. 9.12) e l'area immediatamente a E di Chiavenna (Fig. 9.13, Fig. 9.14, Fig. 9.10). Altre strie sono presenti in Val dei Ratti, alle testate delle valli (Fig. 9.15), e sul versante S della Val Bregaglia (Fig. 9.16). Nell'intero versante W della Bassa Valchiavenna è stata individuata una sola località con strie di esarazione, e lo stesso avviene per la Val Codera. In entrambi i casi, le strie sono presenti in circhi alle testate di valli.

La maggior parte delle strie di esarazione rilevate è attribuibile al Ghiacciaio Engadina. Le strie di esarazione attribuibili ai ghiacciai locali si trovano tutte all'interno dei rispettivi circhi glaciali. All'estremità S della cresta spartiacque Valtellina – Valchiavenna sono presenti delle strie di esarazione attribuite al ghiacciaio Adda (Fig. 9.17).



Fig. 9.11 – SE056, strie di esarazione in località San Fedelino, sulla cresta E del Monte Peschiera.

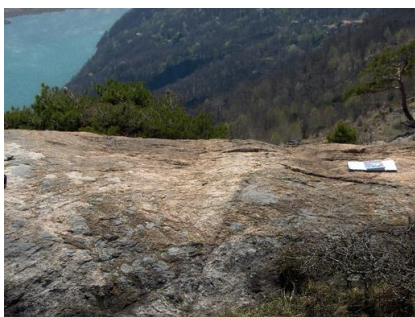


Fig. 9.12 – SE053 sulla cresta SW del Monte Peschiera, larghe poche decine di cm e poco profonde.



Fig. 9.10 – SE069 nel Parco delle Marmitte dei Giganti, a E di Chiavenna. Le strie sono presenti, come in questo caso, sul dorso dei dossi presenti nell'area. Sono molto fitte, larghe al massimo pochi cm e di lunghezza variabile tra più di un metro e alcuni decimetri.



Fig. 9.13 – SE072 a Uschione (Chiavenna). Sono associate a P-forme, su litologie mafiche.



Fig. 9.14 – Strie associate a P-forme nell'area a E di Chiavenna.

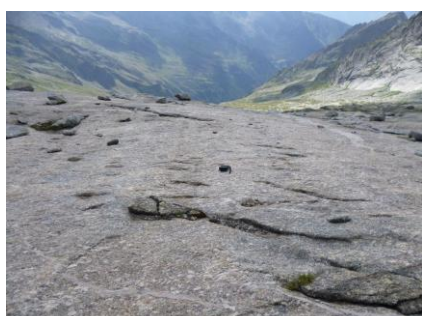


Fig. 9.15 – SE084 ai piedi delle Cime di Gaiazzo, alta Val dei Ratti. Strie su granodiorite, larghe alcuni decimetri, profonde pochi cm, e associate a intaccature semilunate.



Fig. 9.16 – SE065 all'Alpe Rossaccio (gneiss della Falda Tambò). Le strie, parallele alle isoipse, sono attribuibili al Ghiacciaio Engadina e non al ghiacciaio locale.



Fig. 9.17 – SE075 all'estremità S della cresta Valtellina-Valchiavenna. In base alla geometria della roccia montonata e delle morfologie glaciali deposizionali a monte sono state attribuite al Ghiacciaio Adda.

Spesso le strie di esarazione si trovano all'interno di aree caratterizzate da rocce lisce dal passaggio dei ghiacciai. Non si tratta di vere e proprie rocce montonate, cioè dossi o colline asimmetriche, lisce e arrotondate dal ghiacciaio sul versante a monte, allungate nel senso di flusso del ghiacciaio e squadrate e ripide sul versante a valle (De Saussure, 1786), che in Bassa Valchiavenna sono assenti. Forme simili sono prodotte da contropendenze o cuesta poi lisce dal movimento dei ghiacciai, ed hanno quindi un'origine strutturale o dovuta a dinamica di versante, e sono stati solo lisce o arrotondati dal ghiacciaio. In questo lavoro il termine "rocce montonate" è usato in senso lato, cioè



considerando tutte le rocce, anche affioramenti estesi, lisciate e modellate dal passaggio del ghiacciaio e ripulite dalla maggior parte dei depositi.

Le zone in cui sono presenti le aree più estese con rocce montonate sono il Parco delle Marmitte dei Giganti immediatamente a E di Chiavenna e il piede del versante a Mese, il versante E del Monte Berlinghera, la testata della Val dei Ratti e la zona del Passo del Colino. Queste aree sono caratterizzate da litologie e strutture differenti. Nel caso dell'area a E di Chiavenna (Fig. 9.18), le litologie mafiche, nettamente più resistenti degli gneiss circostanti, hanno conservato le superfici abrase dai ghiacciai, a differenza degli gneiss circostanti che, meno resistenti, si sono fratturati e sono stati erosi. A Mese, le rocce sono prevalentemente gneissiche ma mostrano una fratturazione molto bassa, indice di un'alta resistenza geomeccanica, e ad esse intercalate sono presenti lenti di rocce mafiche dell'Unità di Chiavenna (non indicate dalla cartografia geologica) (Fig. 9.19). Il versante E del Monte Berlinghera, costituito dagli ortogneiss della Falda Adula, ostacolava il flusso del ghiacciaio tra il Piano di Chiavenna e il Pian di Spagna, ed è stato fortemente esarato: presenta infatti un aspetto levigato, con affioramenti rocciosi ben arrotondati sia a grande che a piccola scala (Fig. 9.20). In Val dei Ratti le rocce montonate sono presenti sia su granodiorite che su quarzodiorite; in entrambi i casi sono presenti vasti affioramenti rocciosi liscati, sui fondovalle dei circhi (Fig. 9.21).

Durante il rilevamento di terreno sono state individuate alcune aree che, sebbene a grande scala non si presentino montonate o presentino pochi, dispersi e poco evidenti affioramenti rocciosi liscati, a piccola scala hanno comunque una morfologia generale piuttosto ben arrotondata, dovuta all'erosione glaciale. Si tratta ad esempio di fondovalle in circhi glaciali ad alta quota, oppure di creste o cime la cui forma non è stata interamente erosa per frana ma ha mantenuto indizi dell'erosione glaciale. Alcuni esempi sono il versante W della Valle Ledù (Fig. 9.22) e la cresta della Bocchetta Pobbia (Fig. 9.23).



*Fig. 9.18 – Porzione di versante in rocce mafiche a SE di Chiavenna, lisciato per esarazione glaciale.*



*Fig. 9.19 – Piede del versante lisciato per esarazione glaciale a Mese.*



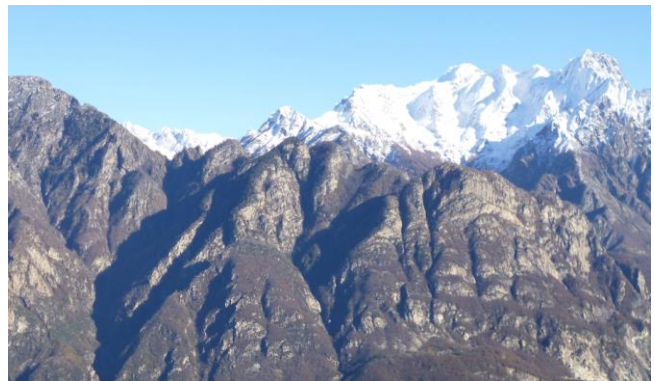
*Fig. 9.20 – Versante E del Monte Berlinghera: le rocce sono state lisciate e arrotondate dall'esarazione glaciale. Le rocce montonate si estendono dalla trimline (TL017, quasi in cima alla cresta) fin quasi al piede del versante.*



*Fig. 9.21 – Circo alla testata della Val dei Ratti. La granodiorite, pur se con una struttura interna già predisposta alla formazione di superfici arrotondate si presenta anche lisciate dall'esarazione glaciale.*



*Fig. 9.22 – Versante W della Valle Ledù. Il substrato affiorante si presenta liscio e arrotondato a grande scala, sebbene a piccola scala le rocce montonate siano estremamente rare, e mai di dimensioni cartografabili. L'azione di esarazione glaciale è confermata dalla presenza di alcune strie di esarazione (SE074).*



*Fig. 9.23 – Cresta della Bocchetta Pobbia, versante NW della Bassa Val Codera. Le cime sono arrotondate e smussate, a causa dell'esarazione glaciale: l'età delle forme è confermata dalla presenza di erratici e deposito glaciale in piccole quantità sulle vette e sulle creste.*

Per quanto riguarda le P forme, esse sono presenti esclusivamente sulle litologie mafiche dell'Unità di Chiavenna (a E di Chiavenna) e, in minor numero, sul piede del versante a Mese (qui sono presenti piccoli affioramenti di rocce mafiche all'interno degli ortogneiss del basamento della Falda Tambò). Sono presenti sia forme longitudinali, sia forme trasversali, sia forme non direzionali (da Fig. 9.24 a Fig. 9.32).



Fig. 9.24 – P forme longitudinali tipo cavetto, open spindle e closed spindle sul versante a monte di Mese.

Raggiungono larghezze di alcuni metri, e lunghezze di poche decine di metri. L'affioramento roccioso circostante, indicato in carta come generica roccia montonata, può a tratti essere considerato come P forma areale ondulata.



Fig. 9.25 – P forme non direzionali a superficie ondulata su una scarpata di una trincea presente nell'area a dossi a E di Chiavenna (dosso DS074).

Litologie mafiche.



Fig. 9.26 – P forme trasversali tipo muschelbruch (in primo piano) e sichelwanne (in secondo piano) sul fianco S del dosso DS073 in litologie mafiche. Larghezza massima di 1,5 m.



Fig. 9.27 – P forme longitudinali tipo furrow sulla cresta di uno dei dossi in rocce mafiche a E di Chiavenna (DS071). I canali di flusso sono ampi poche decine di centimetri.



Fig. 9.28 – P forme trasversali tipo transverse through sviluppate a partire da una longitudinale open spindle, sulla cresta di uno dei dossi in rocce mafiche a E di Chiavenna.



Fig. 9.29 – P forme longitudinali tipo cavetto nell'area a dossi a E di Chiavenna, in litologie mafiche. Le P forme sono larghe da 30 a 50 cm e lunghe poco meno di 10 metri.



Fig. 9.30 – P forme longitudinali tipo closed spindle (in primo piano) e furrow (in secondo piano) sul fianco S del dosso DS073 in litologie mafiche dell'Unità di Chiavenna.

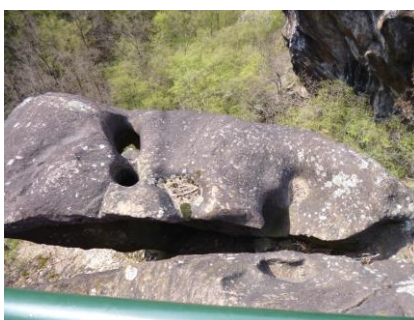


Fig. 9.31 – P forme non direzionali tipo pothole sulla cresta del dosso DS073a E di Chiavenna, in litologie mafiche. Queste forme hanno un diametro massimo di 20 – 25 cm.



Fig. 9.32 – P forme trasversali tipo comma sul fianco del dosso DS073 a E di Chiavenna. Le forme sono lunghe circa 6–7 m con tubi di flusso di diametro intorno al metro nelle porzioni più ampie.

## 9.2 - Morfologie deposizionali

### 9.2.1 - Morfologie deposizionali sottoglaciali

Le morfologie deposizionali sottoglaciali, sia orientate che non, sono meno diffuse in Bassa Valchiavenna rispetto alle morfologie sopraglaciali. Per quanto riguarda le morfologie sottoglaciali orientate, sono state individuate solamente tre fluted moraine all'interno dell'anfiteatro PEG del Ghiacciaio Trubinasca.

Riguardo le morfologie non orientate, la scarsità di zone ampie con bassa pendenza ha impedito la formazione di till plain, che sono completamente assenti nell'area in esame. Molto più diffusi sono i gentle till e le cover moraine, anche se in molti casi essi sono comunque ricoperti da una certa quantità di depositi sopraglaciali.

I gentle till individuati si trovano: in Val Bregaglia a Crana (Cranna) e a Savogno; sul versante occidentale della Bassa Valchiavenna tra Castanedi e Gradesella a valle di Menarola, ad Albareda e alle case a valle, tra Donadivo e Montello (Fig. 9.33), a Motta di Bedolina, A S di Pianello dei Paggi e a W di San Pietro di Samolaco, tra Paiedo e Fontanedo; sul versante orientale della Bassa Valchiavenna a valle di Stoveno inferiore, tra Primalpia, Primalpia III e il Bivacco Primalpia, a E del Sasso Zucco (Ca Nova), sul versante S della Val Ladrogno e a Posto Bello sulla cresta spartiacque con la Valtellina (Fig. 9.34); in Alto Lario sul versante tra Albonico e Montagnola, ad Alpe delle Galline e sul versante a NE di Burano.

I gentle till in Bassa Valchiavenna sono presenti anche su versanti piuttosto ripidi, fino a pendenze di 30°. I till hanno spessori variabili da zona a zona, compresi tra alcune decine di decimetri e pochi metri. Raramente si superano i 10 m di spessore del till, ad eccezione che nei piedi dei versanti. La morfologia superficiale si presenta pianoparallela o lievemente ondulata; molto spesso, specie sui versanti più acclivi, è presente un livello superficiale colluviato.

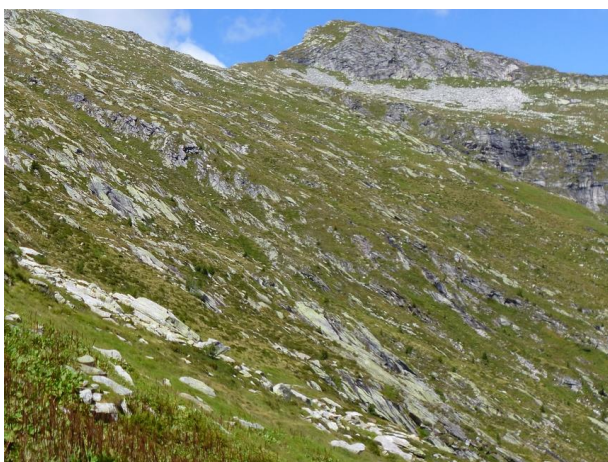
Le cover moraine individuate si trovano: in Val Bregaglia ad Alpe Spulga e Alpe Rossaccio, a Sciucco, Malinone e Preginal, a Cassinaccia e a Serigno; sul versante W della bassa Valchiavenna ad Avert del Notaro, all'Alpe Strem e all'Alpe Gandaiole (Fig. 9.35), sul versante W di Valle Ledù, e tra Avert Ala e Avert di Mezzo; sul versante orientale a Primalpia II (Fig. 9.36), ad Alpe Talamucca, e ad Alpe Averta. Si caratterizzano per la presenza di una copertura di till discontinua e piuttosto sottile, con spessore molto raramente superiore al metro. Solitamente è presente poco deposito sopraglaciale; quando presente è perlopiù in forma di radi massi erratici. Le cover moraine sono presenti anche su versanti piuttosto acclivi, con pendenza superiore a 30°. In questi casi la cover moraine è spesso molto discontinua e spessa al massimo pochi decimetri.



*Fig. 9.33 – Gentle till sul versante tra Montello e Donadivo. Il till ricopre con uno spessore costante di poco superiore al metro il substrato. Sono presenti rari erratici.*



*Fig. 9.34 – Gentle till sul versante a valle di La Piazza, a Posto Bello lungo la cresta spartiacque Valtellina – Valchiavenna. La copertura di till sopraglaciale, pur presente, è ridotta e non modifica la forma determinata dal till di alloggiamento sottostante (Pedroncelli, 2013).*



*Fig. 9.35 – Cover moraine all'Alpe Gandaiole, Val Bodengo. Il substrato è ricoperto in modo discontinuo da till sottoglaciale spesso al massimo pochi decimetri, con assenza quasi totale di erratici e altro till sopraglaciale.*



*Fig. 9.36 – Cover moraine a Primalpia II, Val dei Ratti. Il substrato affiora attraverso la sottile copertura di till sottoglaciale. Il till è spesso non più di un metro; sono presenti alcuni erratici e in generale una limitata quantità di deposito sopraglaciale.*

## 9.2.2 - Morfologie deposizionali sopraglaciali e marginoglaciali

In Bassa Valchiavenna sono presenti morene laterali e frontali, erratici (singoli, allineati o sparsi), terrazzi di kame, hummocky moraine.

In quasi tutte le località della Bassa Valchiavenna in cui sono presenti depositi glaciali, è presente sia till di alloggiamento che till di ablazione. I due, con spessori da luogo a luogo diversi, concorrono a esprimere la topografia: solitamente la conformazione topografica generale è data dai depositi sottoglaciali (in forma molto spesso di gentle till, a ricoprire con uno spessore abbastanza uniforme il substrato), sepolti sotto a till di ablazione con spessori più variabili, ma senza morfologie specifiche. In alcune località il volume di depositi sopraglaciali è maggiore, e sono presenti molte morfologie sopraglaciali e marginoglaciali: la topografia ne è maggiormente influenzata.

Ad esempio, le località in cui la topografia è condizionata da una forte presenza di morene sono: in Val Bregaglia l'area tra Monte Roncaiola e Gitame – Era, Pradella, Ragone, tra Uschione e Pesceda; sul versante occidentale Menarola, Buglio e Paiedo; sul versante orientale Belvedere, la Valle Arnasca e La Piazza; in alto Lario tutto il versante tra San Bartolomeo e Fordeccia, la cresta di Montemezzo e la

cresta di Corvegia. In queste aree, come anche a Savogno, lungo la cresta Cermine – Donadivo, a Codera e Cola, sono presenti molti erratici, sia allineati che non.

Per quanto riguarda i kame, essi sono presenti nella metà E della Val Bregaglia, su entrambi i versanti, a Bette a NW di Chiavenna, lungo la cresta a SE di Prata Camportaccio, in media Val Bodengo, lungo il piede del versante W della Bassa valchiavenna tra San Pietro e Casenda, in bassa Val dei Ratti a Frasnedo e Lavazzo e nei dintorni di Verceia, e soprattutto nella zona dell'Alto Lario, a tutte le quote e in tutta l'area tra la Val Francesca e Gera Lario – Montemezzo.

Le hummocky moraine si trovano invece nei circhi glaciali: la conca dell'Acqua Fraggia, la Val Piodella, il circo del Pizzo Trubinasca e del Porcellizzo; sono indicate in carta anche sulla cresta a monte di Frasnedo, dove sono presenti depositi estremamente caotici non solo sopraglaciali ma anche marginoglaciali.

La maggior parte delle morfologie rilevate è legata alle fasi di ritiro del ghiacciaio vallivo, e quindi del Ghiacciaio Engadina in Valchiavenna e del Ghiacciaio Adda nella piccola area all'interno del bacino valtellino (da Fig. 9.37 a Fig. 9.43, da Fig. 9.50 a Fig. 9.53, da Fig. 9.55 a Fig. 9.59). Nelle valli tributarie, oltre alle morfologie legate all'Engadina (Fig. 9.44, Fig. 9.45,) sono presenti anche le morfologie legate ai ghiacciai minori (da Fig. 9.46 a Fig. 9.49, Fig. 9.54, Fig. 9.61). I depositi glaciali sono presenti ovunque la conformazione del territorio ne abbia permesso la sedimentazione, anche su pendenze elevate, fino a 35°. Nelle aree a maggiore dinamica di versante, il till è stato eroso (in tutto o in parte) o ricoperto da deposito di versante.



*Fig. 9.37 – Morene del Ghiacciaio Engadina a Roncaiola, versante S della Val Bregaglia. Le morene sono state deposte su di un terrazzo morfologico presente all'apice di una DGPV (DG072). Le morene sono lunghe fino a 175 m e alte fino a 8–9 m, e presentano massi erratici lungo le creste. Si tratta perlopiù di morene di accrezione, giustapposte l'una all'altra. Tra le creste più distanti sono presenti piccoli bacini, in cui si sono depositati depositi fluviali e lacustri (in foto, la piana lacustre è evidenziata dalla copertura nevosa).*



*Fig. 9.38 – Morena del Ghiacciaio Engadina a Porcido, San Bartolomeo, Alto Lario. In quest'area le morene sono state deposte sfruttando la presenza di zone poco pendenti all'apice delle DGPV (DG058), e si presentano come dossi larghi e*

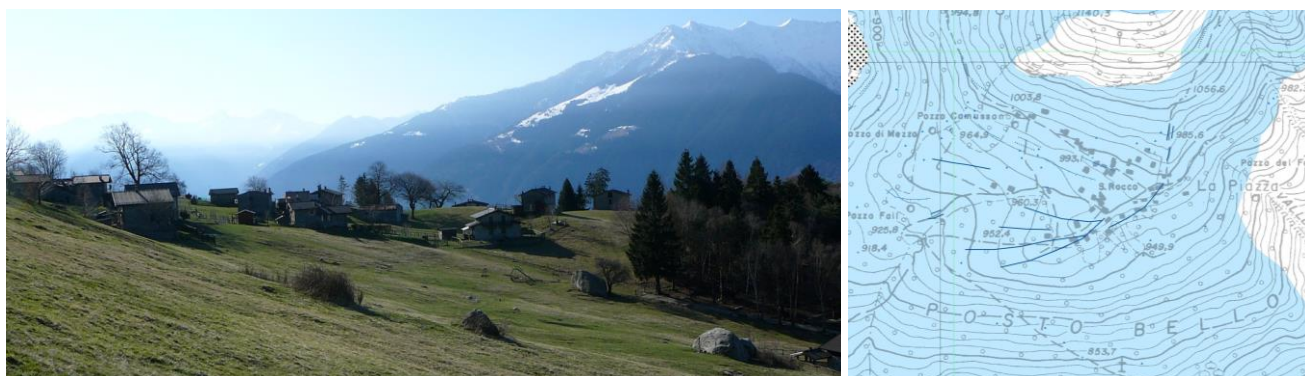
*molto lunghi (quasi sempre superiori ai 100 m) ma con altezze limitate. La topografia risultante è molto dolce. Questa morena, in particolare, è lunga 875 m, larga fino a 70 m ma alta al massimo poco più di 5 m.*



*Fig. 9.39 – Morene del Ghiacciaio Engadina ad Avert Quarantavan, Piuro, sul versante S della Val Bregaglia. Le morene di quest'area sono lunghe fino a 250 m e presentano creste rilevate di alcuni metri rispetto al versante. Le morene si susseguono su tutto il versante a distanza di pochi metri di quota; in alcuni casi c'è anche accrezione su morene più antiche. Alcuni tratti delle morene sono meno evidenti, a causa della presenza di una zona apicale di DGPV (DG069) il cui movimento (successivo alla deposizione delle morene nell'area in DGPV) ne ha facilitato il rimaneggiamento e l'erosione.*



*Fig. 9.40 – Depositi di contatto glaciale a Lotteno, Prata Camportaccio. La piana di Lotteno si è formata in seguito al colmamento del bacino formato da una morena del Ghiacciaio Engadina e dal versante. La foto è stata scattata dalla cresta della morena; sono poco visibili alcuni erratici all'estrema destra. La morena è stata deposta lontano dal versante a causa della presenza, immediatamente a N di Lotteno, di una grossa contropendenza di DGPV (DG069) che ha deviato il flusso del ghiacciaio allontanandolo dal versante principale.*



*Fig. 9.41 – Morene a La Piazza, cresta Valtellina – Valchiavenna. Le morene, su cui sorgono le case, bordano a E e a S l'apice della DGPV DG128: sono state deposte dal Ghiacciaio Adda nel momento in cui non aveva più uno spessore sufficiente a fluire al di sopra della DGPV. Le diverse fasi presenti, dalle più antiche vicino all'osservatore alle più recenti lontano, testimoniano il progressivo abbandono di questa piana da parte dei ghiacci durante la deglaciazione. A sinistra un estratto della zona di La Piazza dalla carta Geomorfologia glaciale e fluviale.*



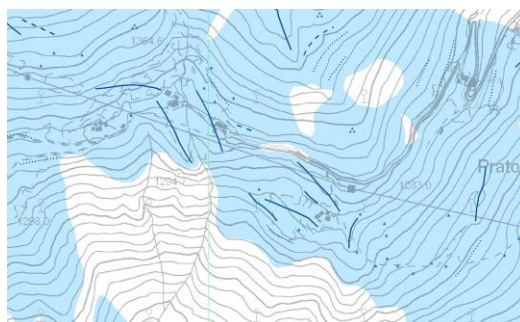
*Fig. 9.42 – Morene del Ghiacciaio Engadina a Paiedo. Il versante presenta una copertura continua di till sopragliaciale, ma le morene presenti si caratterizzano per il piccolo volume. Le morene hanno lunghezze intorno ai 100 m, ma sono strette e basse; superano raramente i 2 metri di altezza. Nell'area è presente anche una grande quantità di erratici, sia isolati che allineati.*



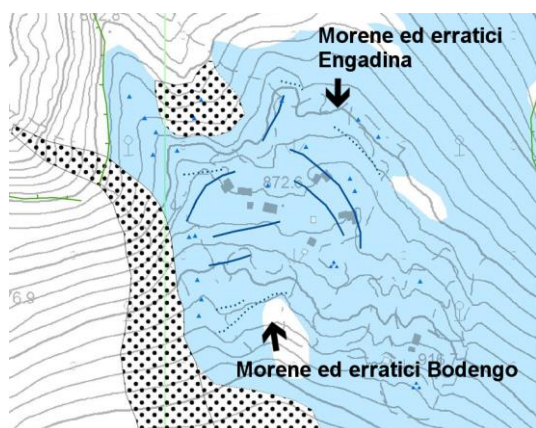
*Fig. 9.43 – Cresta di Alpe Zocca e Alpe Prato, Montemezzo, Alto Lario. La cresta ha una topografia pianeggiante dovuta al movimento della DGPV DG060 (una delle trincee più ampie è visibile davanti alle baite). Tutta l'area è cosparsa di detrito sopragliaciale, spesso con erratici sparsi, con molte morene più antiche che sormontano in parte la cresta e la percorrono in senso E-W, e pochi metri di quota a valle altre morene più antiche che circondano la cresta su tre lati, indicando che il ghiacciaio le fluiva intorno. In secondo piano, la conca dell'Alpe Gigiai si trova pochi metri più in basso della trimline del Ghiacciaio Engadina.*



*Fig. 9.44 – In alto: morene del Ghiacciaio Forcola a Dardano. Queste morene sono lunghe un centinaio di metri, e dirette NW-SE. Si trovano nella piana al termine della strada. A sinistra: circa 250 m a E, a valle del traliccio, le morene del Ghiacciaio Engadina (dirette NE-SW) erodono le morene del Ghiacciaio Forcola. A destra: estratto della zona di Dardano dalla carta Geomorfologia glaciale e fluviale. Le morene e gli erratici Forcola si trovano a W della cresta, le morene e gli erratici Engadina a E.*



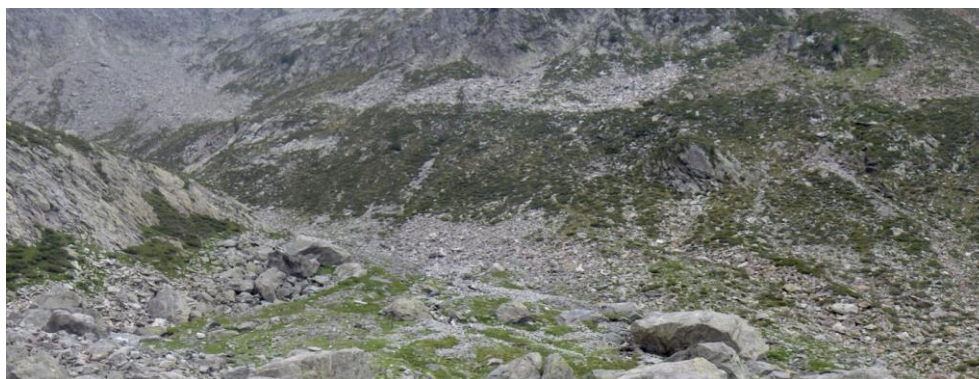




*Fig. 9.45 – Morene dei ghiacciai Engadina e Bodengo a Sorboggia. Sulla sinistra è visibile la porzione terminale di una delle morene Bodengo presenti anche sul versante alla destra dell'osservatore. Al centro, le morene del Ghiacciaio Engadina tagliano le morene Bodengo e indicano che il ghiacciaio, durante quella fase, entrava all'interno della valle senza però riuscire a sormontare completamente il piccolo terrazzo morfologico di Sorboggia. In una fase successiva, è il Ghiacciaio Bodengo a erodere queste morene, e depositando la morena parzialmente visibile sullo sfondo a sinistra, in parte coperta dal bosco. A sinistra l'estratto della zona di Sorboggia dalla carta Geomorfologia glaciale e fluviale.*



*Fig. 9.46 – Morena laterale all'Alpe Codogno. La cresta di questa morena è rilevata fino a 70 m sul fondovalle, sia dal lato esterno che dall'interno. È stata deposta dal Ghiacciaio Codogno, ormai costretto all'interno del proprio circo, in cui è però presente una grossa disponibilità di materiale (depositi di versante).*



*Fig. 9.47 – Morena del Ghiacciaio Garzonedo all'interno del circo della Baita di Garzone sul versante S della Val Bregaglia.*



*Fig. 9.48 – Morene a valle di Alpe Pregassone, in alta Val Pesciadello. Sono state deposte dal Ghiacciaio Pesciadello durante la deglaciazione.*



*Fig. 9.49 – Morene del Ghiacciaio Arnasca, nell'omonima valle sul versante S della Val Codera. Vista panoramica da valle, e vista dalla cresta della morena più esterna. La morena più esterna ha una scarpata frontale alta 150 m circa. Le morene in foto sono state deposte durante l'espansione della Piccola Età Glaciale. Sono presenti 10 fasi glaciali (vedi cap PEG), tutte concentrate all'interno di questo piccolo anfiteatro.*



*Fig. 9.50 – Massi erratici allineati a Pratella. In questa zona i massi formano allineamenti lunghi fino a 260 m, disposti intorno alla contropendenza della DGPV DG106. Gli allineamenti e le morene si trovano anche all'interno dell'ampia trincea qui presente. Una caratteristica peculiare dell'area è che i massi sono quasi tutti in Granodiorite della Val Masino, proveniente dagli affioramenti svizzeri del plutone Masino–Bregaglia. Inoltre, molti di essi hanno dimensioni ciclopiche.*



*Fig. 9.51 – Massi erratici sulla cresta di Alpe Borlasca. I massi di quest'area sono depositi dai ghiacciai Engadina e Bodengo.*



*Fig. 9.52 – Massi erratici sulla cresta del Monte Avedeé. I massi di quest'area sono depositi dal Ghiacciaio Engadina che oltrepassava la cresta entrando in Val Codera.*



*Fig. 9.53 – Massi erratici a Gualdo, cresta spartiacque Val San Giacomo – Val Bregaglia. I massi presenti in questa località sono stati depositi in parte dal Ghiacciaio Engadina (in primo piano) e in parte dal Ghiacciaio San Giacomo (sullo sfondo, in cresta).*



*Fig. 9.54 – Massi erratici allineati e morene sulla cresta della conca dell'Acqua Fraggia, versante N della Val Bregaglia. Queste evidenze sedimentarie indicano che il Ghiacciaio Galleggiante riempiva la conca ma non riusciva a sormontare la cresta rocciosa se non nel suo punto più basso.*



*Fig. 9.55 – Terrazzo di kame a Monte Malgrate, costituito da depositi di contatto glaciale. Lungo 375 m, è largo fino a 50 m, e presenta una superficie perfettamente piana.*



*Fig. 9.56 – Orlo del terrazzo di kame a Giavera, formato da depositi fluviali. La geometria dei depositi e la topografia della zona suggeriscono che questo kame si sia formato in un bacino sorretto da un corpo di ghiaccio morto rimasto all'interno del canyon della Mera.*



Fig. 9.57 – Terrazzo di kame a Stovenio inferiore. È sorretto sia da diverse morene Engadina (sullo sfondo). Le case sono costruite in prossimità della scarpata del terrazzo.



Fig. 9.58 – Kame a Monastero (Samolaco). Il terrazzo di kame ha una quota costante di 300 m s.l.m. Si sviluppa per 280 m di lunghezza e 120 di larghezza. La scarpata è interessata da piccole nicchie di frana, che hanno fatto retrocedere l'orlo di terrazzo di pochi metri. Si tratta di nicchie erose per dilavamento da acque superficiali: a valle non sono presenti accumuli. All'estremità S è sorretto da una morena laterale Engadina, rilevata di un metro circa sulla piana. A N della piana è presente un'area a bassa pendenza, in deposito glaciale, che prolunga per altri 250 m la zona pianeggiante.



Fig. 9.59 – Kame a Fontanedo (Samolaco). In foto è visibile la porzione centrale del kame, lungo 450 m circa. Si sviluppa tra 270 e 285 m di quota. Quest'area è stata erosa da un corso d'acqua minore: l'incisione fluviale è evoluta per frane progressive della scarpata del kame fino alla forma attuale. All'estremità S, i depositi di contatto glaciale sono sorretti da una morena laterale Engadina. È molto probabile che i depositi di contatto glaciale fossero sorretti anche più a N dalla stessa morena, e che questa sia stata in seguito erosa.



Fig. 9.60 – Kame a Frasnedo. Il paese è costruito su un kame a quota 1230 m s.l.m.. Il kame è largo 400 m, ma largo solo 65 in quanto l'orlo è interessato da diverse nicchie di frana e impluvi incisi da corsi d'acqua minori. Il kame è costituito da sedimenti sia glaciali che di versante, provenienti dall'area a monte di Frasnedo, in cui sono ancora visibili i depositi di versante e di debris flow che hanno contribuito a formare il kame. Il maggior angolo di riposo di questo tipo di sedimenti spiega anche la pendenza del terrazzo di kame.



*Fig. 9.61 – Hummocky moraine del Ghiacciaio Trubinasca (testata della Val Codera), all'interno dell'anfiteatro morenico di età PEG (vedi 9.6 - Piccola Età Glaciale). La hummocky moraine è deposta a seguito della progressiva fusione del Ghiacciaio Trubinasca, ancora oggi in atto.*

### 9.3 - Ricostruzione della geometria dei ghiacciai allo LGM

I dati raccolti in Bassa Valchiavenna, assieme a quelli già disponibili per l'Alta Valchiavenna (Tantardini *et al.*, 2013) permettono di ricostruire la geometria e la dinamica dei ghiacciai durante l'ultimo massimo glaciale (LGM). In letteratura sono indicati vari modi per identificare la trimline. Alcuni autori (Florineth e Schlüchter, 1998; Kelly *et al.*, 2004) pongono la trimline in corrispondenza del limite superiore delle forme di erosione su substrato; per altri autori (Ballantyne *et al.*, 1998) la trimline coincide con il limite superiore di asportazione da parte del ghiacciaio del substrato alterato o del detrito. Altri ancora identificano la trimline grazie a till e massi erratici (Kelly *et al.*, 2004) o a drumlin e morene laterali (Van der Beek e Bourbon, 2008). Inoltre la trimline coincide con la linea che separa il substrato roccioso modellato dal ghiacciaio dal substrato roccioso non modellato dal ghiacciaio e perciò alterato da gelo e alterazione chimica e biologica (Ballantyne *et al.*, 1998; Ballantyne *et al.*, 2008). In corrispondenza della trimline spesso si osserva una rottura di pendenza concava o convessa in dipendenza dalle proprietà geomeccaniche del bedrock (Florineth e Schlüchter, 1998).

In Bassa Valchiavenna non si è privilegiato nessuno di questi criteri, ma si è invece cercato di identificare la trimline approssimata o reale in tutti i modi possibili. La Tab. 9.1 riporta i dati di trimline acquisiti. Queste evidenze di trimline sono tutte relative allo LGM: ciò è stato appurato per le evidenze basate su till grazie alle caratteristiche del profilo di alterazione dei depositi; per le evidenze basate su forme di erosione per il fatto che le forme di minori dimensioni precedenti lo LGM sono state cancellate, e quindi quelle visibili sono relative allo LGM; mentre le evidenze di trimline basate su forme di erosione di dimensioni maggiori hanno le medesime quote anche nelle glaciazioni precedenti. Nella regione alpina, infatti, durante le glaciazioni i ghiacciai hanno avuto tutti più o meno la stessa estensione areale e di conseguenza le loro trimline devono essere state comprese in poche decine di metri di altitudine (Ballantyne, 1997; Benn e Evans, 1998; Bini *et al.*, 1996; 2009<sup>a</sup>; Kelly *et al.*, 2004).

I dati di trimline, correlati geometricamente tra di loro, hanno permesso la ricostruzione di una carta paleogeografica della massima espansione dei ghiacciai in Val San Giacomo (Fig. 9.63). La ricostruzione eseguita termina al confine italo-svizzero, all'inizio dell'Alta Valchiavenna (la ricostruzione di quest'area è in Tantardini *et al.*, 2013), e in Valtellina, dove non sono disponibili dati. Inoltre, è stato possibile ricostruire anche una sezione longitudinale attraverso il Ghiacciaio Engadina (Fig. 9.62) allo LGM. Questo profilo è ricostruito proiettando lungo l'asse della valle le quote delle evidenze di trimline. In Val Bregaglia i dati sono presenti su entrambi i versanti, sebbene lungo il versante W della Valchiavenna siano state individuate 13 evidenze di trimline, mentre sul versante E solo 5. Di queste ultime, la TL044 è interna alla Val Codera, e quindi leggermente meno affidabile.

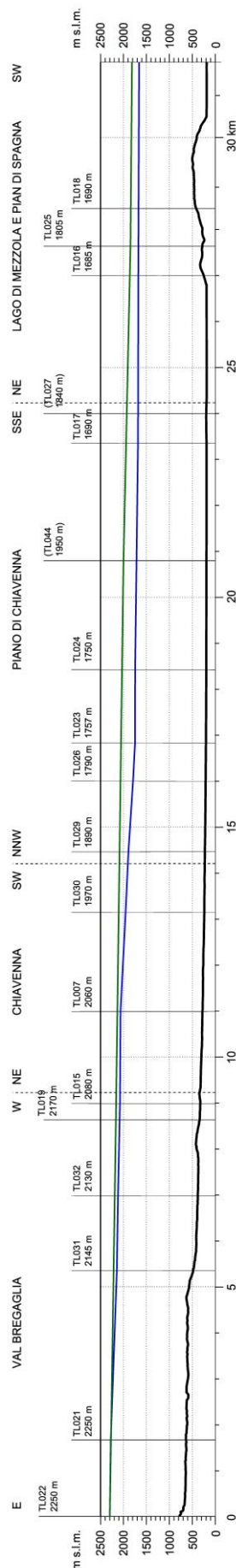
Inoltre, su tutto il versante del massiccio del Pizzo di Prata affacciato sul Piano di Chiavenna non sono presenti evidenze: su una distanza di 12 km non sono presenti dati di quota della trimline, e in quest'area la ricostruzione eseguita è perciò meno affidabile.

La ricostruzione effettuata mostra che tutta la valle era occupata dai ghiacci, e solo le cime e le creste più elevate erano libere dalla copertura di ghiaccio.

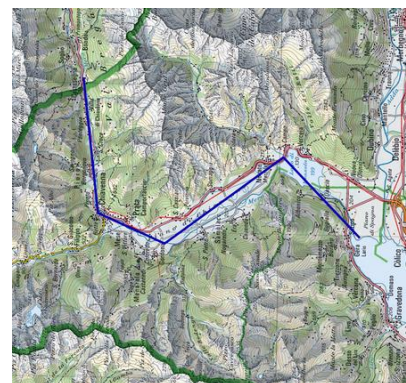
L'area non glacializzata più estesa è la cresta del Monte Gruf e del Pizzo di Prata. Sul versante E, più a S, era libera da ghiacci anche la cresta del Sasso Manduino e del Mot Luvrè. Il versante W, invece, anche a causa della sua conformazione, con circhi a quote più alte dei fondovalle maggiori, presentava libere da ghiaccio solo sottili porzioni sommitali delle creste spartiacque.

La maggior parte della Bassa Valchiavenna era occupata dal Ghiacciaio Engadina, che fluiva anche all'interno delle valli tributarie, come Val Pilotera, Val Bodengo, Val Codera, Val dei Ratti.

I ghiacciai locali erano costretti all'interno dei loro circhi. La massima parte della valle era occupata dalla lingua Engadina in bacino di ablazione. I bacini di accumulo, relativi ai soli ghiacciai locali, erano presenti solo nelle parti più interne delle valli tributarie, nei circhi ad alta quota. I bacini di accumulo dei ghiacciai locali potevano essere a diretto contatto con la massa glaciale Engadina, come avveniva ad esempio per i ghiacciai Pesciadello e Piodella.



*Fig. 9.62 – Profilo ricostruito della superficie del Ghiacciaio Engadina (in carta ne è riportata la traccia). Non rappresenta la reale superficie del ghiacciaio, ma la ricostruzione del luogo dei punti lungo l'asse del ghiacciaio aventi quote corrispondenti alla trimline. Date le differenze di quote sui versanti opposti, sono indicati in verde il profilo relativo alle evidenze di trimline presenti sul versante S della Val Bregaglia e sul versante E della Bassa Valchiavenna, e in blu il profilo relativo alle evidenze di trimline presenti sul versante N della Val Bregaglia e sul versante W della Bassa Valchiavenna. Le differenze maggiori tra i due profili sono presenti nella porzione centrale, in cui i dati per il versante E sono assenti o meno affidabili. I due profili risultano pressoché identici in Val Bregaglia; si discostano nell'area di Chiavenna a seguito della confluenza del Ghiacciaio San Giacomo, più basso; e nell'area del Pian di Spagna, in cui i dati sono più numerosi, la differenza di quota è di 110 m, ma qui entra in gioco anche il Ghiacciaio Adda.*



Nel caso delle valli tributarie maggiori (Val Codera e Val Bodengo), è molto probabile che, vista sia la conformazione delle valli sia la loro lunghezza, al loro interno fossero presenti non solo i bacini di accumulo, ma anche i bacini di ablazione dei ghiacciai locali. Tuttavia, la forte dinamica di versante ha cancellato molte evidenze. Ad esempio, in Val Codera mancano evidenze di trimline in tutta la media e alta valle, ad eccezione dei circhi a quote maggiori. In Val Bodengo mancano evidenze di trimline in tutta l'alta valle. In queste aree la ricostruzione eseguita ha un'affidabilità minore.

In Alto Lario il Ghiacciaio Engadina lasciava scoperto il versante S del Pizzo Sasso Canale. Qui, nella conca di Prato Fortunato, era presente l'omonimo ghiacciaio minore, non collegato al ghiacciaio vallivo (vedi 4.2 - Alloformazione di Prato Fortunato). Poco più ad E, il ghiacciaio Engadina lasciava scoperto, in forma di nunatak, anche la vetta del Monte Berlinghera.

Per quanto riguarda la Val Bregaglia, le evidenze di trimline indicano un Ghiacciaio Engadina entrante dalla Svizzera con una quota superficiale di 2250 m s.l.m.. Il ghiacciaio perde progressivamente quota verso W, fino ad arrivare poco a W di Chiavenna alla quota di 2170 m (TL019). Sul versante S erano presenti alcuni ghiacciai nelle testate delle valli tributarie: Rossaccio, Spulga e Vanni. Questi ghiacciai avevano dimensioni molto ridotte: la grande massa glaciale Engadina arrivava molto vicino alle testate delle valli, e di conseguenza i ghiacciai tributari avevano poco spazio a disposizione. Sul versante N la conca dell'Acqua Fraggia ospitava due lingue glaciali: Lei e Lago. Il Ghiacciaio Lei proveniva dalla valle che si dirige verso l'omonimo Passo, e incontrava nel depocentro della conca il Ghiacciaio Lago, proveniente dal Passo di Lago. La zona di accumulo del Ghiacciaio Lago era molto probabilmente appena oltre il Passo, in territorio svizzero, ma la lingua glaciale fluiva (anche) in territorio italiano. Il flusso di questi due ghiacciai era bloccato allo LGM dalla massa del Ghiacciaio Engadina, la cui superficie aveva una quota tale da affacciarsi solo per poche decine di metri sulla conca, senza entrarvi (TL031). La vetta del Monte Gallegione ospitava una piccola massa glaciale, isolata (Gh. Gallegione). Gli allineamenti di erratici e i depositi glaciali (attualmente rimaneggiati da processi di versante e periglaciali) indicano che questo ghiacciaio fluiva verso ESE lungo l'altopiano sulla vetta e si gettava poi dalle scarpate che lo circondano.

In corrispondenza di Chiavenna la massa glaciale del Ghiacciaio Engadina incontrava quella del San Giacomo, proveniente dall'Alta Valchiavenna, e le due si univano in un'unico corpo glaciale. I due ghiacciai, come dimostrano le evidenze sedimentarie, mantengono ognuno la propria identità per un certo tratto di percorso verso valle (Cap. 4 – Depositi quaternari, Tantardini *et al.*, 2013), per poi fondersi completamente più a S. Nel testo, per indicare la massa glaciale composta dalla lingua Engadina e dalla lingua San Giacomo che fluisce da Chiavenna verso valle, si farà comunque sempre riferimento ad un Ghiacciaio Engadina, dato che questo è il maggiore tra i due. Il Ghiacciaio San Giacomo ha una quota leggermente minore (2080 m, TL015) (Tantardini *et al.*, 2013): di conseguenza la massa glaciale ha quote diverse sui due versanti. Ciò è visibile già considerando TL015 e TL007 (San Giacomo) rispetto alla TL019 Engadina, con una differenza di quota di 90 – 110 m.

La trimline è ben ricostruibile sul versante W della Bassa Valchiavenna. Il Ghiacciaio Engadina si abbassa da 2060 (TL007) a 1690 m (TL017, Alpe Pero), dapprima più ripidamente (con pendenza di 3° tra TL007 e TL023, Avert Manco) e poi un po' più dolcemente (0,6° tra TL023 e TL017, anche se tra il Piano di Chiavenna e il Lago di Mezzola la sezione è leggermente distorta, a causa della curva della valle e dell'aumento della larghezza della stessa, e la pendenza calcolata sulla sezione è leggermente minore che nella realtà). Il Ghiacciaio Engadina entra all'interno della Valle Forcola,





*Fig. 9.63 – Ricostruzione della massima estensione dei ghiacciai all'ultimo massimo glaciale in Bassa Valchiavenna, basata sui dati di trimline. In rosso e arancio le evidenze di trimline identificate durante il presente lavoro (rosso: trimline del ghiacciaio vallivo; arancio: trimline dei ghiacciai locali); in blu le evidenze di trimline identificate in Val San Giacomo da Tantardini et al., 2013. Sono indicati i nomi dei ghiacciai presenti allo LGM.*

Più difficoltosa è la ricostruzione sulla base delle evidenze presenti sul versante destro. Il numero di dati è molto minore, inoltre le trimline TL044 e TL027 si trovano all'interno della Val Codera e della Val dei Ratti, e potrebbero essere state influenzate dai ghiacciai locali.

Come in Val Bodengo, anche in Val Codera mancano evidenze della trimline, a parte che nelle testate delle valli. Il Ghiacciaio Codera aveva origine in alta valle dalla confluenza dei Ghiacciai Trubinasca e Porcellizzo e del più piccolo Teggiola. Ad esso si univano i piccoli ghiacciai Conco e Alpigia, e, in corrispondenza di Coeder, i ghiacciai Averta e Arnasca. Poco più ad W, un piccolissimo circo ospitava il ghiacciaio Pisello. Il Ghiacciaio Ladrogno era composto da diverse lingue, ospitate nei circhi minori. Il ghiacciaio Engadina era molto vicino, e il Ghiacciaio Ladrogno era in zona di accumulo.

La parte inferiore della Val dei Ratti era occupata dal Ghiacciaio Engadina fino a poco oltre Franedo. L'alta valle era occupata dai ghiacciai Ratti (nella testata principale), Primalpia (nel circo SE) e Sciesa (a S). Questi ghiacciai scendevano ripidi dai versanti, per confluire in una lingua comune all'altezza di Camera. Il Ghiacciaio Codogno, più a W, si univa direttamente all'Engadina.

Nella zona dell'Alto Lario (tra TL017 e TL018) la quota del ghiacciaio si mantiene intorno ai 1690 m s.l.m.. Sulla cresta spartiacque tra Valtellina e Valchiavenna, la quota della trimline è 1805 m s.l.m. (Fig. 9.67). La quota più alta rispetto all'altro versante può essere spiegata dall'interazione con il Ghiacciaio Adda e dal reciproco ostacolo rappresentato dalle due masse glaciali l'una per l'altra.

## 9.4 - Rapporti tra i ghiacciai maggiori allo LGM

All'ultimo massimo glaciale, nell'area della Bassa Valchiavenna erano presenti tre ghiacciai vallivi che interagivano tra loro: il Ghiacciaio Engadina, il San Giacomo e l'Adda. Questi tre ghiacciai avevano volumi dello stesso ordine di grandezza, e di conseguenza la reciproca influenza non era trascurabile.

I ghiacciai San Giacomo ed Engadina si univano nell'area di Chiavenna, formando un singolo ghiacciaio che fluiva verso S fino ad unirsi al ghiacciaio Adda. Il rilevamento di terreno conferma le ipotesi in Tantardini *et al.* (2013) sui rapporti tra questi ghiacciai. La superficie della lingua Engadina risulta, alla trimline, 110 m più alta della superficie San Giacomo (TL019, Engadina, 2170 m e TL007, San Giacomo, 2060 m). A S di Chiavenna, la maggiore ampiezza della valle può aver causato un abbassamento della quota superficiale dei due ghiacciai. Le aree delle sezioni di flusso risultano rispettivamente di 7,44 km<sup>2</sup> per il Ghiacciaio Engadina e 4,08 km<sup>2</sup>, poco più della metà, per il San Giacomo (Fig. 9.64).

Il Ghiacciaio San Giacomo perciò era più piccolo dell'Engadina e fluiva in Bassa Valchiavenna con uno spessore e un volume minori (Fig. 9.65). Tuttavia, sebbene schiacciato contro il versante occidentale della valle, non era completamente bloccato all'interno della Val San Giacomo e fluiva insieme all'Engadina, come confermano le evidenze sedimentarie (Cap. 4 – Depositi quaternari, Tantardini *et al.*, 2013; Maggi, 1992).

I ghiacciai Engadina e Adda confluivano nel Pian di Spagna, e da qui percorrevano la valle del Lario verso SW. Il Pian di Spagna si trova all'incrocio tra la Valchiavenna, la Valtellina e la valle del Lario. Valchiavenna e Valtellina, in questa località, hanno una forma e un'ampiezza molto simile; la valle del Lario invece è considerevolmente più ampia. Una caratteristica geografica peculiare è l'affioramento, nel Pian di Spagna meridionale, di una serie di dossi in roccia (i Montecchi di Colico). Questi dossi

hanno un'origine tettonica; la loro conformazione, anche sepolta, è descritta in Bruno, 2015. Sebbene abbiano un'altezza limitata rispetto alle masse glaciali presenti allo LGM, la loro presenza può aver leggermente influito sul flusso dei due ghiacciai.

Le evidenze sedimentarie mostrano che in questa zona la lingua glaciale San Giacomo allo LGM era ancora presente, e non si era ancora completamente fusa con la lingua Engadina. Una differenza di quota tra le due lingue glaciali può essere una prima spiegazione per la diversa quota delle trimline sui due versanti della valle (Fig. 9.66).

Attualmente non è conosciuta la quota della trimline Adda sul versante S della Valtellina in questa zona. Da fotointerpretazione, è possibile che la trimline si trovi, a poche centinaia di metri a W del profilo tracciato, ad una quota compresa tra 1820 e 1840 m s.l.m. (località Monte Pecoraro) (Fig. 9.68). Rilevamenti futuri potranno individuarla con esattezza. Il profilo in Fig. 9.67 è tracciato considerando un ghiacciaio Adda con la medesima quota di trimline (1805 m) sui due versanti. Se si considerano le sezioni in Fig. 9.66 e Fig. 9.67, i due ghiacciai risultano avere una sezione di flusso molto simile (rispettivamente di 8,25 e 8,70 km<sup>2</sup>).

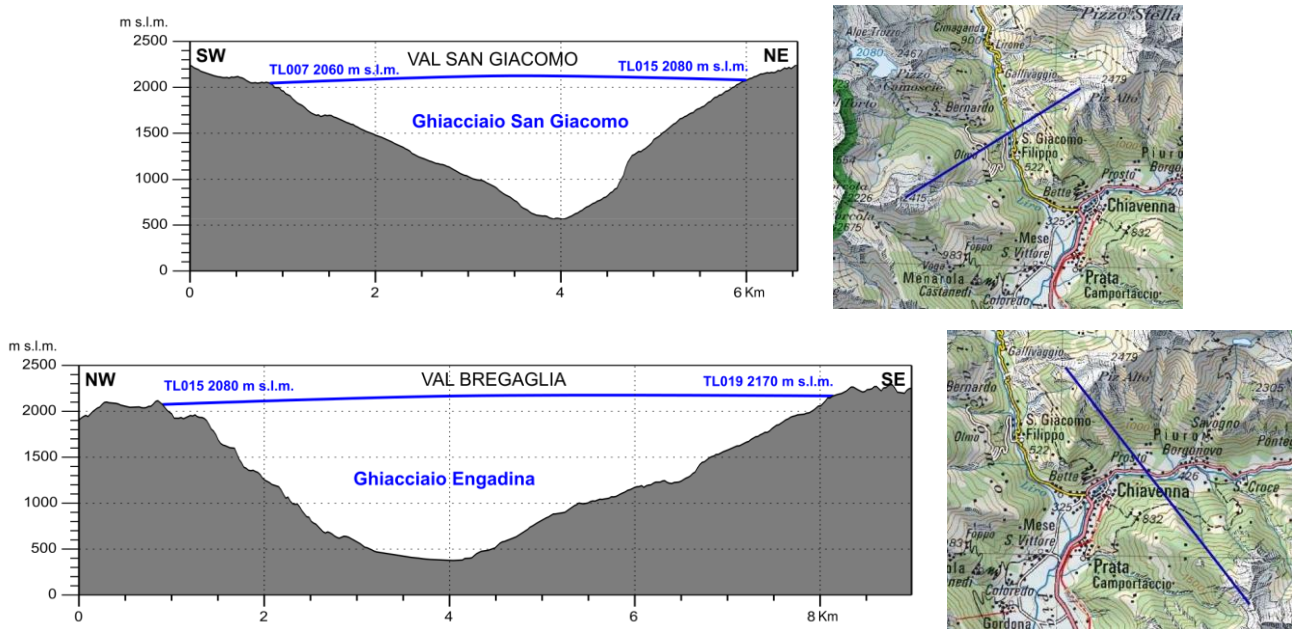


Fig. 9.64 – Sezioni ricostruite N-S del Ghiacciaio Engadina e WSW-ENE del Ghiacciaio San Giacomo, passanti dalla trimline TL015, e tracce delle sezioni.

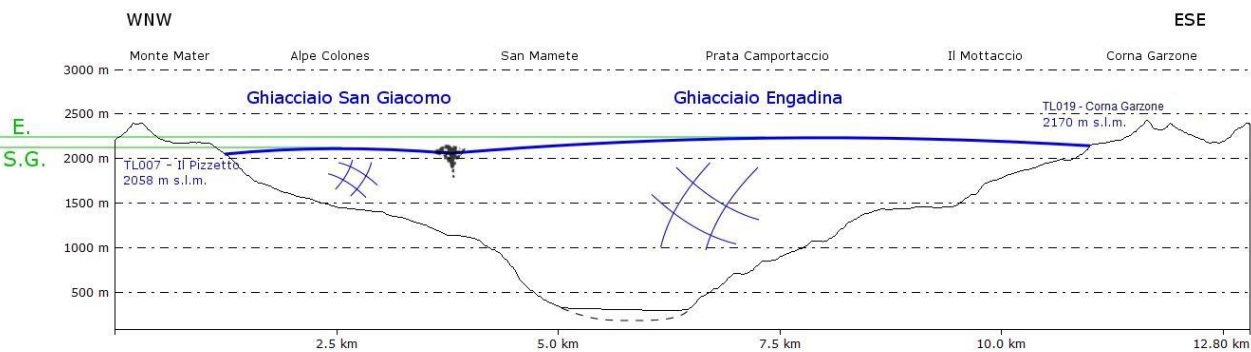


Fig. 9.65 – Ricostruzione schematica dei rapporti allo LGM tra il Ghiacciaio San Giacomo e il Ghiacciaio Engadina. Il Ghiacciaio San Giacomo risultava, alla trimline, circa 110 m più basso del Ghiacciaio Engadina, e costretto sul versante destro della Valchiavenna, mentre la maggior parte del volume disponibile era occupata dalla massa glaciale Engadina (modificato da Tantardini, 2012).

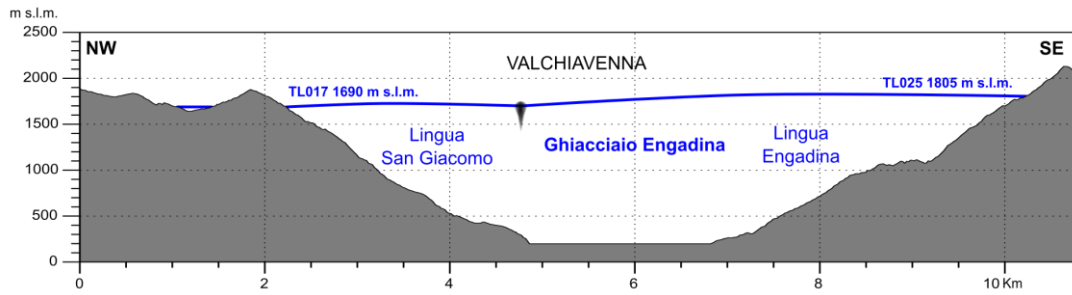


Fig. 9.66 – Sezione ricostruita NW-SE del Ghiacciaio Engadina allo sbocco nel Pian di Spagna e traccia della sezione.

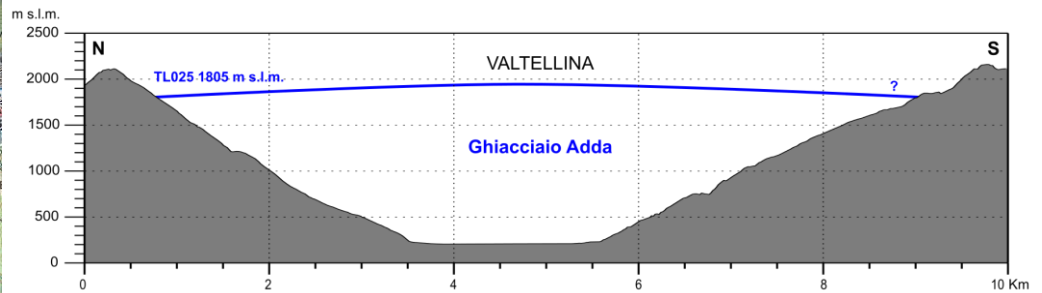


Fig. 9.67 – Sezione ricostruita N-S del Ghiacciaio Adda allo sbocco nel Pian di Spagna e traccia della sezione.

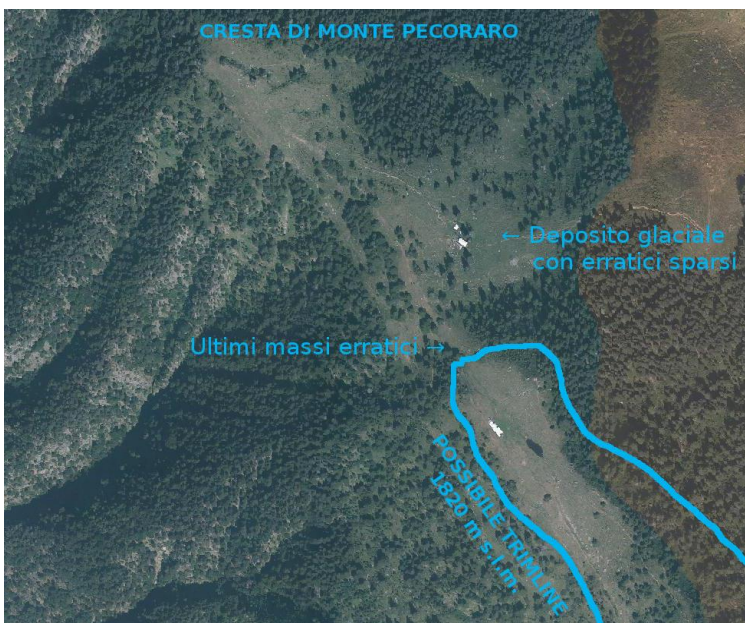


Fig. 9.68 – Ortofoto (Regione Lombardia), scala 1: 9.000. Area di Monte Pecoraro, versante S della Valtellina (coordinate UTM 32N WGS 84: 538193 E, 5106148 N). Da fotointerpretazione, l'area presenta depositi glaciali, riconoscibili dalla presenza di massi erratici sparsi. I massi erratici arrivano fino a quota 1820 m s.l.m. Sono dubbi alcuni possibili erratici a quota 1835. Di conseguenza, la quota della trimline ad una prima analisi può essere posta tra 1820 e 1840 m s.l.m. circa. Per una identificazione sicura della quota di trimline sono necessari rilevamenti di terreno.

Data l'assenza di dati di trimline a S del Pian di Spagna, è impossibile indicare con certezza la dinamica tra Adda ed Engadina allo LGM. Tuttavia, vista la sezione di flusso molto simile, e la maggiore ampiezza della valle del Lario in quest'area rispetto alle tributarie, è estremamente improbabile che uno dei due ghiacciai fosse completamente bloccato all'interno della propria valle.

I due ghiacciai con ogni probabilità fluivano a valle appaiati (Fig. 9.69). La pressione esercitata dalle due masse glaciali l'una contro l'altra deviava entrambe. Il Ghiacciaio Engadina non riusciva a fluire nella valle del Lario seguendo un percorso rettilineo, ma era leggermente costretto contro il versante NW della valle; allo stesso modo il Ghiacciaio Adda non poteva espandersi liberamente nel Pian di Spagna, ma era costretto a deviare in maniera più pronunciata subito dopo lo sbocco della Valtellina ed era schiacciato contro il versante SW della valle. È possibile ricostruire solo schematicamente i rapporti tra i ghiacciai Adda ed Engadina a valle del Pian di Spagna (Fig. 9.70). Il Ghiacciaio Adda in questa zona era composto da tre lingue: la ormai minoritaria San Giacomo, completamente schiacciata contro il versante NW, la lingua Engadina, e la lingua Adda proveniente dalla Valtellina. In questa zona, poco a valle della confluenza, ognuna delle tre lingue conservava ancora la propria identità.

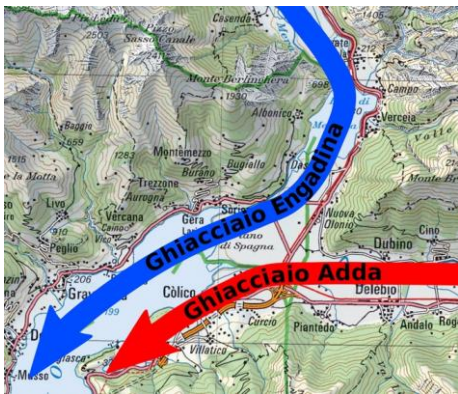


Fig. 9.69 – Schema dell'interazione tra i ghiacciai Adda ed Engadina nell'area dell'Alto Lario e del Pian di Spagna. Il Ghiacciaio Engadina proveniva da NNE, ed entrava nella valle del Lario senza subire grosse deviazioni del proprio flusso. Il Ghiacciaio Adda, proveniente da E, era costretto a deviare il proprio flusso verso SW.

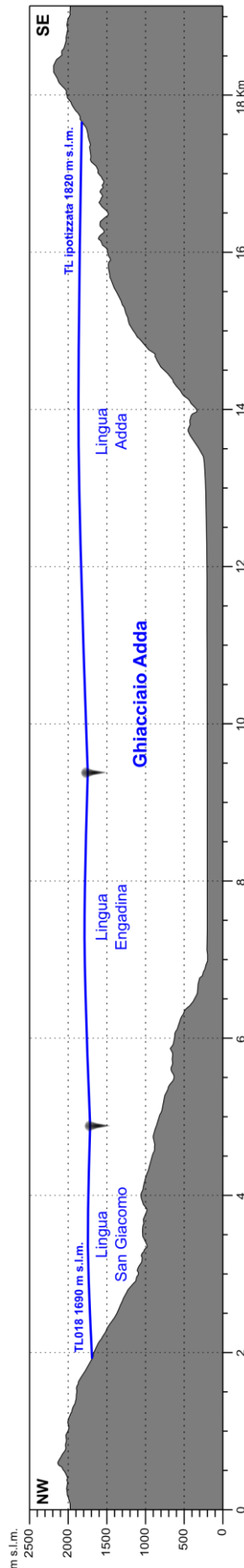


Fig. 9.70 – Sezione ricostruita NW-SE del Ghiacciaio Adda a valle del Pian di Spagna. La quota della trimline sul versante SE della valle è ipotizzata sulla base di osservazione da ortofoto. Non sono attualmente presenti dati da rilevamento di terreno in quest'area. Il Ghiacciaio Adda era composto da tre lingue: la ormai minoritaria San Giacomo, schiacciata contro il versante NW, l'Engadina, più grande, e la lingua Adda. La sezione non tiene conto dello spessore della successione sedimentaria presente.

## 9.5 - Evidenze di glaciazioni precedenti lo LGM

Nel bacino valchiavennasco non sono stati ritrovati depositi relativi a glaciazioni precedenti la Cantù. La mancanza di tali depositi può essere ricondotta alla loro completa erosione oppure al fatto che le glaciazioni precedenti in quest'area non abbiano mai raggiunto la quota raggiunta dalla Glaciazione Cantù. La prima ipotesi è accettabile; la seconda no: può valere per glaciazioni di minore entità che non abbiano raggiunto l'anfiteatro ma non può valere per le grandi glaciazioni riconoscibili in anfiteatro (vedi introduzione), sebbene le variazioni di quota all'interno dei bacini siano molto minori che negli anfiteatri (Bini *et al.*, 1996). Inoltre, lungo i versanti della valle del Lario sono presenti diverse evidenze sedimentarie di glaciazioni precedenti l'ultima (Bini, 1983; Boverini, 1989) che raggiungevano quote maggiori dell'ultimo evento.

Al di fuori del bacino della Valchiavenna, nell'area dell'Alto Lario, sono presenti alcune evidenze soprattutto morfologiche che potrebbero essere attribuibili a glaciazioni precedenti l'ultima. Già Maggi (1992) indica la presenza, alla Bocchetta Chiaro, di possibili montonature fino a quota 1800: la trimline dell'ultima glaciazione è a quota 1690. Inoltre, il versante a E di Alpe Gigiai presenta, sopra la quota della trimline, diversi blocchi e piccoli massi sparsi (Fig. 9.71, Fig. 9.72); la cresta a monte di quest'area, a W della Bocchetta Chiaro, non presenta però nessuna scarpata da cui questi clasti possano aver avuto origine. Anzi, la cresta è larga, piatta, arrotondata e con pochissimo deposito (Fig. 9.73). I massi sono presenti a partire da poche decine di metri a valle. Di conseguenza, i massi a monte della trimline Cantù potrebbero essere erratici depositi da una glaciazione precedente. La petrografia dei clasti non dà indicazioni utili (non sono stati individuati clasti esotici), nè la scarsità dei depositi permette di esaminare le caratteristiche del profilo di alterazione (attualmente sono presenti depositi con spessore di pochissimi decimetri, e fortemente colluviati, indicati come depositi di versante).



Fig. 9.71 – Vista panoramica del versante tra Alpe Gigiai e Bocchetta Chiaro dal versante a monte di Alpe Gigiai. La trimline LGM si trova all'altezza del passaggio tra il pascolo e versante più nudo a monte. Un dettaglio del versante mostra la presenza, nell'area non coperta da ghiaccia durante l'ultima glaciazione, di massi sparsi di incerta origine.



Fig. 9.72 – Alcuni dei massi presenti nell'area. Le dimensioni dei clasti variano da ciottoli a piccoli massi fino a poco più di un metro di lato. Molti sono oblati e prolati, ma diversi hanno forma equidimensionale.



*Fig. 9.73 – Cresta a monte dell'area con massi. Si presenta larga, con una topografia piatta, dolce e arrotondata. Sono assenti massi delle dimensioni paragonabili a quelli a valle (Fig. 9.72), ma solo alcuni ciottoli e piccoli blocchi colluviati. Il deposito è sottilissimo (pochi cm di spessore), a tratti discontinuo, e completamente colluviato.*

## 9.6 - Piccola Età Glaciale

In Bassa Valchiavenna sono presenti quattro ghiacciai per cui è stato possibile individuare le evidenze sedimentarie di età PEG: il Ghiacciaio Trubinasca, il Porcellizzo, il Ghiacciaio Arnasca orientale e l'Arnasca occidentale.

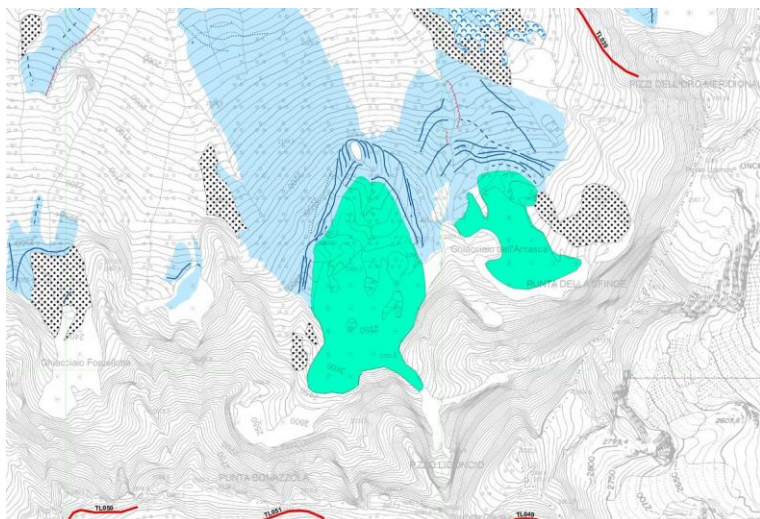
L'estensione dei ghiacciai riportati in cartografia (dati del 2003) è stata ripresa dal Nuovo catasto dei Ghiacciai italiani (Smiraglia e Diolaiuti, 2015). I nomi attribuiti in questo lavoro si riferiscono al circo di origine del ghiacciaio; i nomi attribuiti dal Catasto sono indicati, se differenti, nelle didascalie degli estratti cartografici.

Il rilevamento di terreno ha messo in luce una situazione leggermente diversa rispetto a quella del rilevamento del Catasto. Tutti i ghiacciai presentano un'estensione più ridotta rispetto a quella catastale; inoltre i ghiacciai Forcellotta Est e Ovest sono ormai ridotti a nevai perenni.

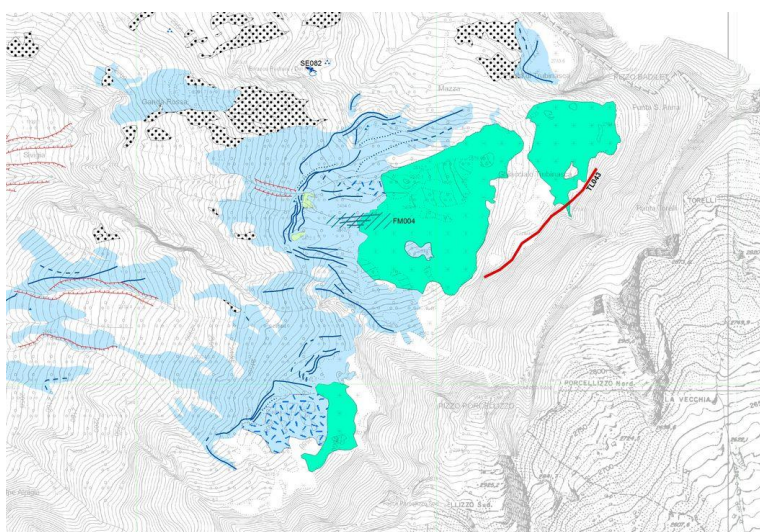
Il Ghiacciaio Porcellizzo si presenta come ghiacciaio nero, completamente coperto da detrito, ed costituito da solo ghiaccio morto. Il Ghiacciaio Trubinasca è formato da una porzione inferiore costituita da ghiaccio morto, coperto da detrito, staccata da una porzione superiore di lingua glaciale ancora viva e senza detrito. Anche i ghiacciai Arnasca Est e Ovest sono quasi completamente coperti da detrito.

Sono state identificate, correlando tra loro le morene e gli allineamenti di erratici su base geometrica, diverse fasi relative all'espansione PEG: 10 per l'Arnasca Ovest, 8 per l'Arnasca Est, 7 per il Porcellizzo, 8 per il Trubinasca, 4 per il Forcellotta Ovest e 1 per il Forcellotta Est. (Fig. 9.74, Fig. 9.75, Fig. 9.76).

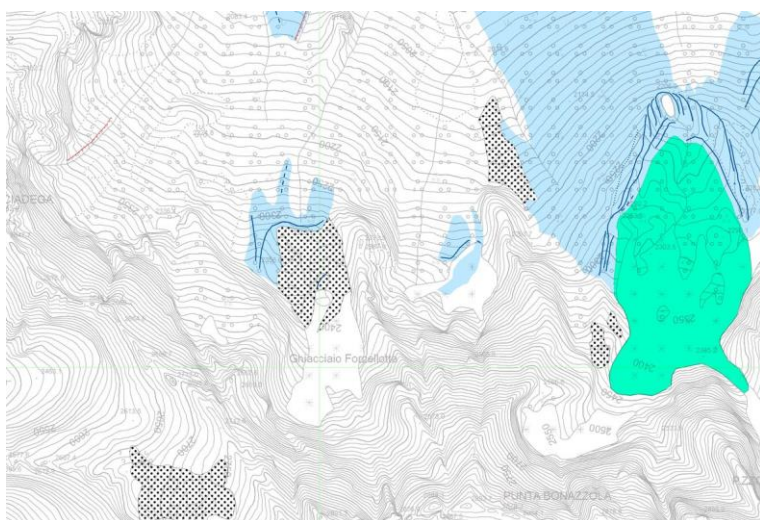
Esse mostrano che durante l'espansione PEG i ghiacciai sono sempre rimasti all'interno dei loro circhi. I due ghiacciai Arnasca anche alla massima espansione PEG erano separati l'uno dall'altro, come indicato dalla presenza di morene tra i due corpi glaciali. Il Ghiacciaio Arnasca Est si è fuso maggiormente rispetto all'Ovest. Il Ghiacciaio Porcellizzo era costituito da un unico corpo glaciale con due lingue, che fluivano verso NNW e WNW. Per quanto riguarda il Ghiacciaio Trubinasca, le morene PEG individuano una lingua glaciale interamente compresa nel fondovalle del circo, che erode le morene LGM più recenti (presenti sui versanti a N e a S dell'anfiteatro morenico PEG); inoltre è presente un piccolo corpo glaciale in un circo minore a quota superiore sul Pizzo Trubinasca. A seguito della fusione, è sedimentata la piccola hummocky moraine presente nella metà N dell'anfiteatro; inoltre il Ghiacciaio Trubinasca ha lasciato scoperti dei dossi sottoglaciali nella porzione centrale del circo (FM004).



*Fig. 9.74 – Morene PEG dei Ghiacciai Arnasca Est e Ovest (stessi nomi del Catasto). Estratto dalla carta Geomorfologia glaciale e fluviale, Foglio SE.*



*Fig. 9.75 – Morene PEG dei Ghiacciai Trubinasca e Porcellizzo (Sivigia Nord Est e Sivigia Sud Est nel Catasto). Estratto dalla carta Geomorfologia glaciale e fluviale, Foglio NE.*



*Fig. 9.76 – Morene PEG dei Ghiacciai Forcellotta Est e Forcellotta Ovest (Spassato Est e Spassato Ovest nel Catasto). Estratto dalla carta Geomorfologia glaciale e fluviale, Foglio SE.*





---

## Capitolo 10

### Caratteristiche ed evoluzione del territorio

Tutta la morfologia della Bassa Valchiavenna ha una forte impronta strutturale: la geometria e la morfologia della valle principale e delle valli tributarie sono controllate da faglie, da lineamenti fragili minori, da contatti tettonici o litologici, da pieghe.

Le unità affioranti in Bassa Valchiavenna sono quasi tutte composte da rocce metamorfiche: la struttura generale della valle è visibile grazie alla loro foliazione. La giacitura media della foliazione è 37/53 (imm./incl.), con un'orientazione generale verso NE mantenuta lungo tutta la Valchiavenna, ad eccezione che nella Southern Steep Belt e nel versante E (intrusivi periadriatici, Unità del Gruf). La giacitura media di queste rocce immerge verso NNW (348/74).

L'orientazione della foliazione è caratterizzata da una progressiva orizzontalizzazione man mano che ci si allontana dalla Linea Insubrica e dalla zona di radice verso N. La Southern Steep Belt è fortemente verticalizzata; la struttura diviene progressivamente meno inclinata passando attraverso la Falda Adula, per arrivare a basse inclinazioni all'interno delle falde Tambò e Suretta.

I cinque sistemi di lineamenti presenti in Valchiavenna si esprimono in modo differente nelle diverse unità: mentre a N e verso la sommità della pila di falde predominano i sistemi diretti N-S, nella porzione meridionale in vicinanza della zona di radice sono maggiormente presenti i sistemi diretti E-W. Sono le unità più coinvolte nei movimenti tettonici alpini più recenti a presentare sistemi di lineamenti diretti E-W: porzione S della Falda Adula, Unità del Gruf, Unità di Chiavenna, Intrusivi periadriatici, Southern Steep Belt. Ciò è coerente con la storia geologica dell'area, poiché è la zona di radice ad essere stata più coinvolta nei movimenti trascorrenti tarsoalpini lungo la Linea Insubrica e lungo i sistemi di lineamenti collegati.

Le unità geologiche, la struttura geologica interna e i sistemi di fratturazione si esprimono in modi diversi a seconda del peso relativo di ognuno di questi elementi rispetto agli altri, peso determinatosi durante l'evoluzione orogenica alpina. Di conseguenza, la Bassa Valchiavenna presenta a poca distanza l'una dall'altra aree geomorfologicamente diverse. Si passa dal settore settentrionale della Falda Adula in cui la foliazione pervasiva produce un paesaggio a hogback e valli monoclinali, all'Unità di Chiavenna in cui le rocce sono disarticolate in modo caratteristico in massi ciclopici, in cui è presente il maggior numero di dossi strutturali, probabilmente legati a faglie sepolte, e dove le ottime caratteristiche geomeccaniche delle litologie mafiche hanno permesso la buona conservazione di morfologie prodotte dalla modellazione glaciale; dalle testate di Val Codera e Val dei Ratti in cui sono presenti strutture arrotondate espresse dalle strutture di raffreddamento interne alla granodiorite, all'Unità del Gruf con la sua orografia dominata da valli strette e incise impostate su faglie N-S e NW-SE; ai versanti a gradinata espressi dalla foliazione della Falda Suretta.

La struttura interna delle rocce è visibile in affioramento a seguito dell'alterazione e del denudamento, esercitato da dinamica di versante, erosione fluviale, esarazione glaciale. Alterazione, erosione fluviale e dinamica di versante hanno agito contemporaneamente alla formazione strutturale della valle, mentre l'esarazione glaciale è intervenuta solo con le glaciazioni e ha agito disseppellendo il territorio dei sedimenti accumulatisi, senza modificare nulla degli aspetti principali della morfologia.

La geologia della Bassa Valchiavenna è stata ed è sottoposta alle modifiche imposte dalla gravità: la dinamica di versante è attualmente la maggiore responsabile del modellamento del territorio. La gravità agisce a tutte le scale, dall'onnipresente processo di colluviamento che agisce a grandissima

scala sui granuli superficiali dei depositi, alle frane di scivolamento e di crollo in depositi e in ammassi rocciosi, alle grandi deformazioni gravitative profonde di versante presenti in Bassa Valchiavenna su tutti i versanti della valle.

La struttura geologica e la densità e l'orientazione dei lineamenti fragili, hanno grande influenza sulla dinamica di versante. I sistemi di lineamenti fragili a medio-grande scala determinano quasi ovunque la geometria delle nicchie di frana e delle scarpate, o comunque determinano delle zone di debolezza che favoriscono il franamento di volumi rocciosi circostanti o adiacenti. Soprattutto, i lineamenti fragili e i contatti litologici influenzano in primis l'impostarsi di deformazioni gravitative profonde. Caso esemplare sono le DGPV del versante S della Val Bregaglia, svincolate a monte dalla Linea del Gruf; oppure la DGPV di Monte Borlasca, attraversata da estese faglie locali; o ancora la DGPV allo spartiacque Valtellina – Valchiavenna, che segue lineamenti minori paralleli alla Linea Insubrica.

Alle deformazioni gravitative profonde di versante sono legate le frane di scivolamento, che in Bassa Valchiavenna si impostano preferenzialmente nelle valli da rilascio delle DGPV. Le valanghe di roccia presenti in Val Bregaglia sono grossi scivolamenti, risultato del collasso di porzioni di ammasso roccioso in dissesto profondo. Per contro, le frane di crollo risultano essere maggiormente legate alla presenza di lineamenti fragili, a qualsiasi scala. Ciò è semplicemente dovuto al fatto che è lungo i lineamenti tettonici che si sviluppano le scarpate e le pareti da cui hanno origine i crolli.

La presenza di dissesti profondi si riflette anche sulla presenza di colate detritiche in forma di conoide di fondovalle, in cui avviene la sedimentazione di materiale mobilitato lungo valli da rilascio per dissesti collegati al movimento delle DGPV. Quanto più i versanti del bacino che alimenta la conoide sono in dissesto profondo, tanto più le conoidi presenti nel fondovalle sono voluminose ed estese. Le colate detritiche diffuse, presenti non nei fondovalli ma sui versanti, specie a quote alte, mostrano un comportamento diverso: sono infatti legate alla continua sedimentazione di materiale provenienti da pareti o versanti in roccia, o al rimaneggiamento di depositi sia glaciali che di versante.

L'azione di modellamento dei ghiacciai sul paesaggio è stata molto più limitata di quanto comunemente ritenuto. I dati di rilevamento, relativi ai ghiacciai dell'ultima glaciazione, mostrano chiaramente che sebbene i ghiacciai colmassero completamente la Bassa Valchiavenna, lasciando scoperte solo le creste più alte, la loro azione erosiva si è limitata all'asportazione di sedimenti, di volumi rocciosi geomeccanicamente deboli e all'esarazione del substrato. I ghiacciai hanno lisciato, arrotondato e modellato il substrato senza però eroderlo in modo consistente, e di fatto senza modificare in modo sostanziale la morfologia precedente.

Anche dal punto di vista della sedimentazione, i ghiacciai in Bassa Valchiavenna non hanno deposto tanto materiale da modificare in modo pesante la morfologia della valle: i till si presentano, a seconda delle aree, sia come coperture continue spesse al massimo poche decine di metri, a spessore piuttosto costante, sia come sottili coperture discontinue spesse alcuni decimetri. Solo in aree localizzate, dove la geometria della topografia e dei corpi glaciali ha permesso la formazione di bacini marginoglaciali o la presenza di spazi più aperti, si è potuta accumulare una maggior quantità di depositi, modificando maggiormente, ma solo localmente, la morfologia. In queste aree si trovano kame con depositi di contatto glaciale, o anfiteatri morenici, o morene laterali più voluminose e articolate della media. Le sezioni stratigrafiche in affioramento indicano che durante la deglaciazione erano presenti bacini lacustri o comunque corpi d'acqua ampi e abbastanza profondi: tali bacini erano presenti sia in posizione marginoglaciale rispetto ai ghiacciai vallivi Adda ed Engadina, sia in posizione terminoglaciale (in Val Bodengo).

Per quanto riguarda i rapporti dei ghiacciai con la dinamica di versante a piccola scala (deformazioni gravitative profonde di versante), i depositi glaciali presenti nelle zone apicali di DGPV o all'interno di trincee aperte indicano che le DGPV della Bassa Valchiavenna sono più vecchie almeno dell'ultima glaciazione.

A seguito della glaciazione, e durante l'Olocene, anche i processi fluviali hanno contribuito in modo non trascurabile a modellare il paesaggio della Bassa Valchiavenna. Se da un lato i corsi d'acqua hanno contribuito all'erosione del paesaggio assieme ai processi di dinamica di versante, dall'altra la sedimentazione all'interno del fondovalle principale ha permesso la formazione del Piano di Chiavenna e del Pian di Spagna. Le stratigrafie dell'area mostrano la presenza nel sottosuolo di sedimenti argilloso-limosi, anche con resti vegetali, attribuibili a laghi presenti in Bassa Valtellina e in Valchiavenna prima e dopo l'ultima glaciazione. La continua deposizione all'interno di questi bacini lacustri ne ha determinato il progressivo colmamento con depositi deltizi e di piana fluviale progradanti verso valle, fino alla formazione dell'attuale topografia.

Nelle aree a quote maggiori il paesaggio è modellato, a grande scala, anche da processi periglaciali. Essi attualmente agiscono sopra i 1600 – 1700 m di quota, producendo sia morfologie relativamente estese come i rock glacier e i protalus rampart, sia varie morfologie di piccole dimensioni come cuscinetti erbosi, blocchi aranti o lobi di terra/di pietre che sono espressione della presenza di permafrost nel terreno: permafrost stagionale alle quote minori, e permafrost perenne alle quote maggiori.

## 10.1 - Evoluzione recente della Bassa Valchiavenna

Il presente lavoro si è focalizzato sul rilevamento di terreno e sulla restituzione della cartografia, e non analizza in modo esaustivo e completo tutti i dati raccolti in Bassa Valchiavenna. Tuttavia, già una prima analisi ha permesso di giungere a delle conclusioni che possono essere integrate con la grande mole di dati raccolti nelle regioni circostanti da molti Autori, in molti decenni di lavoro e studio. È quindi possibile proporre una prima ipotesi di ricostruzione della storia geologica recente della Bassa Valchiavenna.

L'evoluzione del territorio valchiavennasco non inizia dopo il termine dell'orogenesi alpina. Anzi, una paleoValchiavenna era già presente nelle ultime fasi orogenetiche. Il Plutone Masino – Bregaglia ha infatti un'età di 32 Ma (Hansmann, 1996; Berger, 1996; Schmid *et al.*, 1996<sup>b</sup>; Wagner *et al.*, 1977; Rosenberg, 2004). Nel Rupeliano (33,9 – 28,1 Ma BP), nel bacino marino presente ai piedi delle Prealpi comasche e varesine in cui si depongono i sedimenti erosi dalla porzione di catena alpina in cui si trovava la paleoValchiavenna, inizia la deposizione del Conglomerato di Como (Gruppo della Gonfolite) (Longo, 1968; Gelati *et al.*, 1988; 1992; Gunzenhauser, 1985). È nel Conglomerato di Como che si depongono i primi ciottoli erosi dal plutone Masino – Bregaglia: questi ciottoli hanno un'età compresa tra  $28,4 \pm 1,3$  e  $29,3 \pm 1,4$  Ma (K/Ar in biotite; Wagner *et al.*, 1977) e 30,1 Ma (U/Pb in zirconi dello stesso ciottolo del K/Ar; Gulson e Krogh, 1973). Secondo Giger e Hurford (1989) e Hansmann (1996), i ciottoli di Masino – Bregaglia rinvenuti nel Gruppo della Gonfolite provengono dalla parte W del plutone, ossia dalla Valchiavenna e/o dai rilievi ancora più a W. Queste evidenze dimostrano che circa 29 Ma BP esisteva già una paleoValchiavenna, che drenava verso S.

L'intrusione del Masino – Bregaglia è contemporanea al movimento trascorrente destro della Linea Insubrica e al movimento verso Nord delle Falde Tambò e Suretta (Schmidt *et al.*, 1996<sup>b</sup>; Berger, 1995; Berger e Gieré, 1995; Berger, 1996; Rosenberg, 2004). Il movimento trascorrente destro della Linea Insubrica sarebbe continuato sino a 14 Ma BP (Spiegel *et al.*, 2001) e il sollevamento del Plutone Masino – Bregaglia sarebbe continuato per quasi tutto il periodo di movimento, sino a circa 20 Ma BP (Schmidt *et al.*, 1996<sup>a</sup>). Di conseguenza, non è attualmente chiaro il percorso che le acque drenate da questa porzione delle Alpi seguissero per arrivare nell'area pedemontana: se una paleoValle del Lario o valli più a W.

Tra 28 e 23 Ma BP circa, le Alpi Centrali subiscono un'estensione tettonica E–W, che, per alcuni autori (Spiegel *et al.*, 2001; Frisch *et al.*, 1998; 2000) raggiunge i 100 km grazie al movimento, oltre che della Linea Insubrica, di faglie come quella della Forcola, dell'Engadina e del Gruf (Schmidt *et al.*, 1996<sup>a</sup>). Nello stesso periodo si intrude il Granito di San Fedelino (25 Ma BP; Hansmann, 1996), e aumenta fortemente la quantità di clasti di Masino – Bregaglia nel Gruppo della Gonfolite, Conglomerato di Como (Giger e Hurford, 1989; Carrapa e Di Giulio, 2001). Ciò indica che la paleoValchiavenna era in erosione intensa e che i clasti lì prodotti venivano drenati a S.

Sempre nello stesso periodo, cioè durante la cosiddetta fase Insubrica (Laubscher, 1985; Schumacher *et al.*, 1996), si forma il pull apart di Musso, dovuto al movimento di trascorrenza destro della Linea Insubrica e al movimento ugualmente trascorrente destro della Linea di Musso (Schumacher, 1990; Schumacher *et al.*, 1996). In corrispondenza del pull apart di Musso si è formato il tratto di valle coincidente con l'Alto Lario. Le indagini sismiche effettuate nell'area (Bruno, 2015), a seguito delle quali è stato possibile ricostruire la geometria di parte del fondovalle sepolto dell'area, permettono alcune considerazioni sull'evoluzione geomorfologica della giunzione Valtellina – Valchiavenna – Alto Lario. Dai dati raccolti in questo lavoro risulta plausibile che la cresta dei Montecchi (alto topografico di origine tettonica, in posizione laterale al pull apart) sia ciò che resta di una cresta (collegata all'attuale spartiacque) che separava idrograficamente Valtellina e Valchiavenna, e che l'Adda anticamente passasse non a N dei Montecchi, ma tra questa cresta e il versante S della Valtellina.

Valtellina, Valchiavenna e Valle del Lario non solo erano già presenti e drenavano verso S, ma, grazie ai movimenti tettonici di raccorciamento, si sono anche approfondite: secondo Spiegel *et al.* (2001) le Falde Tambò e Suretta sono già in erosione prima di 21 Ma BP, tra 23 e 16 Ma BP nel Gruppo della Gonfolite aumenta la presenza di ciottoli sedimentari sudalpini (anche a causa del raccorciamento del Sudalpino con la formazione dei sovrascorrimenti sudvergenti), e circa 15 Ma BP inizia la deposizione nel Gruppo della Gonfolite del Conglomerato di Lucino, che contiene sia ciottoli cristallini che sedimentari (Spiegel *et al.*, 2001; Longo 1968, Gelati *et al.*, 1988; 1992; Gunzenhauser, 1985).

La Valchiavenna ha quindi sempre drenato verso S, come indicano le datazioni geocronometriche e le ricostruzioni paleogeografiche (Spiegel *et al.*, 2001). Le variazioni dello spartiacque continentale citate da vari autori (Schmidt *et al.*, 1996<sup>a</sup>; Schlunegger *et al.*, 1998; Füchtbauer, 1964; Brügel, 1998; Brügel *et al.*, 2000) non riguardano la Valchiavenna, come sostenuto da Mazzoleni (2011), ma settori di catena più a E o più a W. Secondo Brügel (1998) e Brügel *et al.* (2000) tra 23 e 16 Ma si rinvergono clasti di Masino – Bregaglia sia a S nel Gruppo della Gonfolite, sia a N nel Conglomerato di Chiemgau (bassa valle dell'Inn) perciò lo spartiacque doveva essere più a S rispetto all'attuale e centrato in corrispondenza del Plutone Masino – Bregaglia. Tuttavia, le valli a N, NE e a W della Valchiavenna drenano già verso il bacino del Reno, e il Plutone Masino – Bregaglia dista dallo spartiacque attuale

meno di 5 km: è sufficiente un suo minimo spostamento per giustificare la presenza di ciottoli del Masino – Bregaglia in Engadina, nella valle dell'Inn.

L'evoluzione del territorio valchiavennasco non è legata solamente agli eventi tettonici, ma anche al clima. I dati paleobotanici indicano che durante l'Oligocene, durante la formazione della Valchiavenna e delle altre valli alpine, il clima, anche nella regione alpina, era di tipo tropicale caldo e umido (Bessedik, 1980; 1984; 1985; Suc, 1986). Con l'inizio dell'Aquitano (23 Ma BP) molte specie vegetali scompaiono (Suc, 1986) e nel Miocene il clima, pur essendo ancora di tipo subtropicale, diventa più fresco: a circa 20 Ma, è possibile la formazione di episodici ice sheet nell'emisfero settentrionale (De Conto *et al.*, 2008). Dato il tipo di clima presente, durante Oligocene e Miocene la quantità delle precipitazioni era molto superiore all'attuale: ciò comportava la presenza di fiumi con grosse portate, ben superiori a quelle degli attuali fiumi alpini e simili agli attuali fiumi tropicali. Questi grandi fiumi prendevano in carico i sedimenti e li trasportavano verso valle, nella Molassa svizzera a N, in Pianura Padana a S (Gonfolite, ecc...).

Il clima tropicale e subtropicale ha provocato una profonda alterazione della roccia con formazione di alteriti molto spesse. I resti di questa profonda alterazione oligomiocenica sono presenti in posto sui rilievi prealpini tra Valsesia e Lago Maggiore (Nangeroni, 1950; Viviani, 1997; Raimondi *et al.*, 2005) e conservati in varie grotte (Bini *et al.*, 1997; 2005; Bini, 2001) dalla Valsesia verso E in tutto il Sudalpino. Queste alteriti sono state dilavate nei vari periodi di resistasia che il territorio circostante (compresa la Valchiavenna) ha attraversato in seguito, e in queste aree non sono presenti). Gli ultimi periodi di resistasia sono avvenuti durante le glaciazioni, nelle fasi di crescita e di fusione dei ghiacciai: i sedimenti della prima glaciazione sono infatti poveri di ghiaia e massi, perchè i ghiacciai hanno esarato versanti coperti di alteriti fini (Taramelli, 1880; Nangeroni, 1940; Gabert, 1962).

Alla fine del Miocene, la Valchiavenna e la Valtellina avevano una morfologia, una struttura base simile all'attuale, ma con un fondovalle posto a una quota maggiore rispetto ad oggi. In base ai dati derivanti dai sistemi carsici del Sudalpino (Sistema carsico della Valle del Nosê) (Bini *et al.*, 2009<sup>b</sup> e dati non pubblicati) con molta probabilità la quota del fondovalle all'altezza dell'Alto Lago di Como doveva aggirarsi intorno agli 800 m s.l.m. attuali.

Durante la crisi di salinità del Messiniano, tra 6 e 5,5 Ma BP, con il disseccamento del Mediterraneo (Cita, 1982; Cita *et al.*, 1990; Cita e Corselli, 1993; lavori del Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy) tutti i fiumi tributari del Mediterraneo hanno approfondito molto le loro valli, a seguito dell'abbassamento del livello di base e dell'impostazione di nuove foci in corrispondenza dell'antico fondo del mare.

Anche il paleoAdda e il paleoMera hanno scavato profonde valli che corrono sotto l'attuale Lago di Como, e sotto le piane di fondovalle di Valtellina e Valchiavenna (Biella *et al.*, 2001; Bini, 1994; Bini *et al.*, 1978; Brambilla e Lualdi, 1986; Cita *et al.*, 1990; Cita e Corselli, 1990; Cita e Corselli 1993; Corselli *et al.*, 1985; Felber *et al.*, 1991; Felber *et al.*, 1994; Felber e Bini, 1997; Finck, 1978; Finck *et al.*, 1984; Lualdi, 1981; Quattrone *et al.*, 1990; Rizzini e Dondi, 1978; Rutishauer, 1986). Dati recenti (Bruno, 2015) indicano che la Valchiavenna è leggermente meno profonda della Valtellina: immediatamente a N e ad E del Pian di Spagna la prima è profonda 400 m (–200 m s.l.m.), la seconda circa 500 (–300 m s.l.m.); in alta Valtellina (Teglio) una sezione sismica indica una profondità di –180 m s.l.m. (Biella *et al.*, 2001; Bini *et al.*, 2001a; 2001b; Gosso *et al.*, 2012).

La valle Valtellina – Valchiavenna – Valle del Lario è in realtà l'ultima di una serie di valli che un fiume (l'incertezza sul rigetto laterale lungo la Linea Insubrica rende molto difficile ad oggi stabilire se un paleoTicino o un paleoAdda) ha formato grazie al movimento trascorrente delle faglie tra il Lago Maggiore e il Lago di Como (Valcuvia, Valle del Ceneri, Val Tresa, Valganna, Val Menaggio, Valle di Porto Ceresio – Valle del Rio Lanza – Valle Olona, Valle di Capolago) durante il periodo 28 – 14 Ma di movimento della Linea Insubrica (Heitzmann, 1987; Corselli *et al.*, 1985; Felber *et al.*, 1991; Felber *et al.*, 1994; Felber e Bini, 1997). Con la fine del movimento della Linea Insubrica e delle altre faglia, la valle Valtellina – Valchiavenna – Lago di Como si è stabilizzata.

L'erosione da parte dei fiumi e la denudazione durante il Miocene superiore e in particolare durante il Messiniano sono dovute anche a una fase tettonica con movimenti di sovrascorrimenti e sollevamenti differenziali (fase Lombarda, Schumacher *et al.*, 1996) soprattutto nel Sudalpino (Willet *et al.*, 2006; Bersezio *et al.*, 1993; Fantoni *et al.*, 2005). Grandi frane avvengono durante il Messiniano con ostruzione di valli e produzione di grandi masse di detriti che si accumulano nei conglomerati al margine dei rilievi e in pianura, come il Conglomerato di Pontegana (Felber, 1993; Longo, 1968; Rutishauser, 1986; Bini *et al.*, 2001) e le Ghiaie di Sergnano (Rizzini e Dondi, 1978; Quattrone *et al.*, 1990; Cita e Corselli, 1990), mentre sui versanti continua una profonda pedogenesi (Bini *et al.*, 2001<sup>b</sup>; Corselli *et al.*, 1985; Bini, 1997<sup>a</sup>; Tognini, 1999).

Con la trasgressione marina della base del Pliocene il mare penetra profondamente nelle valli trasformandole in rìa (Corselli *et al.*, 1985). Durante il Piacenziano (3,6 – 2,6 Ma BP) i fiumi riempiono gradualmente e completamente i rìa con depositi deltizi prima e alluvionali poi (Corselli *et al.*, 1985; Bini, 1997; Mocochain *et al.*, 2006a; 2006b; 2009; Mocochain, 2007). Il clima durante il Pliocene era ancora caldo, ma con una stagionalità molto marcata per quanto riguarda l'umidità (Haywood *et al.*, 2002).

Un drastico cambiamento avviene con l'inizio delle glaciazioni a circa 2,6 Ma. Iniziano lunghi e marcati periodi di resistasia che provocano la denudazione quasi totale delle alteriti.

I ghiacciai hanno percorso valli già formate: hanno asportato i sedimenti che, almeno in parte, le riempivano, i depositi presenti sui versanti (compresi quelli delle glaciazioni precedenti) e i detriti e le alteriti prodotti nei periodi caldi interglaciali.

L'azione di modellamento glaciale sui versanti è stata scarsa. I versanti attualmente visibili in Valchiavenna non sono di genesi recente, ma sono il risultato di una lunga storia geologica che sicuramente risale almeno alla crisi di salinità messiniana, e che probabilmente dura da circa venti o più milioni di anni.

Alcune morfologie tra le DGPV sono già presenti o impostate prima della formazione dei ghiacciai dell'ultima glaciazione, come dimostra la presenza di sedimenti dell'ultima glaciazione all'interno di trincee di DGPV già esistenti. Queste DGPV sono precedenti l'ultima glaciazione; potrebbero essere precedenti anche glaciazioni precedenti, avere età anche di milioni di anni ed essersi evolute progressivamente durante le glaciazioni più antiche. Il creep profondo di conseguenza non ha agito solo nel breve lasso di tempo di poche migliaia di anni trascorso dopo l'ultima glaciazione, ma avrebbe avuto tutto il tempo necessario per generare forme anche di notevoli dimensioni.

Allo stesso modo, la successione sedimentaria di fondovalle non si è sedimentata interamente dopo l'ultima glaciazione, ma registra più glaciazioni già nelle prime centinaia di metri, ad ulteriore riprova del fatto che le valli attuali hanno un'età almeno messiniana.

---

# Capitolo 11

## Conclusioni

Il presente lavoro ha permesso di redarre una cartografia geomorfologica e dei depositi quaternari di dettaglio della Bassa Valchiavenna, sviluppata in quattro cartografie tematiche, a cui è associata una banca dati contenente informazioni di carattere geomorfologico. I dati, anche se restituiti nelle cartografie allegate alla scala 1:15.000, sono disponibili alla scala di rilevamento (1:10.000) nella banca dati informatizzata (GIS), e coprono un'area di 384 km<sup>2</sup>. Questi dati si aggiungono a quelli già raccolti nell'Alta Valchiavenna, con i medesimi criteri di lavoro (Progetto *Geomorfologia della Valchiavenna*, Bini e Apuani, non pubblicato); insieme costituiscono un elaborato di cartografia omogenea che copre quasi tutto il territorio della Comunità Montana Valchiavenna (ad eccezione della Val di Lei, fuori dal bacino idrografico del Mera), per un'estensione complessiva di 578 km<sup>2</sup>.

Il lavoro completato rappresenta un utile strumento per scopi di pianificazione territoriale, protezione civile e valorizzazione del territorio. L'utilizzo di un GIS rende la banca dati e la cartografia sempre aggiornabili e migliorabili, in grado di fornire in ogni momento lo stato delle conoscenze. Sarà possibile, ad esempio, aggiornare la cartografia in caso di nuovi eventi franosi, o integrarvi studi locali di maggior dettaglio.

Le tematiche indagate sono diverse, e riguardano tutti gli aspetti di geologia del Quaternario e geomorfologici presenti nel territorio: geomorfologia strutturale, dinamica di versante, depositi e morfologie glaciali, forme di ambiente periglaciale (a cui si aggiunge il carsismo in Alta Valchiavenna).

Sono stati cartografati i depositi quaternari, distinti in base al processo sedimentario genetico. Sono presenti depositi glaciali, fluviali, lacustri e di versante depositi durante l'ultima glaciazione (Alloformazione Cantù), e depositi di versante, lacustri e fluviali depositi nell'episodio sedimentario successivo all'ultima glaciazione (Unità Postglaciale).

Dal punto di vista strutturale, sono stati individuati i lineamenti fragili minori, e misurate molte giaciture nell'intera valle. Ciò ha permesso di identificare assetti strutturali diversi nelle diverse unità tettoniche condizionano la morfologia locale del territorio, e che assieme alle caratteristiche mineralogico-petrografiche contribuiscono a determinare le caratteristiche geomeccaniche degli ammassi rocciosi. Il rilevamento di terreno ha evidenziato il forte legame esistente tra le strutture fragili/duttili e il reticolo vallivo.

Per quanto riguarda la dinamica di versante, il lavoro svolto ha permesso il censimento dei fenomeni di instabilità di versante nel territorio valchiavennasco, sia delle frane (di crollo e di scivolamento, colate detritiche) che dei dissesti profondi. Sono state inoltre identificate le pareti soggette a frequenti crolli, e le aree in cui gli ammassi rocciosi sono fortemente disarticolati dall'azione gravitativa e/o dalla presenza di lineamenti fragili e hanno quindi caratteristiche meccaniche estremamente scadenti.

Le morfologie periglaciali sono state descritte e ne è stata valutata la relazione con l'esposizione dei versanti, la pendenza, il tipo di deposito, la quota. Tramite il rilevamento delle morfologie periglaciali, è stato possibile identificare una quota minima sopra a cui nelle aree montane si può avere presenza di permafrost (a seconda delle condizioni climatiche locali).

Il rilevamento dei depositi e delle morfologie glaciali ha permesso di identificare le evidenze glaciali dei ghiacciai, sia le poche connesse ai ghiacciai attuali, sia le molte relative ai ghiacciai dell'ultima glaciazione (ghiacciai locali e ghiacciaio vallivo). L'analisi delle evidenze glaciali ha permesso di

ricostruire l'estensione dei ghiacciai allo LGM, e la loro dinamica al massimo glaciale. Inoltre, i rapporti geometrici tra i depositi glaciali e le morfologie dovute a dissesto profondo permettono di stabilire che molte delle deformazioni gravitative profonde di versante in Bassa Valchiavenna sono precedenti almeno l'ultima glaciazione.

L'analisi delle sezioni stratigrafiche da sondaggi nella zona di fondovalle ha permesso di ricostruire la porzione superiore della successione sedimentaria del fondovalle, identificando eventi sedimentari precedenti, contemporanei e successivi all'ultima glaciazione; i dati di rilevamento e l'analisi di cartografie storiche hanno permesso di ricostruire la dinamica fluviale degli ultimi secoli.

I dati raccolti durante il presente lavoro, integrati ai dati di rilevamenti e lavori nelle aree circostanti, e a dati da bibliografia, hanno permesso di ricostruire la storia geologica recente (neogenica e quaternaria) della Valchiavenna, individuando un'origine antica per la valle.



---

## Bibliografia

- Agliardi F., Crosta G.B., Zanchi A., 2001: Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59, 83 – 102.
- Agliardi F., Crosta G.B., Zanchi A., 2009: Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the mountain range. *Tectonophysics* 474, 250 – 270.
- Ambrosi C., Crosta G.B., 2006: Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology* 83, 183 – 200.
- Argand E., 1911: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leur prolongement structuraux. *Mat. carte géol. Suisse, N.S., XXXI livr.*
- Baldini M., 2009: Dinamica ed evoluzione di versante nell'area alpina compresa fra i comuni di San Giacomo Filippo, Mese, Menarola (SO). Tesi di laurea. Università degli Studi di Milano.
- Ballantyne C. K., 1997: Periglacial trimlines in the Scottish Highlands. *Quaternary International*, 39–39, 119–136. Elsevier.
- Ballantyne C. K., Stone J. O., McCarroll D., 2008: Dimensions and chronology of the last ice sheet in Western Ireland. *Quaternary Science Reviews*, 27, 185 – 200. Elsevier.
- Ballantyne C. K., Stone J. O., McCarroll D., Nesje A., 1998: The last ice sheet in North–West Scotland: reconstructions and implications. *Quaternary Science Reviews*, 17, 1149–1184. Elsevier.
- Barsch D., 1996: Rock–glaciers: indicators for the present and the former geoecology in high mountains environments. Springer Verlag, Berlino.
- Baudin T., Marquer D., Barféty J.–C., Kerckhove C., Persoz F., 1995: Nouvelle interprétation stratigraphique de la couverture mésozoïque des nappes de Tambo et de Suretta: mise en évidence d'une nappe de décollement précoce (Alpes centrales suisses). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321 (2), 401–408.
- Baudin T., Marquer D., Persoz F., 1993: Basement–cover relationship in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structure and kinematics. *Journal of Structural Geology*, 15, 543–553.
- Belloni S., 1970: Il bilancio idrologico delle vedrette del S. Giacomo. *Boll. Comit. Glaciol. It., ser. 2*, 18, 19 – 34.
- Benn D.I. e Evans D.J.A., 1998: *Glaciers and glaciation*. Edward Arnold, London 734 pp.
- Berger A. e Gieré R., 1995: Structural observations at the eastern contact of the Bergell Pluton. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 75: 241 – 258.
- Berger A., 1995: Magmatic and solid State flow during the syntectonic emplacement of the Bergell pluton (southeastern part): field studies and microstructural analysis. Ph. D. Thesis Geol.–Paläont. Institut Univ. Basel.
- Berger A., 1996: Geological–tectonical map of Bergell pluton. Special volume "Transition from Penninic to Austroalpine units in the Bergell Alps". *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 76 (3).
- Berger A., Mercolli I., Engi M., 2005: The central Lepontine Alps: Notes accompanying the tectonic and petrographic map sheet Sopra Ceneri (1:100.000). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 85, 109–146.
- Bernoulli D., Giger M., Müller D. W., Ziegler U. R. F., 1993: Sr–isotope–stratigraphy of the Gonfolite Lombarda Group ("South–Alpine Molasse", northern Italy) and radiometric constraints for its age of deposition. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 86 (3), 751–767.
- Bersezio R., Fornaciari M., Gelati R., Napolitano A., Valdistrullo A., 1993: The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian southern Alps. *Geologie alpine* 69, 3–20.
- Bertotti G., 1991: Early mesozoic extension and alpine shortening in the Western Southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, Northern Italy). *Memorie di Scienze Geologiche* 53, 17 – 123.
- Bertotti G., Siletto G.B., Spalla M.I., 1993: Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: the Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano – Lake Como area (Southern Alps). *Tectonophysics* 226, 271 – 284.
- Bertuletti C., Carollo A., Ghilardi S., Pasquarè G., Trovenzi C., Vezzoli L., 1978: Saggi di cartografia geo–ambientale: la valle Febbraro (Valle del Liro, Alpi Centrali). *C. N. R.– Serie di contributi a congressi AC/1/12–24*: 45–63. Roma
- Bessedik M., 1980: La flore pollinique d'un niveau gypseux de la série de Portel (Aude – France). *Oligocène terminal. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., (B) Botan.* (27): 196 – 202.
- Bessedik M., 1984: The Early Aquitanian and Upper Langhian – Lower Serravallian environments in the northwestern Mediterranean region. *Paléobiol. cont.* 14(2): 153 – 179.
- Bessedik M., 1985: Reconstitution des environnements miocènes des régions nord–ouest méditerranéennes à partir de la palynologie. *Thèse Doct. d'État, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier*: 162 pp.

- Biella G., de Franco R., Caielli G., Vignola P., Lozej A., Bini A., Guglielmin M., Carbonara S. e Terenzoni M., 2001: Imaging the deposits that fill Valtellina (NW Italy) by seismic reflection investigation. 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 25: 33 – 34.
- Bini A., 1983: I depositi glaciali della Valle del Nosê (Piano del Tivano). In: AIQUA Associazione Italiana per lo Studio del Quaternario, Relazione sul convegno autunnale 1982. Geografia fisica e Dinamica Quaternaria 6 (2), 175 – 177.
- Bini A., 1987: L'apparato glaciale Würmiano di Como. Ph.D. thesis, Università degli Studi di Milano.
- Bini A., 1990: Dispense di Geologia del Quaternario – 1 – Descrizione di affioramenti e sezioni stratigrafiche. Università di Milano.
- Bini A., 1994: Rappports entre la karstification periméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien: l'exemple du karst Lombard. Karstologia 23: 33 – 53.
- Bini A., 1997<sup>a</sup>: Problems and methodologies in the study of the Quaternary deposits of the southern side of the Alps. Geologia Insubrica 2 (2), 11–20.
- Bini A., 1997<sup>b</sup>: Stratigraphy, chronology and palaeogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy–Switzerland). Geologia Insubrica 2 (2), 21–46.
- Bini A., 2001: Consideration on karst in the Italian Alps. Proc. 1st Workshop Alpine Speleogenesis, Habkern september 2000. Forschungsberichte Geographisches Institut Universität Freiburg Vol. 10: 41 – 79.
- Bini A., Apuani T. (coordinatori scientifici), non pubblicato: Progetto “Geomorfologia della Valchiavenna”, supportato attraverso la “Convenzione di collaborazione tecnico-scientifica nel settore ambientale finalizzato alla tutela e valorizzazione del territorio della Comunità Montana Valchiavenna” tra Università degli Studi di Milano e Comunità Montana Valchiavenna dal 2009 al 2014.
- Bini A., Biella G., de Franco R., Guglielmin M., Tognini P., 2001<sup>b</sup>: Deep-seated gravitational slope deformations as origin of the terraces on the Northern slope of Valtellina (Italian Central Alps). 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 25: 37 – 38.
- Bini A., Buoncristiani J.-F., Couterrand S., Ellwanger D., Felber M., Florineth D., Graf H. R., Keller O., Kelly M., Schlüchter C. e Schoeneich P., 2009<sup>a</sup>: Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
- Bini A., Cita M.B., Gaetani M., 1978: Southern alpine lakes: hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. Marine Geology 27: 271 – 288.
- Bini A., Felber M., Guglielmin M., 2001<sup>a</sup>: Deep-seated gravitational slope deformation under the sediment fill of Insubric valleys (Italy – Switzerland). 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 25: 35 – 36.
- Bini A., Felber M., Pomicino N., Zuccoli L., 2001<sup>b</sup>: Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene, Quaternario. Rapporti dell'UFAEG, Serie Geologia, 1. Berna.
- Bini A., Pellegrini A., 1998: Il carsismo del Moncodeno. Geologia Insubrica 3 (2), 296 pp.
- Bini A., Uggeri A., Quinif Y., 1997: Datazioni U/Th effettuate in grotte delle Alpi (1986–1997). Considerazioni sull'evoluzione del carsismo e del paleoclima. Geologia Insubrica 2 (1), 31–58.
- Bini A., Zuccoli L., 2005: Evoluzione del carsismo nelle Alpi. in Fantoni R., Cerri R. e Dellarole E. (Eds): D'acqua e di pietra. Il Monte Fenera e le sue collezioni museali. Associazione Culturale Zeisciu: 143 – 152.
- Bini A., Zuccoli L., Felber M., Pomicino N., 1996: La massima estensione dei ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. Geologia Insubrica 1/1+2, 65–77.
- Bini A., Zuccoli L., Quinif Y. e Häuselmann P., 2009<sup>b</sup>: The study of La Maserà cave (2213 LO) as an instrument for the reconstruction of the evolution of the Como Prealps. GeoItalia 2009, Rimini 9–11 settembre 2009 in Epitome 3: 76 – 77.
- Biraghi P., 2014: Rilevamento geomorfologico e del Quaternario relativo al versante occidentale della Valchiavenna volto all'interpretazione della dinamica glaciale. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Milano.
- Blattner P., 1965: Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. Sondrio und Como). Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen 45 (2), 973–1071.
- Bocchio R., Crespi R., Liborio G., Mottana A., 1980: Variazioni composizionali delle miche chiare nel metamorfismo progrado degli scisti sudalpini dell'alto lago di Como. Mem. Sci. Geol. 34, 153–176.
- Bonsignore G., Casati P., Crespi R., Fagnani G., Liborio G., Montrasio A., Mottana A., Ragni U., Schiavinato G., Venzo S., 1971: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Fogli 7 e 18 Pizzo Bernina e Sondrio. Roma, Nuova Tecnica Grafica.
- Boriani A., Bini A. (a cura di), 2011: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 056 Sondrio.

- Boriani A., Colombo A., 1979: Gli "Gneiss Chiari" tra la Valsesia e il Lago di Como. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 35 (1), 299 – 312.
- Bousquet R., Schmid S.M., Zeilinger G., Oberhänsli R., Rosenberg C. L., Molli G., Robert C., Wiederkehr M., Rossi P., 2012: Tectonic framework of the Alps. CCGM/CGMW.
- Bovarini P., 1989: Rilevamento dei depositi superficiali sulla sponda del Lago di Como tra Argegno e Tremezzo. Tesi di laurea non pubblicata, Università degli Studi di Milano, 140 pp.
- Brambilla G. e Lualdi A., 1986: Il Pliocene della Provincia di Bergamo (Italia settentrionale). Analisi faunistica ed inquadramento cronologico e paleoambientale. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 25(3): 237 – 266.
- Brügel A., 1998: Provenances of alluvial conglomerates from the Eastalpine foreland: Oligo–Miocene denudation history and drainage evolution of the Eastern Alps. *Tübingen Geowiss. Arbeit., Reihe A40*: 168 pp.
- Brügel A., Dunkl I., Frisch W., Kuhlemann J., Balogh K., 2000: The record of the Periadriatic volcanism in the Eastern Alpine Molasse zone and its palaeogeographic implications. *Terra Nova* 12: 42 – 47.
- Bruno M., 2015: Prospezione HVSR per la ricostruzione della morfologia del fondovalle sepolto tra il Pian di Spagna e Colico. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Milano.
- Bucher–Nurminen K., Droop G., 1983: The metamorphic evolution of garnet–cordierite–sillimanite–gneisses of the Gruf–Complex, Eastern Pennine Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 84, 215–227.
- Carrapa B., Di Giulio A., 2001: The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonfolite Group, Southern Alps, Italy. *Sedimentary Geology* 139: 217 – 228.
- Ciancaleoni L., Marquer D., 2006: Syn–extension leucogranite deformation during convergence in the Eastern Central Alps: example of the Novate intrusion. *Terra Nova* 18, 170–180.
- Ciancaleoni L., Marquer D., 2008: Late Oligocene to early Miocene lateral extrusion at the eastern border of the Lepontine dome of the central Alps (Bergell and Insubric areas, eastern central Alps). *Tectonics* 27, TC4008.
- Cita M.B., 1982: The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: a review. *Alpine Mediterranean Geodynamics, American Geophysical Union, Geodynamics Series* 7: 113 – 140.
- Cita M.B., Bini A., Corselli C., 1990: Superfici di erosione messiniane: una ipotesi sull'origine dei laghi sud – alpini. in: Barbanti L., Giussani G. e De Bernardi R. (eds): *Il Lago Maggiore dalla ricerca alla gestione. Simp. 50° Anniv. Fondaz. Ist. It. Idrobiol., Pallanza 1988*: 33 – 54.
- Cita M.B., Corselli C., 1990: Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77: 67 – 82.
- Cita M.B., Corselli C., 1993: Messiniano: vent'anni dopo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49: 145 – 164.
- Corselli C., Cremaschi M., Violanti D., 1985: Il canyon messiniano di Malnate (Varese): pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 91(2): 259 – 286.
- Da Rold O., 1990: L'apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale. Ph.D. thesis, Università degli Studi di Milano.
- Dale J., Holland T.J.B., 2003: Geothermobarometry, P–T paths and metamorphic field gradients of high–pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *J. metamorphic Geol.* 21, 813–829. Blackwell Publishing Ltd.
- Davidson C., Rosenberg C. L., Schmid S.M., 1996: Synmagmatic folding of the base of the Bergell pluton, Central Alps. *Tectonophysics* 265, 213 – 238.
- De Conto R. M., Pollard D., Wilson P. A., Pälke H., Lear C. H. e Pagani M., 2008: Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature* 445: 652 – 657.
- De Poli C., Ghilardi S., 1988: Considerazioni geomorfologiche sulla dinamica della frana di Piuro del 1618. *Clavenna, Boll. Centro studi storici valchiavennaschi* 27, 77 – 84.
- De Saussure H.–B., 1786: *Voyages dans les Alpes* (2<sup>a</sup> edizione).
- Deaddis M., Donegana M., Pini R., Ravazzi R., Wick L., Monegato G., De Amicis M., Marchetti M., Perego R., Ferrari V., 2007: The onset of the Last Glacial Maximum in northern Italy: chronostratigraphical and palaeoecological evidences from alluvial plain and lacustrine successions. *Geophysical Research Abstracts* 9. European Geosciences Union.
- Delaloye R. e Reynard E., 2001: Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements périglaciaires, Association Française du Périglaciaire* 26: 118 – 129.
- Di Paola S., Spalla M.I., 2000: Contrasting tectonic records in pre–Alpine metabasites of the Southern Alps (lake Como, Italy). *Journal of Geodynamics* 30, 167 – 189.
- Di Paola S., Spalla M.I., 2004: Maps of foliation trajectories and metamorphic imprints: a tool for individuating tectonometamorphic units in the Southalpine basement (Como Lake area). In: Pasquarè G., Venturini C., Groppelli G. (eds.), 2004: *Mapping Geology in Italy*. Rome, A.P.A.T., 305 – 312.

- Diethelm K., 1989: Petrographische und geochemische Untersuchungen an basischen Gesteinen der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz/Provinz Sondrio, Norditalien). Ph.D. thesis, ETH, Zürich.
- Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1994: Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology* 38, 231 – 243.
- Dreimanis A., 1988: Tills: their genetic terminology and classification. In: Goldwaith & Matsch (eds.), 1988: Genetic classification of glacial deposits. Final report of the Commission on Genesis and Lithology of Glacial Quaternary Deposits of the International Union for Quaternary Research (INQUA). IX, 294 pp. Balkema, Rotterdam, 17 – 83.
- Engi M., Bousquet R., Berger A., Oberhänsli R., Goffè B., Gosso G., Berger A., Spalla M. I., Zucali M., Schuster R., Koller F., Hoeck V., Hoinkes G., Handy M. R., 2004: Explanatory notes to the map: metamorphic structures of the Alps. Central Alps. In: Oberhänsli Ed., *Metamorphic structures of the Alps*. Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 115–226, Wien.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D., 1983: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393 – 410.
- Eyles N., Miall A.D., 1984: Glacial facies. In: Walker R.G. (ed): *Facies models*. Geoscience Canada, Geol. Assoc. Canada 2<sup>nd</sup> ed., 15 – 38.
- Fantoni R., Bersezio R., Forcella F., 2004: Alpine structure and deformation chronology at the southern Alps-Po Plain border in Lombardy. *Bollettino della Società geologica italiana* 123(3), 463 – 476.
- Felber M., 1993: La storia geologica del Tardo Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto. Ph.D. thesis, E.T.H. Zürich.
- Felber M., 1993: La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera). Ph.D. thesis, ETH Zürich.
- Felber M., Bini A., 1997: Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a Late – Tertiary fluvial origin. *Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano ottobre 1995*. *Geologia Insubrica* 2(2): 46 – 47.
- Felber M., Bini A., Heitzmann P. et Frei W., 1994: Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, CH). *Proc. Symp. "Crop – Alpi Centrali, Sondrio 1993, in: Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria* 2: 103 – 133
- Felber M., Frei W., Heitzmann P., 1991: Seismic evidence of pre – pliocene valley formation and filling in the region of Novazzano (Southern Ticino, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.*, 84(3): 753 – 761.
- Finckh P.G., 1978: Are Southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for pre – glacial erosion in the Southern Alpine lakes. *Marine Geol.* 27: 289 – 302.
- Finckh P., Kelts K., Lambert A., 1984: Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 95: 1118 – 1128.
- Florineth D., Schlüchter C., 1998: Reconstructing Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 91: 391 – 407.
- French H. M., 1976: *The Periglacial Environment*. Longman Group Limited, London and New York, 309 pp.
- Frey M., Ferreiro Mählmann R., 1999: Alpine metamorphism of the Central Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 79, 135–154.
- Frisch W., Dunkl I. e Kuhlemann J., 2000 : Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics* 327: 239 – 265.
- Frisch W., Kuhlemann J., Dunkl I. e Brügel A., 1998: Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics* 297: 1 – 15.
- Froitzheim N., Pleuger J., Roller S., Nagel T., 2003: Exhumation of high- and ultrahigh-pressure metamorphic rocks by slab extraction. *Geology* 31 (10), 925–928. Geological Society of America.
- Füchtbauer H., 1964: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. *Eclogae Geol. Helv.* 57 (1): 157 – 263.
- Fumasoli M.W., 1974: Geologie des Gebietes nördlich und südlichder Jorio–Tonale–Linie im Westen von Gravedone (Como, Italia). Ph.D. thesis, Universität Zürich.
- Gabert P., 1962: Les plaines occidentales du Po et leurs piedmonts. (Piemont, Lombardie occidentale et centrale) *Etude Morphologique*. Louis–Jean, Paris, 531 pp.
- Galli A., 2010: Tectono-metamorphic evolution of the Gruf Complex (Swiss and Italian Central Alps). Ph. D. thesis, ETH Zurich.

- Galli A., Le Bayon B., Schmidt M.W., Burg J.-P., Caddick M.J., Reusser E., 2011: Granulites and charnockites of the Gruf Complex: Evidence for Permian ultra-high temperature metamorphism in the Central Alps. *Lithos* 124, 17–25.
- Galli A., Le Bayon B., Schmidt M.W., Burg J.-P., Reusser E., 2013: Tectonometamorphic history of the Gruf complex (Central Alps): exhumation of a granulite–migmatite complex with the Bergell pluton. *Swiss Journal of Geosciences* 106, 33–62.
- Gansser A., 1937: Der Nordrand der Tambodecke: geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 17 (2), 291–523.
- Gebauer D., 1996: A P–T–t path for an (ultra?) high–pressure ultramafic/mafic rock–association and its felsic country–rocks based on SHRIMP–dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). *Earth processes: reading the isotopic code*. American Geophysical Union. *Geophysical Monograph* 95, 309 – 328.
- Gebauer D., 1999: Alpine geochronology of the Central Alps and Western Alps : new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 79(1), 191 – 208.
- Gelati R., Napolitano A. e Valdisturlo A., 1988: La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nell'evoluzione del Margine Sudalpino. *Riv. It. Paleont. Strat.* 94 (2): 285 – 332.
- Gelati R., Napolitano A. e Valdisturlo A., 1992: Results of studies on the Meso–Cenozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono–sedimentary significance of the "Gonfolite Lombarda". *Riv. It. Paleont. Strat.* 97 (3–4): 565 – 598.
- Giger M. e Hurford A.J., 1989: Tertiary intrusives of the Central Alps: their Tertiary uplift, erosion, redeposition and burial in the south–alpine foreland. *Eclogae Geol. Helv.* 82 (3): 857 – 866.
- Giger M., 1991: Geochronologische und petrographische studien an Geröllen und Sedimenten der Gonfolite–Lombarda Gruppe (Südschweiz und Norditalien) und hir Vergleich mit dem alpinen Hinterland, Ph.D. dissertation thesis, 227 pp., Univ. Bern, Bern.
- Goodchild M.F., Kemp K.K., 1990: NCGIA Core Curriculum in GIS. National Center for Geographic Informationa and Analysis.
- Gosso G., Siletto G.B., Spalla M.I., 1997: International Ophiolite Symposium Field Excursion Guide – continental rifting to ocean floor metamorphism (21st –23rd September 1995): First day: H–T/L–P metamorphism and structures in the South–Alpine basement near Lake Como, Orobic Alps; intracontinental imprints of the Permo–Triassic rifting. *Ofioliti*, v. 22, 133–145.
- Gosso G., Spalla M. I., Siletto G. B., Berra F., Bini A. e Forcella F., 2012: Foglio 057 Malonno. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia.
- Guastoni A., Pennacchiotti G., Pozzi G., Fioretti A.M., Walter J.M., 2014: Tertiary pegmatites dikes of the Central Alps. *The Canadian Mineralogist* 52, 191 – 219.
- Gulson B. L., Krogh T. E., 1973: Old lead components in the young Bergell Massif, South–East Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol* 40: 239 – 252.
- Gunzenhauser B. A., 1985: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der oligomiocaenen Gonfolite Lombarda zwischen Lago Maggiore und der Brianza (Südtessin, Lombardei). *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 159: 1 – 114.
- Hänny R., 1972: Das Migmatitgebiet in der Valle Bodengo (östliches Lepontin). *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz (NF)* 145, 1 – 109.
- Hänny R., Grauert B., Soptrajanova G., 1975: Paleozoic migmatites affected by high–grade Tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). A geochronological study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 51, 173–196.
- Hansmann W., 1996: Age determination on the Tertiary Masino – Bregaglia (Bergell) intrusives (Italy, Switzerland): a review. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 26(3): 421 – 451.
- Haywood A. M., Valdes P. J. e Sellwood B. W., 2002: Magnitude of climate variability during middle Pliocene warmth: a palaeoclimate modelling study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 188: 1 – 24.
- Heitzmann P., 1987: Calcite mylonites in the Central Alpine “root zone”. *Tectonophysics* 135, 207 – 215, doi:10.1016/0040–1951(87)90162–4.
- Huber R.K., Marquer D., 1996: Tertiary deformation and kinematics of the southern part of the Tambo and Suretta nappes (Val Bregaglia, Eastern Swiss Alps). *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 76, 383 – 397.
- Huber R.K., Marquer D., 1998: The tectonometamorphic history of the peridotitic Chiavenna unit from Mesozoic to Tertiary tectonics: a restoration controlled by melt polarity indicators (Eastern Swiss Alps). *Tectonophysics* 296, 205–223.

- Kelly M. A., Buoncristiani J.-F., Schlichter C., 2004: A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice–surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 57–75.
- Lardelli T., 1981: Die Tonalelinie in unteren Veltlin. Ph.D. dissertation thesis, 221 pp., Eidg. Technol. Hochsch. Zürich, Zürich.
- Laubscher H. P., 1985: Large–scale, thin–skinned thrusting in the Southern Alps: Kinematic models. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96: 710 – 718.
- Le Ber M., 1988: Analyses quantitatives des processus de formation des dépôts de pied de paroi en relation avec le climat: recherches méthodologiques, essais de modélisation: transferts technologiques. Ph.D. thesis, University of Bordeaux I, 229 pp.
- Lecce S. A., 1990: The alluvial fan problem. In: Rachocki A.H., Church M. (eds.), 1990: *Alluvial Fans: A Field Approach*. John Wiley, Hoboken, N.J.
- Liati A., Gebauer D., Fanning M.C., 2000: U–Pb SHRIMP dating of zircon from the Novate granite (Bergell, Central Alps) : evidence for Oligocene–Miocene magmatism, Jurassic / Cretaceous continental rifting and opening of the Valais trough. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 80, 305 – 316.
- Liati A., Gebauer D., Fanning M.C., 2009: Geochronological evolution of HP metamorphic rocks of the Adula nappe, Central Alps, in pre–Alpine and Alpine subduction cycles. *Journal of the Geological Society* 166, 797–810.
- Longo V., 1968: Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese. *Mitt. geol. Inst. ETH und Uni. Zürich*. N.F. 86: 1 – 181.
- Lualdi A., 1981: Il Pliocene di Clanezzo in Vall'Imagna (Bergamo): indagine faunistica. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia* 29: 120 – 127.
- Maggi V., 1992: Geologia del Quaternario del Monte Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale. *Il Quaternario* 5 (2), 235–250.
- Marquer D., 1991: Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 84 (1), 107–123.
- Marquer D., Challandes N., Baudin T., 1996: Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). *Journal of Structural Geology* 18 (6), 753–764. Elsevier.
- Marquer D., Challandes N., Schaltegger U., 1998: Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffna Rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische Mitteilungen* 78, 397–414.
- Mazzoleni G., 2011: Geologia e geomorfologia: obiettivi e prodotti cartografici realizzati. In: Sfondrini G., Pasquarè G., (Eds.), 2011: *La Valchiavenna: un bacino pilota per il controllo dell'ambiente alpino*. Quaderni di Dinamica Alpina e Quaternaria n° 10 – 2011, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 257 pp., Milano.
- Mazzoleni G., Guastoni A., 2002: Tettonica fragile e mineralizzazioni di ambiente idrotermale: l'esempio delle cataclasiti a zeoliti della Val Piana (Val Codera, Sondrio). *Geologia Insubrica* 7 (1), 17 – 30.
- Meyre C., De Capitani C, Zack T., Frey M., 1999: Petrology of high–pressure metapelites from the Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *Journal of Petrology* 40 (1), 199 – 213.
- Meyre C., Marquer D., Schmid S.M., Ciancaleoni L., 1998: Syn–orogenic extension along the Forcola fault: correlation of Alpine deformations in the Tambo and Adula nappes (Eastern Penninic Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91 (3), 409 – 420.
- Miall A.D., 1977: A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13, 1 – 62.
- Miall A.D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall A.D. (ed.): *Fluvial sedimentology*. Mem. Assoc. Canad. Petroleum Geol. 5, 597 – 604.
- Miall A.D., 1984: *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, Berlin.
- Miall A.D., 1985: Architectural–element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews* 22(4), 261 – 308.
- Miall A.D., 1996: *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin.
- Milnes A., Pfiffner O., 1980: Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen–Como. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73, 619–633.
- Milnes A.G., 1974: Structure of the Pennine Zone (Central Alps): a new working hypothesis. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1727–1732.

- Mocochain L., 2007: Les manifestations géodynamiques – externes et internes – de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée péri-méditerranéenne: le karst de la Basse-Ardèche (Moyenne vallée du Rhône; France). Thèse, Aix-en-Provence. 221 pp.
- Mocochain L., Audra P., Bigot J.-Y., Clauzon G., Bellier E., Parize O., Monteil P., 2009): The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology* 106: 46 – 61.
- Mocochain L., Clauzon G. e Bigot J.-Y., 2006: Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 177(1): 27 – 36.
- Mocochain L., Clauzon G., Bigot J.-Y. e Brunet P., 2006: Geodynamic evolution of the perimediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and the Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology* 188–189: 219 – 233.
- Monegato G., 2012: The onset of the Last Glacial Maximum in the southern side of the Alps. *Quaternary International* 279, p. 333.
- Montrasio A., Berra F., Cariboni M., Ceriani M., Deichmann N, Ferliga C., Gregnanin A., Guerra S., Guglielmin M, Jadoul F., Longhin M., Mair V., Mazzoccola D., Sciesa E., Zappone A., 2012: Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 024 Bormio.
- Montrasio A., Sciesa E., 1988: Carta geologica della valle Spluga e aree adiacenti. Profilo Crosta Profonda 88 02, CNR, Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.
- Muller S. W., 1945: Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. US Engineering Office, Special Report, Strategic Engineering Study 62: 136 pp.
- Nagel T., De Capitani C., Frey M., Froitzheim N., Stünitz H., Schmid S.M., 2002: Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 95 (2), 301 – 321.
- Nagel T.J., 2008: Tertiary subduction, collision and exhumation recorded in the Adula nappe, Central Alps. *Geological Society, London, Special Publications* 298, 365 – 392. In: Siegesmund S., Fügenschuh B., Froitzheim N. (eds), 2008: tectonic Aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian System. *Geological Society, London, Special Publications* 298.
- Nangeroni G., 1940: Considerazioni sul Quaternario dell'alta pianura lombarda. *Boll. Com. Glac. Ital.* 20: 63 – 72.
- Nangeroni G., 1950: Forme di degradazione meteorica nei graniti del Mottarone (Lago Maggiore). *Natura* 41(3–4): 59 – 74.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005. *North American Stratigraphic Code*. *AAPG Bulletin*, 89 (11), 1547– 1591.
- Noti V., 2014: GIS open source per geologia e ambiente: analisi e gestione di dati territoriali e ambientali con QGIS. Palermo, Dario Flaccovio editore.
- Oberli F., Meier M., Berger A., Rosenberg C.L., Gieré R., 2004: U–Th–Pb and  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  disequilibrium isotope systematics: precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (11), 2543–2560.
- Onida M., 2001: Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso delle ricerche in Italia. In: G. Pasquarè (2001): Tettonica recente e instabilità di versante nella Alpi Centrali. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica; CNR – Istituto per la dinamica dei processi ambientali. Milano. 208 p.
- Oschidari H., Ziegler U.R.F., 1992: Vergleichende Sm–Nd– und Rb–Sr–Untersuchungen an Bergeller Geröllen aus der Gonfolite Lombarda ("Südalpine Molasse) und an Bergeller und Novate Granitoiden des Ursprungsgebietes. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 85 (2), 375 – 384.
- Owen L.A., 2013. Tectonic geomorphology: a perspective. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Owen L.A. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, vol. 5, Tectonic Geomorphology, 3–12.
- Pasquarè G., 2001: Evoluzione geologica e geomorfologica quaternaria della Val bregaglia tra Bondo e Castasegna (cantone Grigioni, Svizzera). In: Pasquarè G. (ed.), 2001: Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali. Volume Speciale Fondazione cariplo, 175 – 191, Milano.
- Pedroncelli A., 2013: Dinamica glaciale sulla cresta spartiacque tra Valtellina e Valchiavenna. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Milano.
- Pelfini M., Belloni S, 1990: Climate and geomorphology in Valtellina and Val San Giacomo. *ALPS 90 – Alpine Landslide Practical Seminar*. Sixth International Conference and Field Workshop on Landslides, Switzerland–Austria–Italy, Aug. 31st – Sept. 12th, 1990, 337 – 354.

- Perello P., Gianotti F., Monopoli B., Carraro F., Venturini G., Fontan D., Schiavo A. Bonetto F., 2011: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 089 Courmayeur.
- Pero P., 1893 – 1894: I laghi alpini valtelinesi. Parte I. Valle dell'Adda. Parte II. Valle del Liro (Spluga). Parte I: La Nuova notarista, ser. 3 e 4. Padova, 1893–1894. Parte II, Ibidem, pag. 144. Venezia e Vicenza.
- Pieracci K., 2006: Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse. Università di Losanna, Tesi.
- Pignanelli S., 1931–1932: I laghi della Val San Giacomo (Spluga). *Natura*, Riv. Sc. Nat. 22, 85 – 101, 23, 53 – 65.
- Pignanelli S., 1932: I ghiacciai della Val San Giacomo (regione dello Spluga) 1930–1931. *Boll. Comit. Glaciol. It.* 12, 189 – 225.
- Pleuger J., Podladchikov Y.Y., 2014: A purely structural restoration of the NFP20–East cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps). *Tectonics* 33, doi:10.1002/2013TC003409.
- Pomati D., 2013: Rilevamento geologico strutturale e geomorfologico ad indirizzo applicativo dell'area di Chiavenna e Prata campotaccio. Tesi di laurea inedita. Università degli Studi di Milano.
- Quattrone P., Rogledi S. e Longoni R., 1990: Gas fields in the Tertiary sequences of the Milano Bergamo Region. *Bull. Ver Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 57: 53 – 64.
- Raimondi M., Strini A. e Bini A., 2005: Weathering features and morphology on Mt. Mottarone (Northern Italy). An example of a granite weathering landscape. *Geoitalia 2005*, Spoleto settembre 2005, Epitome 1: 71.
- Richmond G.M. e Fullerton D.S., 1986: Summation of Quaternary glaciations in the United States of America. In: Šibrava V., Bowen D.Q., Richmond G.M. (eds.): *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report IGCP n°24, Quaternary Science Reviews* 5(1–4): 183 – 196.
- Richmond G.M., 1986: Stratigraphy and chronology of glaciations in Yellowstone National Park. In: Šibrava V., Bowen D.Q., Richmond G.M. (eds.): *Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report IGCP n°24, Quaternary Science Reviews* 5(1–4): 83 – 98.
- Riganti N., 2012: Studio della geologia del Quaternario e della geomorfologia del versante destro dell'alta Val San Giacomo, compresa tra il Piano dei Cavalli e l'Alpe Boggi, e ricostruzione delle fasi relative all'ultimo massimo glaciale. Tesi di laurea non pubblicata. Università degli Studi di Milano.
- Ring U., 1994: The kinematics of the late Alpine Muretto fault and its relation to dextral transpression across the Periadriatic line. *Eclogae Geologicae Helveticae* 87 (3), 811 – 831.
- Rizzini A. e Dondi L., 1978: Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy). *Marine Geology* 27: 303 – 325.
- Romer R.L., Schärer U., Albrecht S., 1996: Alpine and pre-Alpine magmatism in the root-zone of the western Central Alps. *Contrib Mineral Petrol* 123, 138 – 158.
- Rosenberg C. L., 2004: Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23, TC3002.
- Rosenberg C.L., Berger A., Schmid S.M., 1995: Observations from the floor of a granitoid pluton: inferences on the driving force of final emplacement. *Geology* 23 (5), 443 – 446.
- Rosenberg C.L., Heller F., 1997: Tilting of the Bergell Pluton and Central Lepontine area: combined evidence from paleomagnetic, structural and petrological data. *Eclogae Geologicae Helveticae* 90 (2), 345 – 356.
- Rutishauser V., 1986: Das Südtesin im Neogen: zwischen Schuttstrom und Schelfmeer. Eine Fazies- und Ablagerungsraumanalyse. Diss. ETH Zürich, 151 pp.
- Scaramellini G., 1973: Fenomeni di erosione glaciale del periodo quaternario nella valle del Fiume Mera (Sondrio, Italia). *Natura* 64 (2), 133 – 138.
- Scaramellini G., Kahl G., Falappi G.P., 1995: La frana di Piuro del 1618. Storia e immagini di una rovina.
- Schärer U., Cosca M., Steck., Hunziker J., 1996: Termination of major ductile strike-slip shear and differential cooling along the Insubric line (Central Alps): U–Pb, Rb–Sr and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of cross-cutting pegmatites. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 331 – 351.
- Schlunegger F., Slingerland R., Matter A., 1998: Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the Central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine Foreland Basin and the structural evolution of the Alps. *Basin Research* 10: 197 – 212.
- Schmid S. M., Pfiffner O. A., Froitzheim N., Schönborn G., Kissling E., 1996<sup>a</sup>: Geophysical–geological transect and tectonic evolution of the Swiss–Italian Alps. *Tectonics* 15 (5), 1036–1064.
- Schmid S.M., Berger A., Davidson C., Gieré R., Hermann J., Niegervelt P., Puschnig A.P., Rosenberg C.L., 1996<sup>b</sup>: The Bergell pluton (Southern Switzerland, Northern Italy): overview accompanying a geological–tectonic map of the



- intrusion and surrounding country rocks. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 76 (3), 329–355.
- Schmid S.M., Kissling E., 2000: The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19(1), 62 – 85.
- Schmid. S.M. and Froitzheim, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 86 (2), 569 – 593.
- Schmutz H., 1976: Der Mafitit–Ultramafitit–Komplex zwischen Chiavenna und Val Bondasca (Provinz Sondrio, Italien; Kt. Graubünden, Schweiz). *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, (N.F.)* 149, 73 pp.
- Schumacher M. E., 1990: Alpine basement thrusts in the eastern Seengebirge, Southern Alps (Italy/Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 83(3): 645 – 663.
- Schumacher M. E., Schönborn G., Bernoulli D. e Laubscher H. P., 1996: Rifting and collision in the Southern Alps. In: Pfiffner O. A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S. e Steck A. (eds): *Deep structure of the Swiss Alps: Results of the National Research Program 20*. Birkhäuser, Basel: 186 – 204.
- Sciesa E., 1991: *Geologia delle Alpi Centrali lungo la traversa Colico–Passo dello Spluga (Province di Sondrio e Como)*. Il naturalista Valtellinese: Atti del Museo civico di Storia Naturale di Morbegno 2, 3–34.
- Selverstone J., 2005: Are the Alps collapsing? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* 33, 113 – 132.
- Seyferth M., Henk A., 2004: Syn–convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones–insights from three–dimensional numerical models. *Tectonophysics* 382, 1 – 29.
- Sfondrini G., Pasquarè G., (Eds.), 2011: *La Valchiavenna: un bacino pilota per il controllo dell'ambiente alpino*. Quaderni di Dinamica Alpina e Quaternaria n° 10 – 2011, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 257 pp., Milano.
- Siletto G.B., 1991: *Cronologia relativa dei sovrascorrimenti in aree selezionate del basamento Orobico*. Ph.D. Thesis, Università degli Studi di Milano.
- Siletto G.B., Spalla M.I., Tunesi A., Nardo M., Soldo L., 1990: Structural analysis in the Lario basement (Central Southern Alps, Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana* 45, 93 – 100.
- Smiraglia C., Diolaiuti G. (a cura di), 2015: *Il nuovo catasto dei ghiacciai italiani / The new italian glacier inventory*. EvK2 CNR Publication, Bergamo, 400 pp.
- Soldati M., 2013: Deep–seated gravitational slope deformation. In: Bobrowsky P.T., 2013: *Encyclopedia of Natural hazards*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer.
- Spalla M.I., Di Paola S., Gosso G., Siletto G.B., Bistacchi A., 2002: Mapping tectono–metamorphic histories in the Lake Como basement (Southern Alps, Italy). *Memorie di Scienze Geologiche* 54, 101 – 134.
- Spiegel C., Kuhlemann J., Dunkl I. e Frisch W., 2001: Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt: the Central Alps in Oligo – Miocene times. *Tectonophysics* 341: 33 – 47.
- Stampfli G.M., Mosar J., Marquer D., Marchant R., Baudin T., Borel G., 1998: Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159–204.
- Staub R. (1926): *Geologische Spezialkarte der Schweiz: Blatt 97. Geologische Karte des Avers (Piz Platta–Duan) 1:50000*.
- Staub R., 1946: *Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50.000*. Geologische Spezialkarte 118, Schweiz. Geol. Kommission.
- Steinmann M., 1994: Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt* 137, 675 – 721.
- Stevenazzi S., 2010: *Dinamica di versante e ricostruzione del ghiacciaio durante l'ultimo massimo glaciale in Val Bregaglia, versante destro, Comune di Villa di Chiavenna (SO)*. Tesi di Laurea inedita. Università degli Studi di Milano.
- Stucki A., 2001: *High grade Mesozoic ophiolites of the Southern Steep Belt, Central Alps*. Unpublished. PhD thesis ETH Zürich No. 14206.
- Stucki A., Rubatto D., Trommsdorff V., 2003: Mesozoic ophiolite relics in the Southern Steep Belt of the Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 83, 285 – 299.
- Sturges H. A., 1926: The choice of a class interval. *Journal of the American Statistical Association* 21(153), 65 – 66.
- Suc J.–P., 1986: Flores néogènes de Méditerranée occidentale. *Climat et paléogéographie*. Bull. Centre Rech. Explor. Proc. Elf–Aquitaine 10(2): 477 – 488.
- Sue C., Delacou B., Champagnac J.–D., Allanic C., Tricart P., Burkhard M., 2007: Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 96, 1101 – 1129. Springer – Verlag.

- Sue C., Tricart P., 2003: Neogene to ongoing normal faulting in the inner Western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics* 22, 1 – 25.
- Taglieri P., 2012: Studio della geologia del Quaternario e della geomorfologia del versante destro dell'alta Val San Giacomo, compresa tra la Valle Scisarolo e la Val Febbraro, e ricostruzione delle fasi relative all'ultimo massimo glaciale. Tesi di laurea non pubblicata. Università degli Studi di Milano.
- Talerico C., 2000: Petrological and chemical investigation of a metamorphosed oceanic crust–mantle section (Chiavenna, Bergell Alps). Dissertation, ETH Zürich, n° 13934.
- Tantardini D., 2012: Studio della geologia del Quaternario e della geomorfologia della sponda destra della bassa Val San Giacomo tra la Valle di Servizio e la Valle del Drogo, e ricostruzione delle fasi relative all'ultimo massimo glaciale. Tesi di laurea non pubblicata. Università degli Studi di Milano.
- Tantardini D., Riganti N., Taglieri P., De Finis E., Bini A., 2013: Glacier dynamics in San Giacomo Valley (Central Alps, Sondrio, Italy). *Alpine and Mediterranean Quaternary* 26 (1), 77–94. Aiqua.
- Taramelli T., 1880: Il Canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Materiali per la Carta geologica della Svizzera, XVII: 13 – 174.
- Tassani A., 1853: Notizie topografico–mediche intorno al Pian di Spagna posto a Nord–Est del Lago di Como. Manuale della Provincia di Como per il 1853: 52–68. Como.
- Tavelli M. S., 1987: Studio geologico applicato del fondovalle del fiume Adda, in Valtellina, da Sondrio al Lago di Como con particolare riguardo alle variazioni dell'alveo dal 1400 ad oggi. Tesi di laurea non pubblicata. Università degli Studi di Milano.
- Tibaldi A., Corazzato C., 2001: Evidenze strutturali, litologiche e morfologiche di deformazioni recenti sul Monte Berlinghera (Lago di Mezzola, Alpi Centrali). In: G. Pasquarè (2001): Tettonica recente e instabilità di versante nella Alpi Centrali. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica; CNR – Istituto per la dinamica dei processi ambientali. Milano. 208 p.
- Tibaldi A., Pasquarè F.A., 2008: Quaternary deformations along the 'Engadine–Gruf tectonic system', Swiss–Italian Alps. *Journal of Quaternary Science* 23 (5), 475 – 487.
- Tognini P., 1999: Individuazione di un nuovo processo speleogenetico: il carsismo del M. Bisbino (Lago di Como). Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano.
- Van der Beek P. e Bourbon P., 2008: A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology* 97(1–2): 52 – 72.
- Varnes D.J., 1978: Slope movements and processes. In: Landslides: analysis and control. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report 176.
- Vezzoli L., 1976: La Sinclinale dello Spluga e il suo significato paleogeografico. Università degli Studi di Milano. Tesi di laurea. Relatore: Prof. A. Bini.
- Viola G., Mancktelow N.S., Seward D., 2001: Late Oligocene–Neogene evolution of Europe–Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps). *Tectonics* 20 (6), 999 – 1020.
- Viviani C., 1997: Alterazione in sito del plutone granitico di Alzo (NO – VB): processi evolutivi, aspetti mineralogici – petrografici, geomorfologici, idrogeologici e geomeccanici. Università degli Studi di Milano, Tesi di Dottorato di Ricerca.
- Von Blackenburg F., 1992: Combined high–precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: applied to the Central–Alpine Bergell intrusion (central Europe). *Chemical Geology* 100, 19 – 40.
- Von Blackenburg F., Davies J.H., 1995: Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14 (1), 120 – 131. American Geophysical union.
- Von Blackenburg F., Davies J.H., 1996: Feasibility of a double slab breakoff (Cretaceous and Tertiary) during the Alpine convergence. *Eclogae Geologicae Helveticae* 89 (1), 111 – 127.
- Von Blackenburg F., Früh–Green G, Diethelm K.H., Stille, P., 1992: Nd–, Sr– O–isotopic and chemical evidence for a two–stage contamination history of mantle magma in the Central–Alpine Bergell intrusion. *Contr. Mineral. Petrol.* 110, 33 – 45.
- Wagner G.A., Reimer D.S. e Jäger E., 1977: Cooling ages derived by apatite fission–track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova* 30: 1 – 30
- Wenk H., 1973: The structures of the Bergell Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae* 66, 255 – 291.
- Wenk H., Cornelius S., 1977: Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25'000, Blatt Sciora. Publ. Schweiz. Geol. Kommission.

- Wiedenbeck M., 1986: Structural and isotopic age profile across the Insubric Line, Mello, Valtellina, N. Italy. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen 66 (1-2), 211 – 227.
- Willett S. D., Schlunegger F., Picotti V., 2006: Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology* 34(8), 613 - 616.



---

## Ringraziamenti

Ringrazio tutte le persone che mi hanno accompagnato in questi tre anni di lavoro, sia letteralmente su terreno, sia come colleghi e amici: primi tra tutti Alfredo e Tiziana, poi Stefania, Alessio, Federica, Marianna, Jacopo, Mauro, Andrea, Riccardo, Mariangelo, Luisa, Paolo, Andrea, Martina.

Ringrazio tutti i valchiavennaschi incontrati per monti, valli e rifugi, che hanno sempre saputo indirizzarmi sui sentieri migliori e che hanno sempre dimostrato interesse e desiderio di conoscere meglio il proprio territorio e la sua storia geologica, sebbene a conti fatti siano stati loro a insegnare a me un sacco di cose.

Ringrazio infine la Comunità Montana Valchiavenna che ha fornito il proprio supporto al Progetto *Geomorfologia della Valchiavenna* (coordinatori scientifici: prof. Bini A., Apuani T.) attraverso la “Convenzione di collaborazione tecnico-scientifica nel settore ambientale finalizzato alla tutela e valorizzazione del territorio della Comunità Montana Valchiavenna” tra Università degli Studi di Milano e Comunità Montana Valchiavenna, negli anni 2009 – 2014.



---

## Lista degli allegati

- Allegato 01 Toponomastica e confini comunali.
- Allegato 02 Codifica di facies.
- Allegato 03 Sezioni stratigrafiche in affioramento.
- Allegato 04 Sezioni stratigrafiche di sottosuolo.
- Allegato 05 Dati di giacitura della foliazione regionale.
- Allegato 06 Dati sui lineamenti fragili.
- Allegato 07 Schede geomorfologiche: Cuesta/Hogback.
- Allegato 08 Schede geomorfologiche: Dossi.
- Allegato 09 Schede geomorfologiche: DGPV.
- Allegato 10 Schede geomorfologiche: Aree di colata detritica.
- Allegato 11 Schede geomorfologiche: Colate detritiche.
- Allegato 12 Schede geomorfologiche: Frane di crollo.
- Allegato 13 Schede geomorfologiche: Frane di scivolamento.
- Allegato 14 Schede geomorfologiche: Morfologie periglaciali.
- Allegato 16 Schede geomorfologiche: Sorgenti.
- Allegato 17 Schede geomorfologiche: Fluted moraine.
- Allegato 18 Schede geomorfologiche: Strie di esarazione.
- Allegato 19 Schede geomorfologiche: Trimline.

L'allegato 01 è nelle pagine successive. Gli altri sono nel CD allegato.





---

# Allegato 01

**Toponomastica e confini comunali**