



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (Legge n.° 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 171

CESANA TORINESE

A cura di:

G. Fioraso⁽¹⁾, P. Mosca⁽¹⁾

con contributi di:

A. Corno⁽²⁾ (geologia dell'Unità Banchetta-Rognosa)

L. Bonadeo⁽³⁾, F. Brunamonte⁽³⁾, P. Baggio⁽³⁾ (instabilità dei versanti)

B. Raco⁽¹⁾, M. Doveri⁽¹⁾, M. Lelli⁽¹⁾ (idrogeochimica)

F. Giacometti⁽⁴⁾ (giacimento del Beth-Ghinivert)

Coordinamento:

R. Polino⁽¹⁾, G. Fioraso⁽¹⁾

(1) CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse

(2) DST - Università degli Studi di Torino

(3) Libero professionista

(4) DST - Università degli Studi di Pavia

Ente realizzatore:



Dipartimento Geologia e Dissesto

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. CAMPOBASSO

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per ARPA Piemonte: A. ROBOTTO

Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: M.T. Lettieri

Gestione operativa del Progetto CARG per ARPA Piemonte: S. Barbero

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

E. Chiarini, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti[†]

Revisione informatizzata dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, V. Pannuti[†]

PER ARPA PIEMONTE:

Coordinamento operativo:

G. Fioraso, R. Polino (CNR - IGG)

Allestimento editoriale e cartografico:

G. Fioraso, P. Mosca (CNR - IGG)

Coordinamento informatizzazione:

G. Fioraso (CNR-IGG), R. Pispico (ARPA Piemonte)

Informatizzatori:

G. Fioraso, P. Mosca, R. Polino, M. Malusà (CNR-IGG), L. Mallen (ARPA Piemonte)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per ARPA Piemonte: M. Morelli

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

INDICE

I	- INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO »	5
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI »	9
1.	- IL FOGLIO CESANA NEL QUADRO DELLE ALPI OCCIDENTALI »	9
1.1.	- UNITÀ LIGURO-PIEMONTESE »	11
1.2.	- UNITÀ PIEMONTESE DI MARGINE CONTINENTALE. »	12
1.3.	- LE SUCCESSIONI DEL FOGLIO CESANA NELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA ITALIANA »	13
1.3.1.	- <i>Le successioni del settore Monte Banchetta - Punta Rognosa</i> »	14
2.	- SUCCESSIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA »	15
III	- STRATIGRAFIA. »	19
1.	- SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO. »	19
1.1.	- UNITÀ TETTONICA BANCHETTA-ROGNOSA. »	19
1.1.1.	- <i>Unità tettonostratigrafica della Rognosa.</i> »	20
1.1.2.	- <i>Unità tettonostratigrafica della Banchetta</i> »	21
1.2.	- UNITÀ OFIOLITICHE. »	26
1.2.1.	- <i>Unità tettonostratigrafica dell'Albergian.</i> »	26
1.2.2.	- <i>Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna.</i> »	30
1.2.2.1.	- <i>Complesso di Cerogne</i> »	30
1.2.3.	- <i>Unità tettonostratigrafica del Lago Nero.</i> »	31
1.2.3.1.	- <i>Complesso del Lago Nero</i> »	33
1.2.4.	- <i>Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet.</i> »	35
1.3.	- UNITÀ <i>INCERTAE SEDIS</i> »	36
1.3.1.	- <i>Unità tettonostratigrafica di Puys-Venaus</i> »	36
1.3.1.1.	- <i>Complesso del Puys</i> »	38
1.4.	- UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE. »	38
1.4.1.	- <i>Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier.</i> »	38
1.5.	- GESSI »	41
1.6.	- BRECCE A CEMENTO CARBONATICO. »	41
2.	- SUCCESSIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA. . . . »	41
2.1.	- UNITÀ DEL SEGURET - LA RIPOSA »	41
2.2.	- SUPERSINTEMA DEL MONCENISIO. »	42
2.3.	- SINTEMA DI PALAZZOLO. »	47

2.3.1. - <i>Subsintema di Crescentino</i>	» 47
2.3.2. - <i>Subsintema di Ghiaia Grande</i>	» 51
2.4. - UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE	» 53
2.5. - UNITÀ UBIQUITARIE IN FORMAZIONE	» 56
IV - EVOLUZIONE METAMORFICA	» 65
1. - METAMORFISMO DI AMBIENTE OCEANICO	» 66
2. - METAMORFISMO POLIFASICO ALPINO.	» 67
2.1. - UNITÀ OFIOLITICHE E UNITÀ <i>INCERTAE SEDIS</i>	» 69
2.2. - UNITÀ TETTONICA BANCHETTA-ROGNOSA.	» 70
V - ASSETTO STRUTTURALE	» 71
VI - GEOMORFOLOGIA ED EVOLUZIONE QUATERNARIA	» 77
1. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO.	» 77
2. - EVOLUZIONE QUATERNARIA.	» 82
VII - INSTABILITÀ DEI VERSANTI	» 87
1. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE.	» 88
2. - FRANE.	» 94
VIII - IDROGEOLOGIA	» 97
1. - TIPOLOGIA E CARATTERI DEGLI ACQUIFERI.	» 97
2. - CARATTERI IDROGEOCHIMICI	» 99
IX - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE	» 105
1. - IL GIACIMENTO DEL BETH-GHINIVERT	» 105
2. - MATERIALI LAPIDEI E COMBUSTIBILI.	» 108
X - EVENTI ALLUVIONALI	» 111
ABSTRACT	» 119
LEGEND	» 121
BIBLIOGRAFIA	» 127

I - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio Cesana Torinese della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge n. 266 del 13 luglio 1999) tramite una convenzione tra ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo e ARPA Piemonte. Quest'ultima ha affidato al CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse - Unità di Torino l'incarico di eseguire il rilevamento, la compilazione della banca dati e l'allestimento grafico del Foglio. La Carta Geologica alla scala 1:50.000 deriva dal rilevamento geologico di 9 sezioni della carta tecnica della Regione Piemonte alla scala 1:10.000. I rilevamenti sono iniziati nel giugno 2000 e si sono conclusi nell'ottobre del 2006. Le unità pre-plioceniche sono state rilevate da Riccardo Polino e Marco Malusà con alcune successive integrazioni da parte di Pietro Mosca, quelle pliocenico-quadernarie da Gianfranco Fioraso.

Il Foglio, esteso in Provincia di Torino su una superficie di 295,6 km², comprende gran parte del bacino idrografico della Dora di Cesana (comuni di Oulx, Cesana Torinese, Claviere, Sauze di Cesana e Sestriere), la testata della Val Chisone (Comune di Pragelato) e le testate della Valle di Rodoretto (Comune di Prali), del Germanasca di Salza (Comune di Salza) e del Germanasca di Massello (Comune di Massello). Nel settore del Colle del Monginevro il confine amministrativo, e quindi il confine del Foglio Cesana Torinese, differisce sostanzialmente dallo spartiacque idrografico poiché a seguito del trattato di Parigi del 10 febbraio 1947 il confine italo-francese subì in più punti una drastica rettifica: in particolare venne ceduto alla Francia l'intero bacino del Rio Secco, tributario di sinistra della Piccola Dora e il tratto della dorsale Monte Chaberton - Punta Rochers Charnier.

Il Foglio si estende a quote comprese tra i 1180 m s.l.m. del fondovalle della Dora di Cesana e i 3304 m s.l.m. della Punta Ramiere, situata sul confine italo-fancese.

Le unità pre-plioceniche affioranti nel Foglio sono state ascritte al dominio Ligure-Piemontese e a quello Piemontese (o pre-Piemontese) del quadro paleogeografico-strutturale del Giurassico superiore. Il primo è costituito da successioni a prevalenti calcescisti e ofioliti ritenute la testimonianza dell'originario dominio oceanico (bacino Ligure-Piemontese) interposto tra la placca europea e la placca adriatica. Il secondo, caratterizzato da successioni carbonatiche seguite da serie calcareo-terrigene, è rappresentativo di settori distali di margine continentale.

Alcune delle unità affioranti nel Foglio Cesana costituiscono il naturale prolungamento verso Sud di unità cartografate nel limitrofo Foglio Bardonecchia. Pertanto, per uniformità di rappresentazione, nel Foglio Cesana sono stati utilizzati gli stessi criteri metodologici di rilevamento utilizzati nel Foglio Bardonecchia. Durante il rilevamento alla scala 1:10.000 si è cercato in particolare di riconoscere e ricostruire successioni litostratigrafiche coerenti ponendo particolare attenzione quindi ai caratteri stratigrafici primari (litostratigrafici) dei volumi rocciosi affioranti. I risultati delle osservazioni di terreno hanno così permesso l'individuazione e la perimetrazione di una serie di unità tettonostratigrafiche (UTS), ossia di "volumi rocciosi delimitati da contatti tettonici e contraddistinti da una successione stratigrafica e/o una sovraimpronta metamorfica e/o un assetto strutturale significativamente diversi da quelli dei volumi rocciosi adiacenti" (DELA PIERRE *et alii*, 1997). L'utilizzo delle UTS consente infatti la rappresentazione in carta, con maggiore completezza, di tutte le informazioni possibili relative alle caratteristiche e alla storia geologica dei vari corpi rocciosi: sono state così distinte delle unità geometriche con caratteristiche interne omogenee e con una presunta collocazione paleogeografica. Nella fase di sintesi cartografica alla scala 1:50.000 sono state quindi raggruppate quelle unità geometriche che mostravano un assetto stratigrafico correlabile e una evoluzione orogenica confrontabile. All'interno di ogni unità tettonostratigrafica, delimitata da superfici tettoniche duttili o fragili, sono state individuate unità litostratigrafiche (potenzialmente formalizzabili) e complessi secondo i normali criteri stratigrafici (riportati e descritti procedendo, per quanto possibile, dal basso verso l'alto stratigrafico).

Nella legenda del Foglio sono state pertanto distinte:

- 1) un'unità di margine continentale rappresentata dall'Unità mesozoica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier;
- 2) un'unità *incertae sedis* (Puys-Venaus), ovvero un'unità di calcescisti priva di ofioliti che, pur senza precise attribuzioni cronologiche, può tentativamente essere interpretata come deposta originariamente nella fossa sulla base della sua forte componente terrigena;
- 3) unità ofiolitiche (Albergian, Cerogne-Ciantiplagna, Lago Nero e Chenaillet),

caratterizzate da porzioni di crosta oceanica e relativa successione sedimentaria ad affinità ligure, oppure da successioni di metasedimenti carbonatici con intercalazioni di materiale ofiolitico e talvolta continentale;

4) un'unità tettonica costituita da due unità tettonostratigrafiche, della Banchetta e della Rognosa, con caratteri litostratigrafici distinti, condizione che ne suggerisce una differente originaria collocazione paleogeografica: i caratteri primari delle originarie successioni litostratigrafiche sono stati intensamente scompaginati dalla storia deformativa da sin- a post-metamorfica che ha contraddistinto questo settore di catena.

Il Foglio risulta così caratterizzato da un quadro tettonico molto articolato, con giustapposizione di unità appartenenti a contesti paleogeografici differenti e/o confrontabili, separate da contatti tettonici complessi e polifasici e che possono aver seguito traiettorie anche molto differenti durante le fasi di subduzione ed esumazione alpine.

Nella cartografia dei depositi pliocenico-quadernari, e più specificamente per la successione glaciale e per quella fluvio-torrentizia, sono state utilizzate le unità a limiti inconformi (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*, UBSU), corrispondenti a unità sintemiche, secondo le indicazioni fornite dal Servizio Geologico Nazionale (GERMANI *et alii*, 2003). Differentemente dal contiguo Foglio Bardonecchia (nel quale, peraltro, erano state utilizzate le unità allostratigrafiche, del tutto analoghe come significato alle unità sintemiche), per la successione glaciale presente nel Foglio Cesana non è stato possibile introdurre un'altrettanto dettagliata suddivisione stratigrafica: tale discrepanza è motivata dal fatto che la successione glaciale conservata nel bacino della Dora di Cesana e nell'alta Val Chisone appare estremamente frammentata e soprattutto variamente dislocata dagli imponenti fenomeni gravitativi che coinvolgono ampi settori del Foglio. Per tale motivo l'intera successione glaciale legata al *Last Glacial Maximum* (LGM) è stata cartografata nell'ambito del Supersintema del Moncenisio. La successione fluviale è stata invece correlata alle unità (subsintemi di Ghiaia Grande e di Crescentino) riconosciute nell'ambito del Foglio Torino Ovest allo sbocco della Valle di Susa e alle unità ubiquitarie descritte più a monte nell'ambito dei fogli Susa e Bardonecchia. Tutti i restanti depositi quadernari, essenzialmente di origine gravitativa o legati all'ambiente periglaciale, sono stati complessivamente cartografati come depositi ubiquitari e per essi sono state utilizzate le tradizionali unità litostratigrafiche.

PROGETTO

CARG

II – INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

1. - IL FOGLIO CESANA NEL QUADRO DELLE ALPI OCCIDENTALI

La catena alpina (di seguito considerata solo nel suo settore occidentale all'interno del quale è ubicato il Foglio Cesana Torinese) è il risultato di un complesso processo geodinamico iniziato nel Cretacico con la convergenza tra la placca europea e quella adriatica, separate nel quadro paleogeografico regionale da un dominio oceanico indicato in letteratura come bacino Ligure-Piemontese. Questo processo ha determinato la subduzione di parte del dominio Ligure-Piemontese, la progressiva chiusura dello stesso e la conseguente collisione continentale (vedi ad esempio DAL PIAZ, 2010, con bibliografia).

Il Foglio Cesana è ubicato nel settore assiale della catena alpina (Fig. 1), ossia in quella parte di catena costituita dalle unità che hanno registrato eventi tettono-metamorfici relativi a subduzione e collisione continentale durante l'orogenesi alpina. Tale settore, delimitato dalla Linea Insubrica all'interno e dal Fronte Pennidico all'esterno (quest'ultimo convergente con il Fronte Brianzone verso Sud), comprende le unità oceaniche Liguro-Piemontesi e le falde continentali pennidiche e austroalpine della letteratura classica delle Alpi (DAL PIAZ, 2010).

In dettaglio, nel Foglio Cesana affiorano unità Liguro-Piemontesi e unità di margine continentale distale riportate come unità Piemontesi. Le prime, affioranti in gran parte del Foglio, sono formate da successioni che testimoniano la presenza e l'evoluzione del bacino oceanico mesozoico interposto tra le placche europee

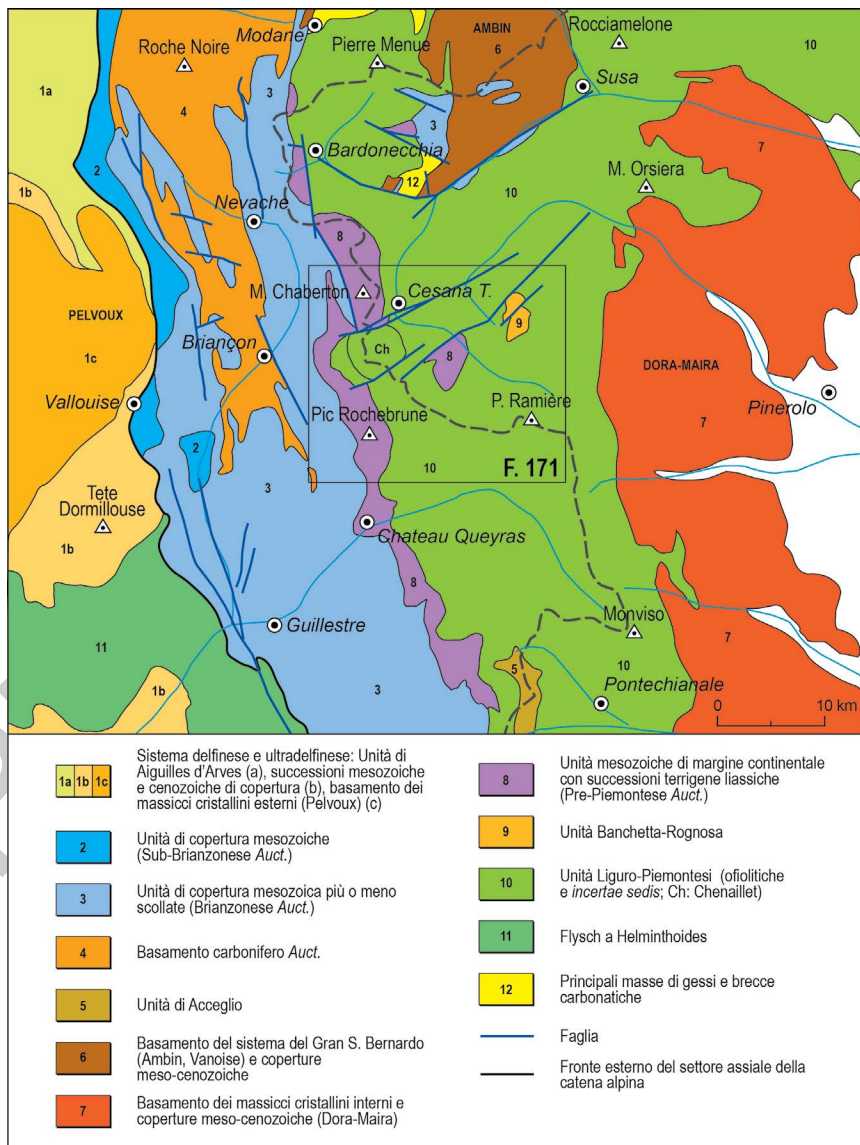


Fig. 1 - Schema geologico semplificato delle Alpi Occidentali con ubicazione del Foglio Cesana Torinese.

ed adriatica. Le seconde, costituenti i massici carbonatici del Monte Chaberton (del quale sono comprese nel Foglio solo le pendici orientali) e del Gran Roc, sono costituite da successioni che registrano l'evoluzione distensiva della crosta che porterà, attraverso una fase di *rifting* continentale ben sviluppata, all'oceanizzazione del bacino Ligure-Piemontese. Una trattazione esaustiva di queste unità alla scala dell'intero arco alpino occidentale esula dagli scopi delle presenti note. Pertanto di seguito verranno introdotti solo i caratteri litostratigrafici peculiari di questi gruppi di unità, rimandando al § III la dettagliata descrizione delle loro successioni affioranti nel Foglio.

1.1. - UNITÀ LIGURO-PIEMONTESE

Queste unità sono costituite da successioni che documentano l'esistenza del bacino oceanico Ligure-Piemontese sviluppatosi nel Giurassico medio-superiore (DE GRACIANSKY *et alii*, 2010, con bibliografia) tra le placche europea e adriatica. Tali unità sono storicamente oggetto di una imponente letteratura scientifica, con studi che ne considerano variamente gli aspetti stratigrafici, strutturali e/o metamorfici. Questo ha quindi determinato il proliferare nel tempo di suddivisioni e nomenclature di differenti tipologie di unità.

Sulla base dei loro caratteri litostratigrafici (POLINO *et alii*, 2002), le unità ascrivibili al dominio Ligure-Piemontese possono essere distinte in (i) unità ofiolitiche e (ii) unità *incertae sedis*.

Le unità ofiolitiche sono costituite da porzioni di substrato oceanico Ligure-Piemontese e/o dalla sua copertura sedimentaria. Quest'ultima può essere caratterizzata da ingenti volumi di sedimenti carbonatici (calcescisti s.l.) contenenti porzioni di substrato oceanico a vari livelli e con il quale possono o no essere riconoscibili gli originari rapporti stratigrafico-deposizionali. Le caratteristiche del substrato oceanico sono ben identificabili nell'unità ofiolitica dello Chenaillet, affiorante nell'omonimo massiccio al confine tra Italia e Francia, in quanto interessata solo da una debole sovraimpronta tettono-metamorfica alpina (MÉVEL *et alii*, 1978; BERTRAND *et alii*, 1980, 1982, 1987; CABY, 1995; BARFÉTY *et alii*, 1995; COSTA & CABY, 2001; CHALOT-PRAT *et alii*, 2003; MANATCHAL *et alii*, 2011). In questa unità sono infatti preservati i rapporti primari tra peridotiti serpentinite, gabbri, breccie ofiolitiche e basalti poco deformati, e sono inoltre presenti evidenze di una strutturazione del substrato oceanico precedente la deposizione dei primi sedimenti.

Caratteristiche della successione sopraofiolitica sono la presenza di livelli silicei basali (ex-radiolariti datate: all'Oxfordiano-Kimmeridgiano, DE WEVER & CABY, 1981; al Calloviano medio-superiore, DE WEVER *et alii*, 1987; al Bathonia-

no, CORDEY & BAILLY, 2007), di marmi chiari riferiti al Titoniano-Neocomiano e di alternanze di livelli di marmi e filladi di età cretacea medio-inferiore (LEMOINE, 1971) seguite da sedimenti carbonatici (calcescisti s.l.). Queste successioni di copertura presentano livelli detritici prevalentemente ofiolitici (LEMOINE *et alii*, 1970; LEMOINE & TRICART, 1979; LAGABRIELLE *et alii*, 1982; LAGABRIELLE *et alii*, 1984; POLINO, 1984; LEMOINE & TRICART, 1986) e talvolta di origine continentale (POLINO & LEMOINE, 1984).

Alcune unità ofiolitiche possono essere interamente costituite da potenti successioni di prevalenti calcescisti contenenti elementi ofiolitici a vari livelli stratigrafici. Esse possono essere interpretate come porzioni del bacino oceanico in cui l'originaria crosta oceanica è completamente scomparsa durante le fasi di subduzione, o alternativamente come successioni deposte nella fossa.

Le unità ofiolitiche cartografate nel Foglio Cesana, ad eccezione dell'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet, sono la prosecuzione di unità distinte nell'adiacente Foglio Bardonecchia.

Le unità *incertae sedis* sono costituite da successioni di metasedimenti carbonatici contenenti spesso porzioni con elevata componente terrigena e prive di ofioliti. Proprio per queste loro caratteristiche, queste unità possono essere interpretate come deposte nella fossa interposta tra le due placche oppure su uno dei paleomargini continentali. A questo gruppo appartiene l'Unità tettonostratigrafica di Puy-Venaus, affiorante estesamente anche nell'adiacente Foglio Bardonecchia (POLINO *et alii*, 2002).

1.2. - UNITÀ PIEMONTESE DI MARGINE CONTINENTALE

Tali unità derivano da settori di margine continentale distale (verosimilmente europeo) e sono anche riportate in letteratura come "pre-Piemontesi" (LEMOINE, 1971; LEMOINE *et alii*, 1978) o "ultrapiemontesi" (POLINO *et alii*, 1983, con riferimenti bibliografici). Esse sono scollate dal loro originario basamento e sono caratterizzate da una successione di dolomie triassiche cui segue una serie calcareo-marnosa estesa dal Retico al Cretaceo.

Nel Foglio Cesana è presente l'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier (come denominata in POLINO *et alii*, 2002), cartografata nel settore orientale del massiccio del Monte Chaberton e in quello del Gran Roc. Tale unità prosegue estesamente in affioramento verso Ovest nella regione del Monginevro, in territorio francese, dove risulta giustapposta e piegata con le Scaglie Intermedie di Rio Secco - Vallon de la Baisses (costituite da un basamento polimetamorfico e da una ridotta e lacunosa successione mesozoica; LEMOINE, 1971; VALETTI, 2011; VALETTI & MOSCA, 2015).

I caratteri litostratigrafici dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier sono stati descritti da vari Autori (FRANCHI 1898, 1910, 1911, 1929; MEGARD-GALLI & CARON, 1972; CARON 1977; POLINO *et alii*, 1983; BARFÉTY *et alii*, 1995; POLINO *et alii*, 2002; VALETTI, 2011) e sono caratterizzati da: (i) una potente successione di dolomie di piattaforma datate al Triassico superiore; (ii) un'alternanza di peliti, scisti calcarei e calcari nodulari del Retico-Hettangiano; (iii) calcescisti del Sinemuriano depositi alla base di una discordanza localmente marcata da livelli discontinui di brecce a clasti e matrice di natura calcareo-dolomitica; (iv) calcescisti con evidenze di detritismo continentale e di probabile età giurassica inferiore-media; (v) presenza di un orizzonte siliceo, correlabile con i livelli radiolaritici delle unità ofiolitiche e quindi di età giurassica medio-superiore, e (vi) di una successione cretacea di prevalenti scisti calcarei con un livello di scisti pelitici scuri (comparabile ai livelli di *black shale*) a sottolineare l'instaurarsi di condizioni pelagiche.

1.3 - LE SUCCESSIONI DEL FOGLIO CESANA NELLA CARTOGRAFIA GEOLOGICA ITALIANA

Nella storia della cartografia geologica italiana delle Alpi Occidentali (MOSCA & FIORASO, 2016, e relativa bibliografia), la prima rappresentazione delle successioni affioranti nel Foglio Cesana va individuata nella "Carta geologica di Piemonte, Savoia e Liguria" di SISMONDA (1866), nella quale calcescisti e corpi di serpentiniti (elementi caratteristici delle successioni Liguro-Piemontesi) venivano ascritti (unitamente ad altre successioni di margine continentale cartograficamente non distinte) al Giurassico metamorfosato. Tale interpretazione differiva da quella proposta dalla cartografia francese (si veda ad esempio LORY, 1863) nella quale ai calcescisti veniva assegnata un'età triassica e le sovrastanti masse carbonatiche affioranti sul Monte Chaberton venivano considerate liassiche.

Nella "Carta delle Alpi Piemontesi" di Gastaldi, Baretto, Gerlach, Michelotti, Bruno C. e Bruno L. (CAMPANINO & POLINO, 2002), le successioni del Monte Chaberton e del Gran Roc sono distinte cartograficamente dalla imponente massa di calcescisti con serpentiniti. GASTALDI (1871) assegnò a queste ultime successioni il nome di Zona delle Pietre Verdi o Calcescisti con Pietre Verdi, ancora oggi talvolta utilizzato in letteratura, e diede loro un'età arcaica. A supporto di questa età vi era l'attribuzione al Siluriano della potente massa di calcari del Monte Chaberton (GASTALDI 1876), posta strutturalmente al di sopra delle successioni della Zona delle Pietre Verdi.

Di indiscusso valore per la conoscenza geologica non solo dell'area del Foglio ma di tutta la catena alpina furono gli studi effettuati tra la fine del XIX secolo

e l'inizio del XX secolo dai rilevatori del Regio Ufficio Geologico per la realizzazione della prima edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (MOSCA & FIORASO, 2016). La geologia del Foglio compare nei suoi tratti caratteristici nella "Carta Geologica delle Alpi Occidentali" di ZACCAGNA e MATTIROLO (in ZACCAGNA, 1887), sostenitori dell'età arcaica della Zona dei Calcescisti con Pietre Verdi, e nella "Carta geologica delle Alpi Cozie" di FRANCHI (1898), nella quale viene invece assegnata a tale zona un'età mesozoica (FRANCHI & DI STEFANO, 1896). Gli studi dei rilevatori del Regio Ufficio Geologico d'Italia portarono alla pubblicazione nel 1908 della monumentale "Carta Geologica delle Alpi Occidentali" alla scala 1:400.000 (MOSCA & FIORASO, 2016) e, qualche anno dopo, alla prima edizione di alcuni dei fogli geologici alla scala 1:100.000 delle Alpi Occidentali, tra cui il Foglio 66 Cesana Torinese (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, 1911). In queste carte, la potente massa di calcescisti con associate pietre verdi viene ascrivita al Giurassico, e le masse carbonatiche del Monte Chaberton e del Gran Roc al Triassico. Nel Foglio 66 Cesana Torinese sono inoltre identificate faglie ad alto angolo che giustappongono le successioni carbonatiche triassiche a quelle a prevalenti calcescisti, la sinclinale del Monte Chaberton con al nucleo "calcescisti" liassici (FRANCHI, 1911) e la complessità della regione del Monte Banchetta caratterizzata da calcescisti con breccie dolomitiche e dolomie associate a micascisti e quarziti.

Le carte realizzate dai rilevatori del Servizio Geologico furono indubbiamente un fondamentale riferimento per tutti gli studi successivi di tale regione. Più recentemente, alcune aree di questo settore di catena sono state ulteriormente dettagliate nel Foglio 823 Briançon della Carta Geologica di Francia alla scala 1:50.000 (BARFÈTY *et alii*, 1996) e nella Carta geologica della Val Troncea di FIORASO (2009) alla scala 1:15.000.

1.3.1. - *Le successioni del settore Monte Banchetta - Punta Rognosa*

La complessità geologica di questa piccola area (ubicata lungo la cresta spartiacque tra la Valle del Chisonetto e la Val Troncea), "tettonicamente importantissima" e caratterizzata da "masse di dolomie in intima associazione con masse serpentinosi" (da FRANCHI, 1911), è stata fin da subito segnalata nelle carte per la realizzazione della "Carta geologica delle Alpi Piemontesi" e quindi nei rilevamenti eseguiti per la realizzazione del Foglio 66 Cesana Torinese alla scala 1:100.000 (CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, 1911). In questi ultimi studi, in particolare, venivano riconosciute dolomie triassiche con micascisti e quarziti, calcescisti giurassici con breccie a elementi dolomitici e masse di serpentiniti e oficalciti (FRANCHI, 1911). CARON (1969) dettagliò passaggi stratigrafici tra breccie dolo-

mitiche monogeniche, breccie poligeniche a elementi di dolomie, quarziti, calcari, calcescisti, scisti neri o verdi in matrice carbonatica e quindi “quarziti rigenerate”, ossia quarziti derivanti dallo smantellamento di rocce quarzitiche preesistenti (di verosimile età triassica inferiore) e contenenti clasti di dolomie del Triassico. Lo stesso Autore (CARON 1971) distinse in questa area due insiemi stratigrafico-strutturali, i cui litotipi sono fortemente intercalati tra di loro: uno inferiore, caratterizzato da un basamento attribuito al Permiano con una ridotta copertura mesozoica, e uno superiore costituito da una serie carbonatica riferita al Triassico-Lias, una serie di breccie poligeniche con associate rocce verdi e una serie di calcescisti di età indeterminata.

Per la compilazione del Foglio Cesana i litotipi affioranti in quest’area sono stati ascritti a due distinte unità tettonostratigrafiche, una di margine continentale (Unità tettonostratigrafica della Banchetta) e l’altra di pertinenza oceanica (Unità tettonostratigrafica della Rognosa), fra loro tettonicamente giustapposte. Nel 2009, FIORASO ha realizzato la carta geologica di quest’area, riportando la giustapposizione di rocce di pertinenza oceanica e continentale.

Recenti studi di dettaglio in quest’area (CORNO 2018; CORNO *et alii*, 2019), oltre a una complessa evoluzione strutturale, hanno posto in evidenza come i termini ascrivibili a una copertura sopraofiolitica contengano abbondante materiale detritico sia di origine oceanica che continentale. La successione di margine continentale presenta invece termini dolomitici triassici stratigraficamente seguiti da serie giurassiche ricche sia di breccie poligeniche che di livelli silicoclastici con presenza di talco e mica cromifera (fuchsite) nella matrice, a testimonianza di una loro deposizione in zone adiacenti la zona di *rift* oceanico.

2. - SUCCESSIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA

Il primo documento a fornire una rappresentazione della successione quaternaria nell’ambito dei bacini della Dora di Cesana e dell’alta Val Chisone è il Foglio 66 Cesana Torinese della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000 (CARTA GEOLOGICA D’ITALIA, 1911). In esso sono state distinte “alluvioni recenti”, “coni di deiezione” e “detriti di falda”, “alluvioni lacustri torbose” e infine “morene würmiane, postwürmiane e recenti”. Spicca invece la completa assenza dei grandi accumuli di frana che coinvolgono in modo pressoché sistematico tutti i versanti modellati nelle unità a calcescisti.

Lo studio dell’evoluzione glaciale è stato l’oggetto di alcune specifiche monografie di Federico Sacco dedicate sia al bacino della Dora Riparia sia a quello della Val Chisone. Nell’affrontare lo studio del glacialismo della Valle di Susa, SACCO (1921) descrisse i principali caratteri della successione glaciale conservata

nel bacino della Dora di Cesana, riconoscendo nella vallata principale e nei valloni tributari un complesso di forme e depositi riferiti dall'Autore essenzialmente alla fase "postwürmiana". Alcuni anni dopo, nel descrivere le morfologie glaciali dell'alta Val Chisone, SACCO (1928) riconobbe la presenza del complesso apparato glaciale di Borgata, situato nella Valle del Chisonetto, costituito da tre cerchie moreniche subparallele, attribuite al "3° stadio postglaciale o Dauniano", su una delle quali poggia il masso "eufotidico di m. 5x5" tuttora visibile. Secondo lo stesso Autore, il Colle del Sestriere era occupato, nelle fasi di massimo sviluppo della copertura glaciale, da una massa di ghiaccio defluente in parte verso la Val Chisone e in parte verso la Valle di Susa. Anche sul fianco destro della Val Troncea, tra Laval e la Bergeria Lendeniere, Sacco segnala la presenza di "vari archi morenici semiellittici, talora guasti o commisti a depositi di conoidi di deiezione", anch'essi riferiti alla "3ª fase stadiaria postglaciale o Dauniano".

Nel corso di alcuni studi paleoclimatici effettuati nel corso degli anni '70 del secolo scorso nelle Alpi Occidentali, CHARRIER (1967, 1970, 1990) e CHARRIER & PERETTI (1975, 1977, 1978-1979) analizzarono e datarono alcune torbiere localizzate nel bacino della Dora di Cesana, e in particolare:

- la torbiera situata nei pressi del Colle del Sestriere, in cui alcuni frammenti di legno di larice, "deformati dal trasporto glaciale" e situati alla base di un banco di torba, hanno fornito un'età ^{14}C pari a 3.200 anni B.P. (CHARRIER, 1967, 1970);
- la torbiera situata il località Pra de la Chapelle, nei pressi dell'abitato di S. Sicario, in cui alcuni legni fossili hanno fornito un'età ^{14}C pari a 4.200 anni B.P. (CHARRIER & PERETTI, 1977);
- la torbiera situata nei pressi di Grange la Coche, nel tratto terminale della Val Gimont, tributaria di destra della Piccola Dora, che ha fornito età ^{14}C di 5.370 anni B.P. per la base del livello di torba, di 3.580 anni B.P. per un frammento di un fusto radicato di larice e di 790 anni B.P. per la sommità del banco superiore di torba (CHARRIER & PERETTI, 1978-1979).

Sempre in riferimento alla stratigrafia della successione olocenica presente nel Foglio, merita infine di essere segnalato il ritrovamento, in corrispondenza dell'apice del Torrente Grand Vallon (tributario di sinistra della Dora di Cesana poco a valle dell'omonimo abitato) di alcuni tronchi arborei all'interno di un deposito torrentizio che hanno fornito età ^{14}C pari a 2.850 ± 60 anni B.P. e 3.010 ± 50 anni B.P. (TROPEANO & OLIVE, 1993).

Negli anni '50 del secolo scorso CAPELLO (1955) effettuò uno studio sui fenomeni carsici della regione piemontese. Nell'area del Foglio Cesana vennero descritte le morfologie carsiche presenti tra Rhuilles e Thures, in Val Thuras, e nel settore di Punta Gardiol, lungo lo spartiacque tra il Vallone di Desertes e il Vallone del Rio di Fenils, località ove sono presenti estese masse di gesso e di anidrite. Lungo lo spartiacque Susa-Chisone, nel tratto a NE del Monte Fraiteve,

l'Autore rilevò la presenza di innumerevoli “doline di cresta” che interpretò come doline da dissoluzione carsica.

Il reale significato delle “doline di cresta” venne chiarito solo nel corso degli anni '80 quando venne effettuato il primo studio sistematico dei grandi fenomeni gravitativi presenti nelle Alpi Cozie settentrionali (PUMA *et alii*, 1984, 1989). Questi Autori introdussero la distinzione fra grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante ed evidenziarono i principali effetti morfologici (sdoppiamenti e triplicamenti dei profili di cresta) indotti dal collasso gravitativo dei versanti.

Nel 1996 venne pubblicato il Foglio Briançon della *Carte Géologique de la France* alla scala 1:50.000 (BARFÈTY *et alii*, 1996), che comprende il bacino della Dora di Cesana a monte dell'abitato di Rollieres. In questo documento sono rappresentati i depositi torrentizi di fondovalle e alcuni accumuli di frana, mentre la successione glaciale viene indistintamente cartografata unitamente alla coltre detritico-colluviale.

PROGETTO

CARG

III - STRATIGRAFIA

1. - SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO

1.1. - UNITÀ TETTONICA BANCHETTA-ROGNOSA

Si tratta di un'unità di natura composita affiorante nel settore centrale del Foglio, dove costituisce il massiccio del Monte Banchetta - Punta Rognosa tra la Val Troncea e la Valle del Chisonetto. Una prima descrizione delle complesse relazioni tra i litotipi affioranti in quest'area è stata fornita da CARON (1969, 1971, 1977) e successivamente da CORNO (2018) e CORNO *et alii* (2019). Tale unità è costituita da successioni che possono essere ascritte a due distinte unità tettonicamente giustapposte e fortemente intercalate fra di loro, denominate Unità tettonostratigrafica della Banchetta e Unità tettonostratigrafica della Rognosa (Fig. 2). Tali unità hanno differenti caratteri stratigrafico-deposizionali, condizione che ne suggerisce una differente originaria collocazione paleogeografica. Nel suo insieme, questa unità potrebbe essere interpretata come un complesso *melange* tettonico. L'Unità tettonica Banchetta-Rognosa risulta collocata in posizione geometricamente superiore rispetto all'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian, dalla quale è separata tramite un piano a medio-basso angolo regionalmente immergente verso Ovest. A Nord e a Sud è bordata da sistemi di faglie a direzione NE-SO, mentre verso Ovest è delimitata da faglie a direzione media NNE-SSO.

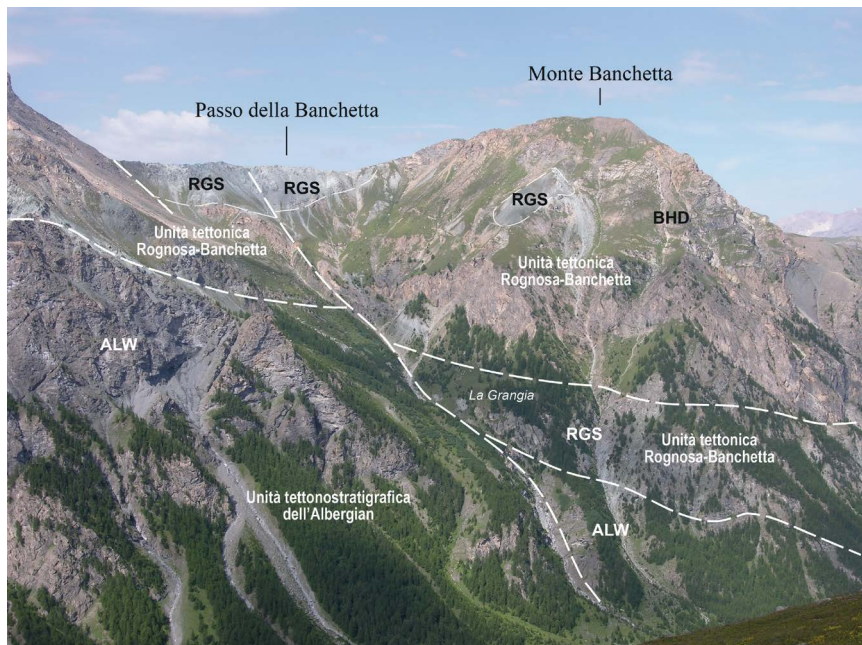


Fig. 2 - Panorama d'insieme dell'Unità tettonica Banchetta-Rognosa vista dal Colle del Beth, con evidenziate le principali masse di serpentiniti (**RGS**) dell'Unità tettonostratigrafica della Rognosa tettonicamente giustapposte e intercalate ai termini prevalentemente carbonatici (**BHD**) dell'Unità tettonostratigrafica della Banchetta. In basso a sinistra sono visibile le pareti di calcescisti (**ALW**) dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian. Le linee tratteggiate più o meno spesse rappresentano, rispettivamente, i contatti tettonici e stratigrafici.

1.1.1. - Unità tettonostratigrafica della Rognosa

In tale unità sono stati raggruppati litotipi che nel loro insieme sono ascrivibili a una originaria successione di crosta oceanica, il cui assetto stratigrafico-deposizionale è stato fortemente modificato dalla intensa deformazione tettonica.

Serpentiniti (**RGS**)

Rappresentano il litotipo più abbondante dell'Unità tettonostratigrafica della Rognosa e spesso sottolineano i vari contatti tettonici. Si tratta di serpentiniti tipicamente di colorazione verdastra, sia con aspetto massivo che fortemente laminato e foliato nei settori sottoposti a maggiore deformazione.

Affioramenti significativi sono presenti nel settore del Passo della Banchetta - Clot della Mutta, lungo le pendici nord-orientali della Punta Rognosa e lungo i

versanti orientali del Monte Banchetta in Val Troncea.

Oficalci e brecce (**RG0**)

Formano masse da metriche a plurimetriche associate alle serpentiniti. Le brecce talvolta contengono anche materiale di origine continentale (micascisti e dolomie). A Ovest della cima del Monte Banchetta, all'interno delle brecce è presente un blocco, di dimensioni metriche, costituito da un originario gabbro (CORNO, 2018). Affiorano prevalentemente a Nord del Passo della Banchetta e sul versante occidentale del Monte Banchetta.

Prasiniti (**RGP**)

Costituiscono corpi generalmente massivi situati lungo il versante nord-occidentale della Punta Rognosa. Si presentano spesso con aspetto listato.

Calcescisti (**RGD**)

Si tratta di una successione di prevalenti scisti carbonatici (con quantità variabili di quarzo e mica bianca), spesso a patina di alterazione ocra, contenenti corpi di serpentiniti e matabasiti. Talvolta nella parte inferiore sono presenti porzioni caratterizzate da livelli francamente quarzitici alternati a livelli verde scuro-blauastro ricchi in glaucofane.

I principali affioramenti sono localizzati sul versante settentrionale della Punta Rognosa.

Marmi (**RGB**)

Si tratta di un insieme di calcescisti carbonatici e marmi silicei affioranti immediatamente a Sud della Punta Rognosa.

1.1.2. - *Unità tettonostratigrafica della Banchetta*

In tale unità sono stati raggruppati litotipi ascrivibili a un basamento di crosta continentale e una sua copertura di età mesozoica.

Micascisti e gneiss (**BHA**)

Termini ascrivibili a un basamento composito di crosta continentale affiorano con una certa continuità sul versante orientale del Monte Banchetta e in alcune isolate scaglie a Sud dello stesso rilievo.

Nel suo insieme, il basamento è costituito da micascisti derivanti da originali sedimenti pelitico-arenacei e rocce con protolite magmatico/vulcano-clastico. Gli originari rapporti e le relative estensioni laterali e potenze dei diversi litotipi



Fig. 3 - *Aspetto tipico dei micascisti (BHA) dell'Unità tettonostratigrafica della Banchetta (versante orientale del Monte Banchetta).*

sono di difficile interpretazione, sia per probabili originarie variazioni laterali, sia per l'intensa deformazione alpina (condizioni che ne hanno impedito pertanto la rappresentazione nel Foglio). Tale basamento può essere alternativamente interpretato come l'originario substrato di successioni mesozoiche prevalentemente carbonatiche e ricche in breccie (descritte di seguito) oppure come scaglie di un basamento alloctono.

Il litotipo prevalente è rappresentato da micascisti di colore da grigio chiaro a scuro, costituiti principalmente da quarzo, albite, clorite, mica chiara con livelli ricchi in glaucofane (sovente sostituito da aggregati di clorite) e cloritoide (Fig. 3). Irregolari e grossolane alternanze di porzioni quarzoso-feldspatiche e di porzioni più ricche in fillosilicati sembrano indicare un originario *banding* composizionale del protolite sedimentario.

Lateralmente questi micascisti possono passare a micascisti quarzitici a cloritoide e clorite, talvolta a micascisti con significativo contenuto di carbonato che assumono quindi l'aspetto di un calce-micascisto. All'interno dei micascisti affioranti nella regione di La Grangia e nel canalone a SO di Laval, sono presenti



Fig. 4 - Livello di breccie deformate (**BHD**) all'interno delle dolomie stratificate dell'Unità tettono-stratigrafica della Banchetta (versante orientale del Monte Banchetta).

inoltre due intercalazioni di metabasiti.

Nel settore di La Grangia sono riconoscibili masse di gneiss costituiti da quarzo, mica chiara, giadeite, allanite, cloritoide, plagioclasio (magmatico), albite e clorite. La clorite, presente sia nella varietà ricca in ferro (verde) che in magnesio (grigiastra), si mostra molto spesso in lamelle di grandi dimensioni, le quali potrebbero essere cresciute anche su una originaria biotite magmatica. Talvolta possono essere significativamente abbondanti i minerali accessori quali rutilo, zirconio, epidoto e tormalina. Questi ortoderivati mostrano una pervasiva foliazione definita dall'isorientazione della mica chiara e della clorite.

Nei micascisti affioranti a Nord della Grangia sono presenti alcuni livelli potenti 10-20 cm e di qualche metro di estensione, costituiti da albite, quarzo, mica chiara e clorite verde, e interpretabili come meta-apliti.

L'età di tale basamento è attualmente sconosciuta e ad esso è stato solo tentativamente attribuita un'età permiana. Sebbene non riportate in carta, è da segnalare al passaggio con le sovrastanti dolomie del Triassico la presenza di piccoli livelli di quarziti microconglomeratiche (con clasti da millimetrici a centimetrici di

quarzo rosa) e quarziti di presunta età Permiano - Triassico inferiore.

Dolomie (**BHD**)

Rappresentano un litotipo molto abbondante nell'Unità tettonostratigrafica della Banchetta, formando potenti e continui affioramenti lungo le pendici settentrionali e orientali del settore Monte Banchetta - Costa Rognosa. Si tratta di dolomie generalmente di colorazione grigiastro chiara, a patina di alternazione nocciola o grigio-chiara, organizzate in bancate da metriche a plurimetriche. Presentano una significativa abbondanza di breccie intraformazionali (Fig. 4), apparentemente più frequenti verso l'alto stratigrafico, con prevalenti elementi carbonatici talvolta anche di dimensioni plurimetriche. Localmente possono essere presenti intercalazioni di scisti carbonatici.

Una generica età triassica medio-superiore può essere tentativamente ipotizzata per tali rocce per correlazione con analoghe serie di margine continentale piemontese (cfr. POLINO *et alii*, 1983).

Quarziti (**BHC**)

Si tratta di quarziti carbonatiche ad alterazione bianco-giallastra, presenti a tetto delle dolomie (**BHD**). Le loro porzioni superiori mostrano probabili passaggi laterali con le breccie poligeniche (**BHF**). Sono caratterizzate da un elevato tenore in carbonato e localmente dalla presenza di clasti calcareo-dolomitici (CORNO, 2018), condizioni che suggeriscono per esse un'età giurassica inferiore-media.

Breccie poligeniche (**BHF**)

Si tratta di una successione di breccie sia *matrix-supported* che *clast-supported*, a elementi prevalenti di dolomie e calcari (talvolta brecciati) e subordinatamente di quarziti, quarzo-micascisti e cloritoscisti. La matrice è carbonatica e di colore da grigiastro a verde bruniccio, talvolta ben foliata e con l'aspetto tipico di un calcescisto. Sono anche localmente presenti sottili intercalazioni di scisti grigio-scuri, poveri in quarzo. Affiorano lungo la dorsale Monte Banchetta - Passo della Banchetta e sul versante SE della Punta Rognosa. L'intervallo deposizionale di queste breccie può essere riferito al Giurassico medio-superiore.

Calcari ankeritici (**BHM**) e breccie monogeniche (**BHM_a**)

Affiorano diffusamente sul versante destro della Valle del Chisonetto, nei pressi di Costa Rognosa e del Monte Banchetta.

Si tratta di calcari generalmente massivi che talora passano a scisti carbonatici a stilpnomelano, con colore da grigio a marrone bruniccio (Fig. 5), e con frequenti patine rossastre dovute alla presenza di ankerite. Mostrano una diffusa presenza di quarzo.



Fig. 5 - *Strutture plicative a spese dei calcari ankeritici scuri (BHM) affioranti alla testata della Valle del Chisonetto.*

Le originarie alternanze deposizionali sono definite da livelli scuri e chiari, fortemente deformate sia da strutture tettoniche che da probabili processi sedimentari. Al loro interno sono riconoscibili intercalazioni generalmente metriche di breccie monogeniche (**BHM_a**), con clasti sub-angolosi di calcari fratturati immersi in una matrice dolomitica generalmente di colore variabile da nocciola a grigiastro; ove possibile, come a Costa Rognosa, le principali masse di breccie sono state segnalate cartograficamente.

Per tali calcari si può ipotizzare un'età giurassico-cretacica per correlazione con le analoghe serie di margine continentale piemontese.

Scisti e calcari spatici (**BHG**)

Sul versante settentrionale del Monte Banchetta sono presenti livelli di scisti neri a carbonato, mica chiara, clorite e subordinato quarzo, passanti localmente a calcari spatici scuri. Sono localizzati al tetto delle breccie poligeniche (**BHF**) ed è stata pertanto tentativamente loro assegnata un'età cretacica inferiore.

1.2. - UNITÀ OFIOLITICHE

1.2.1. - *Unità tettonostratigrafica dell'Albergian*

Affiora estesamente nei settori meridionali e orientali del Foglio Cesana. Verso Ovest è delimita da una zona di deformazione ad alto angolo di estensione regionale, a direzione circa NE-SO, che la giustappone alle unità tettonostratigrafiche del Lago Nero e di Cerogne-Ciantiplagna. Tale elemento tettonico controlla anche le relazioni strutturali tra l'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian e le unità tettonostratigrafiche della Banchetta e della Rognosa (tra la Val Troncea e la Valle del Chisonetto) e dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier (tra la Valle Ripa e la Val Thurax) ubicate in posizione geometricamente superiore.

L'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian è stata interpretata come di pertinenza oceanica, data la presenza di rocce serpentinitiche e basaltiche (prasiniti) corrispondenti a un vero e proprio substrato oceanico e a una ridotta copertura ad affinità ligure.

La successione stratigrafica di tale unità è costituita da:

Serpentiniti, serpentinoscisti e talcoscisti (**SEX**) e brecce a elementi di serpentinite (**SEX_a**)

Sono diffusamente presenti in tutto l'areale di affioramento dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian, con masse significative nella Valle Ripa (a SE di Sauze di Cesana), in Val Troncea (a monte dell'abitato di Laval), lungo lo spartiacque tra la Valle Ripa e la Val Thurax (Punta Ciatagnera, il Caire), a Rocca Bianca sul versante sinistro della Val Thurax e nella regione del Colle dell'Albergian. Localmente, nel settore del Passo di S. Giacomo, le serpentiniti (**SEX**) sono ricoperte da sottili livelli di brecce sedimentarie a elementi di serpentinite immerse in una matrice carbonatica (**SEX_a**).

Metagabbri (**GAH**)

Masse di metagabbri lateralmente discontinue affiorano immediatamente a NO del Col Clapis (Fig. 6), dove sono associate alle serpentiniti e localmente ricoperte da una sottile successione ad affinità ligure. Subordinatamente i metagabbri sono anche presenti lungo il versante sud-occidentale del Bric di Mezzogiorno, dove risultano associati ai calcescisti (**ALW**); in quest'ultimo caso non vi sono tuttavia particolari elementi per escludere a priori una loro origine detritica.

Prasiniti listate e metabasiti (**MBA**); brecce a elementi di gabbro (**MBA_a**)

Le prasiniti costituiscono corpi lateralmente discontinui e di potenza variabile da metrica a pluridecametrica. Si tratta di prasiniti generalmente listate e ricche

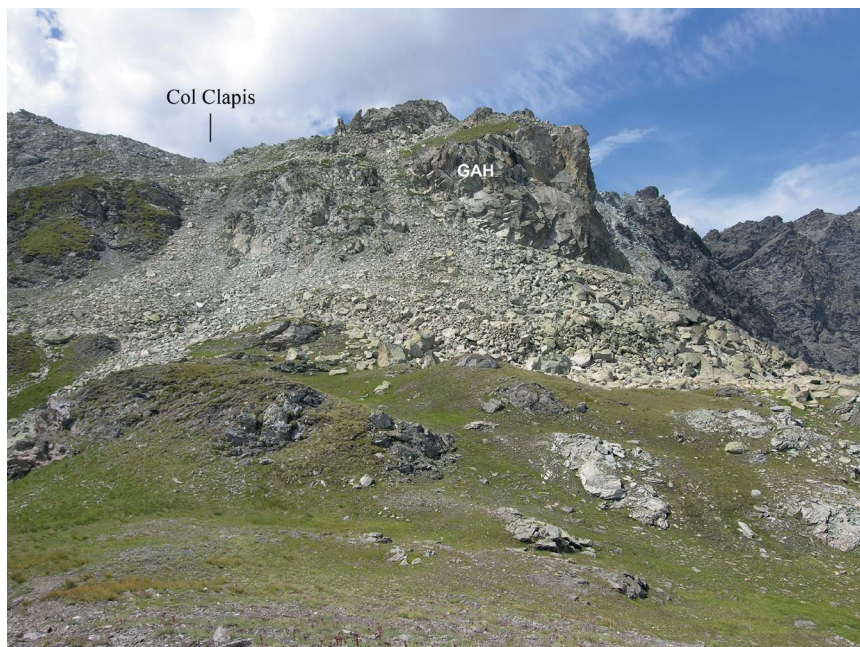


Fig. 6 - Metagabbri (**GAH**) dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian affioranti al Col Clapis (versante sinistro della Val Troncea).

in anfibolo sodico (facies scisti blu a epidoto). Generalmente interpretabili come originari termini basaltici del substrato oceanico, affiorano estesamente nella regione del Monte Grand Miuls, dove sono ricoperti da una successione ad affinità ligure (**QMM**), nella regione del Passo di S. Giacomo e nel tratto superiore della Val Troncea associate alle serpentiniti (**SEX**). Masse isolate di prasiniti sono anche presenti lungo la cresta Cima Pelvo - Punta Marin e sul versante sud-occidentale di Pra Cro, ove possono essere interpretate come livelli di origine detritica.

Talvolta, come al Passo di S. Giacomo, sono preservate strutture brecciate primarie, interpretabili in alcuni casi come autoclastiti e/o breccie sedimentarie risedimentate, e sono inoltre identificabili rare breccie a elementi di gabbro (**MBA_a**).

Copertura ofiolitica indifferenziata (**QMM**)

Le metabasiti (**MBA**) sono spesso ricoperte con un contatto netto da una sottile successione metasedimentaria ad affinità ligure, la quale, proprio a causa del suo generale ridotto spessore, spesso è stata cartografata in modo comprensivo.

Laddove possibile, sono stati distinti i suoi termini costituenti:

- quarziti (**QMM_a**): sono costituite da metasedimenti tentativamente equiparati alle Radiolariti delle successioni liguri non metamorfiche e pertanto attribuite all'Oxfordiano superiore - Kimmeridgiano medio; i principali livelli di quarziti sono localizzati nel settore Punta Vallonetto - Colle del Pis, presso il Colle dell'Arcano e nel settore Bric di Mezzogiorno - Bric Ghinivert;
- marmi biancastri (**QMM_b**) (considerati come l'equivalente metamorfico dei Calcari a Calpionelle delle successioni liguri e quindi di probabile età titoniana-neocomiana); in Val Troncea sono presenti in associazione alle quarziti, in particolare in corrispondenza della testata del Rio Fauri, a Est del Colle del Beth, presso la Punta Vallonetto e lungo il Vallon Crou;
- alternanze di marmi e filladi (**QMM_c**), con forti analogie con la Formazione della Replatte di età cretacea inferiore; sono presenti a Est del Colle Pelvo, lungo il versante orientale del Monte Plaretta e nella testata della Valle Ripa (a SSE del Passo della Capra);
- scisti neri (**QMM_d**), comprensivi di micascisti e filladi non carbonatici in facies *black shale* e pertanto di probabile età cretacea inferiore; sono presenti lungo il Vallon Crou, alle Rocce del Rouit e nel settore del Colle del Fauri in Val Troncea.

Nel suo insieme, l'età della copertura ofiolitica è compresa tra il Giurassico superiore e il Cretaceo inferiore.

Calcescisti (**ALW**)

Potente successione di scisti più o meno carbonatici indifferenziati e intercalazioni di calcescisti marmorei a grana grossolana che rappresentano i termini prevalenti nell'areale di affioramento di tale unità (Fig. 7). Sulla base della loro posizione stratigrafica, questi calcescisti potrebbero corrispondere ai termini di età cretacea superiore della copertura sopra-ofiolitica.

All'interno dei calcescisti sono presenti livelli detritici (**ALW_b**) a composizione ofiolitica (prasiniti e serpentiniti). Sono stati cartografati nel settore Colle dell'Arcano - Bric di Mezzogiorno - Colle del Beth, sul versante sud-occidentale del Monte Appenna e sul versante meridionale della cresta Punta Merciantaira - Cima Clausi.

Micascisti (**ALH**)

Micascisti e quarzo-micascisti, con relativa abbondanza di scisti cloritici e albitici, generalmente di colorazione dal grigio al verdastro. Sono diffusamente presenti soprattutto nella parte alta dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian e potrebbero essere interpretabili come livelli detritici di origine "continentale". I principali affioramenti sono localizzati alla testata del Val Troncea e lungo lo spartiacque Val Thuras - Valle Ripa, dove affiorano in associazione con marmi



Fig. 7 - Calcescisti (ALW) dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian, caratterizzati da una irregolare alternanza di porzioni a composizione prevalentemente carbonatica e livelli più terrigeni (settore occidentale della Val Troncea).

definendo talvolta delle alternanze irregolari.

Marmi debolmente micacei (ALQ)

Marmi massicci di colore da beige a grigio chiaro, massicci, generalmente in bancate decimetriche. Al loro interno possono essere presenti sottili livelli mica-scistosi. I principali affioramenti sono localizzati lungo la cresta del Col Mayt, nei pressi del Lago del Beth e del Vallone Clot del Pra, in corrispondenza del settore sud-occidentale di Pra Cro, nella parte inferiore della Val Troncea, in corrispon-

denza del Monte Appenna e lungo la cresta che da esso si diparte verso SE.

1.2.2. - *Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna*

Affiora estesamente nel settore centrale del Foglio, fino all'estremità settentrionale dello stesso, per poi proseguire nell'adiacente Foglio Bardonecchia. Questa unità è stata cartografata verso Est nella Valle della Dora di Cesana (in particolare lungo il versante destro), nella Valle del Chisonetto e nella parte bassa della Val Tronca. Verso Sud è stata identificata nel tratto inferiore della Val Thuras.

Dal punto di vista geometrico, verso Ovest e nel settore centrale del Foglio questa unità è collocata al di sotto dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero, da cui è separata da un piano a basso angolo dislocato da zone di deformazione a direzione NE-SO. Verso Sud ed Est è giustapposta alle unità tettonostratigrafiche dell'Albergian, della Banchetta-Rognosa e dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier per mezzo di un'articolata zona di deformazione a direzione media NE-SO. Nel settore occidentale del Foglio, la giustapposizione tra l'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna e quella di Puys-Venaus è controllata da una zona di deformazione a direzione media N-S.

Ben definita nell'adiacente Foglio Bardonecchia, tale unità è caratterizzata da una successione stratigrafica di pertinenza oceanica. Questa attribuzione è suggerita dai diffusi elementi detritici ofiolitici (olistoliti serpentinitici e di metabasiti) presenti nei metasedimenti carbonatici, di presunta età cretacea, e soprattutto dalla presenza di livelli di quarziti mineralizzate a Mn (affioranti però solo nell'adiacente Foglio Bardonecchia) e interpretate come il prodotto metamorfico di originarie radiolariti del Giurassico superiore.

Tale unità mostra associazioni metamorfiche tipiche degli scisti blu a epidoto, condizione che ne consente una differenziazione dalle analoghe successioni stratigrafiche del Lago Nero che sono invece caratterizzate da associazioni in facies scisti blu a lawsonite.

1.2.2.1. - **Complesso di Cerogne (LCS)**

Potente successione costituita da prevalenti calcescisti con locali intercalazioni di termini più marmorei. Al suo interno è possibile distinguere micascisti filladici (**LCS_u**) non carbonatici, comparabili ai *black shale* delle successioni liguri e riferiti alla parte alta del Cretaceo inferiore. Sono stati cartografi unicamente nel tratto centrale del Rio Croux che scorre a Ovest di Borgata Sestriere.

Nei calcescisti del Complesso di Cerogne si intercalano livelli detritici ofio-

litici, rappresentati da serpentiniti e serpentinoscisti (**LCS_s**), in isolati corpi decametrici interpretabili come olistoliti imballati all'interno dei calcescisti. Sono stati identificati sul versante orientale della Cima del Bosco.

1.2.3. - *Unità tettonostratigrafica del Lago Nero*

Tale unità, identificata e descritta in dettaglio da POLINO (1984) e da POLINO & LEMOINE (1984), ha la sua area tipo di affioramento all'interno del Foglio Cesana e si estende poi verso Nord nel contiguo Foglio Bardonecchia, ove tuttavia non affiora il relativo basamento oceanico e sono presenti solo localmente i termini inferiori della copertura sedimentaria.

L'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero è costituita da un basamento oceanico, formato da serpentiniti e oficalciti, su cui poggia una successione sedimentaria ad affinità ligure comprendente brecce di serpentiniti e di basalti, radiolariti del Calloviano superiore - Kimmeridgiano medio (?), marmi a patina di alterazione chiara (Titoniano - Neocomiano?), filladi alternate a scisti carbonatici con bordi silicizzati (Formazione della Replatte; Cretacico inferiore?), filladi nere in facies di *black shale* (Cretacico inferiore?) e infine scisti carbonatici "arenacei" alternati a peliti carbonatiche (Cretacico superiore?). Caratteristica di questa unità è la presenza di intercalazioni detritiche e di olistoliti di origine sia oceanica che continentale, diffuse a tutti i livelli stratigrafici ma soprattutto nei termini superiori (di verosimile età cretacea) della successione.

Tale unità è stata riconosciuta e cartografata:

- nel settore nord-occidentale del Foglio, dove è sovrascorsa verso Ovest dall'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier;
- nel settore centro-occidentale del Foglio, nella regione Monte Crouzore - Sagna Longa, dove risulta sovrascorsa verso Ovest dall'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet ed è giustapposta da strutture ad alto angolo a direzione NE-SO a vari termini delle unità tettonostratigrafiche di Cerogne-Ciantiplagna e dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier (verso Nord) e dell'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna (verso Sud);
- alla testata della Val Gimont, in finestra tettonica, al di sotto dell'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet;
- nel settore Madonna del Lago Nero, dove risulta giustapposta tramite strutture ad alto angolo a direzione NE-SO all'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet e a Sud all'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian, risultando invece sovrascorsa sull'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna;
- al di sopra dell'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna anche nel settore centrale del Foglio, a Nord dell'abitato di Sestriere, lungo lo spartiacque

tra la Valle della Dora di Cesana e la Val Chisone.

I metasedimenti appartenenti a questa unità sono caratterizzati da una foliazione principale mostrante caratteri traspositivi, definita da un'associazione a mica bianca, clorite, cloritoide e relitti di lawsonite e glaucofane. In condizioni statiche tardive è cristallizzata albite a spese di mica bianca e rara biotite. È inoltre presente una foliazione tettonica relitta (a quarzo e mica chiara) preservata all'interno di porfiroblasti di lawsonite.

All'interno del Foglio la successione stratigrafica dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero è costituita da:

Serpentiniti (**TIN**)

Rocce serpentinitiche di colore verde scuro, generalmente dall'aspetto massivo ma con una foliazione estremamente pervasiva laddove intensamente deformate. In corrispondenza di alcune discontinuità tettoniche e lungo le fratture possono contenere anche del talco. Affiorano diffusamente sul Monte Courbion, sul Monte Crouzore, alla Rocca d'Aigliere e a Nord di Sagna Longa.

Oficalci e brecce basaltiche (**OPH**)

Oficalci e brecce oficalciche a elementi di serpentiniti e brecce basaltiche, con locale presenza di arenarie serpentinitiche, sono stratigraficamente individuabili al di sopra delle serpentiniti. Questi termini nel loro insieme identificano la base della successione sedimentaria sopra-ofiolitica.

I principali affioramenti sono localizzati in corrispondenza del Monte Crouzore, lungo il versante sud-orientale del massiccio dello Chaberton e nel settore del Petit Cric.

Brecce granitiche (**BGC**)

Immediatamente a Sud del Monte Courbion è presente un livello di brecce con "elementi di origine continentale" (POLINO & LEMOINE, 1984). Questi ultimi sono rappresentati da clasti di feldspato, con evidenze di sericitizzazione, immersi in una matrice a grana fine costituita da feldspato, quarzo, mica chiara, biotite verde-bruna, clorite e titanite. Sono anche presenti sporadici elementi di granito a biotite (POLINO & LEMOINE, 1984). Tale livello è associato alle brecce oficalciche interposte tra le serpentiniti del substrato oceanico e i termini inferiori (pelagici) della copertura sopra-ofiolitica.

Quarziti (**QLN**)

Si tratta di quarziti listate varicolori, correlabili con i sedimenti silicei (Radiolariti e Diaspri) di età giurassica superiore (Calloviano superiore - Kimmeridgiano medio?) delle successioni liguri non metamorfiche.

I principali affioramenti di questi metasedimenti sono stati individuati nella regione a Ovest di Sagna Longa (e in particolare in corrispondenza della tratto centrale del Rio Bourlet) e nel settore del Monte Crouzore. Affioramenti di estensione più limitata sono presenti nel tratto finale del Rio Rocchetta verso la Valle Ripa, sul versante orientale di Rocca Clari, lungo la S.S. n. 24 nel tratto Cesana-Claviere (in corrispondenza dei tornanti), a Rocca d'Aigliere (associati alle breccie **BCC** di contatto tettonico) e sul versante settentrionale del Petit Cric.

Marmi (**MPB**)

Marmi grigio-scuri a patina di alterazione da biancastra a grigiastra, organizzati in bancate potenti 40-60 cm. Generalmente, questi sedimenti calcarei sono ritenuti l'equivalente metamorfico dei Calcari a Calpionelle delle successioni liguri e sono pertanto riferiti all'intervallo Titoniano-Neocomiano.

Gli affioramenti più significativi sono stati rinvenuti nella regione a Ovest di Sagna Longa (e in particolare in corrispondenza del tratto centrale del Rio Bourlet) e a Rocca d'Aigliere, dove risultano associati alle quarziti (**QLN**), e nel settore Petit Cric - Monte Courbion - Col Begino, dove invece poggiano direttamente sul substrato ofiolitico con locale sporadica presenza di orizzonti di quarziti (**QLN**). In queste ultime località, i marmi possono anche essere associati a livelli detritici deposti in ambiente oceanico, sottolineati da corpi prasinitici e lenti di scisti cloritici, a testimonianza di un'intensa attività tettonica sinsedimentaria sviluppata durante il Giurassico superiore - Cretacico inferiore (POLINO & LEMOINE, 1984).

1.2.3.1. - Complesso del Lago Nero (**CNR**)

Successione di prevalenti calcescisti, interpretata come la porzione di età cretacea della copertura ofiolitica.

Essa è costituita dalle seguenti sub-unità litostratigrafiche informali, distinte nel Foglio solo quando cartografabili:

- marmi e filladi (**CNR_a**): si tratta di alternanze più o meno regolari di marmi a patina bruna, spesso a trame rossastre e con bordi silicizzati, e di scisti e filladi nerastre in livelli da centimetrici a decimetrici. Questi metasedimenti sono confrontabili con la Formazione de la Replatte, descritta da LEMOINE (1971) nell'area del Monginevro, che viene interpretata come l'equivalente metamorfico degli Scisti a Palombini delle successioni liguri, risultando pertanto attribuibili al Cretacico inferiore. Sono alquanto diffusi nel Foglio e gli affioramenti più estesi si rinvencono lungo lo spartiacque tra la Valle della Dora di Cesana e la Val Chisone (Monte Fraiteve, Pitre de l'Aigle, Monte Triplex, Rocca Nera), in corrispondenza

di Punta Gardiol e più a Sud nella zona del Monte Begino e del Lago Nero;

- filladi e calcescisti (**CNR_f**): si tratta di filladi nerastre e grigiastre con tipico aspetto lucente, con subordinate intercalazioni di calcescisti carbonatici e porzioni marmoree. Localmente possono contenere anche intercalazioni decimetriche di scisti quarzosi grigi e marmi scuri. Questi metasedimenti filladici sono generalmente interpretati come derivanti da sedimenti ricchi in sostanza organica e vengono correlati all'episodio anossico, diffuso a scala dell'intero dominio oceanico della Tetide, sviluppatosi al termine del Cretacico inferiore. Gli affioramenti di filladi più significativi sono localizzati nei pressi del Lago Basset e lungo lo spartiacque tra la Valle della Dora di Cesana e la Val Chisone;

- calcescisti ankeritici (**CNR_c**): si tratta di una successione di calcescisti carbonatici a patina di alterazione ocra, ricchi in ankerite, generalmente organizzati in bancate massicce di spessore da metrico a plurimetrico. Questi metasedimenti carbonatici sono interpretabili come depositi di origine detritica (*flysch*) e possono essere riferiti al Cretacico superiore per inquadramento stratigrafico e per confronto con analoghe facies presenti in tutta la catena alpina (DEVILLE *et alii*, 1992). I calcescisti ankeritici sono pressoché ubiquitari negli areali di affioramenti dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero, e in particolare lungo lo spartiacque tra la Valle della Dora di Cesana e la Val Chisone e in corrispondenza della Cima Fournier.

All'interno di questa successione a prevalenti calcescisti sono inoltre presenti i seguenti termini, interpretati come intercalazioni detritiche deposte in ambiente oceanico e/o continentale (POLINO, 1984; POLINO & LEMOINE, 1984):

- quarziti micacee (**CNR_q**): quarziti micacee con percentuali variabili di fuchsite e anfibolo sodico, che danno luogo a bancate con scarsa continuità laterale e con spessore massimo di alcuni metri. Questi metasedimenti, interpretabili come livelli detritici di origine "continentale" (POLINO, 1984; POLINO & LEMOINE, 1984) sono stati rinvenuti a Sud del tratto terminale del Rio Costa Rocchetta;

- metabasiti e metagabbri (**CNR_e**): olistoliti di metabasiti (prasiniti) e metagabbri, con estensione laterale da plurimetrica a pluridecametrica. Il corpo di maggiore estensione è localizzato nella regione del Lago Nero; qui, intercalato a calcescisti e filladi, è presente un grosso olistolite di metabasalti a *pillow*, affiorante dal lago stesso fino al Monte Begino e a Est del Col Chabaud. Intercalazioni di brecce a elementi basaltici e/o serpentinitici sono anche presenti in corrispondenza del versante orientale del Monte Begino;

- serpentiniti e oficalci (**CNR_f**): serpentiniti massicce e oficalci, costituenti olistoliti di dimensioni decametriche; affiorano essenzialmente tra Sagna Longa e Bousson, nell'area compresa tra il Rio Bourlet e il Rio Segnera;

- brecce carbonatiche (**CNR_g**): livelli di spessore metrico e limitata estensione di brecce a matrice carbonatica a patina di alterazione chiara, contenenti clasti

deformati di marmi a patina grigiastra, di micascisti e quarziti. Affiorano in corrispondenza di Rouche Courbe (versante sinistro della Val Thuras) e nella parte centrale della finestra tettonica della Val Gimont (POLINO, 1984).

1.2.4. - *Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet*

L'unità tettonostratigrafica dello Chenaillet affiora nel settore occidentale del Foglio e prosegue nell'adiacente territorio francese nella zona del Monte Chenaillet. Tale unità è collocata geometricamente al di sopra dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero ed è delimitata a Nord e a Sud da faglie ad alto angolo a direzione NE-SO. È caratterizzata da una successione ofiolitica (ultramafiti mantelliche, rocce mafiche intrusive e basalti in colate) e da una ridotta copertura sopra-ofiolitica.

All'interno del Foglio sono stati cartografati i seguenti termini.

Peridotiti (**CXA**)

Rocce peridotitiche con caratteristica colorazione da verde scura a nerastra affiorano diffusamente tra i settori di Roc la Luna e il Lago Rascià. Dal punto di vista composizionale si tratta essenzialmente di lherzoliti serpentinizzate, con variabili quantità di harzburgiti, duniti e wehrliti (BERTRAND *et alii*, 1982, 1987; BARFÈTY *et alii*, 1995; CHALO-PRAT, 2005). Cumulati peridotitici sono rappresentati da lherzoliti e/o harzburgiti a plagioclasio associati in genere ai gabbri (BERTRAND *et alii*, 1982; BARFÈTY *et alii*, 1995). Le peridotiti generalmente hanno aspetto più o meno massivo e possono contenere localmente porzioni di breccie a elementi peridotitici parzialmente o fortemente serpentinizzati, da sub-angolosi ad arrotondati e generalmente di dimensioni da millimetriche a decimetriche (CHALOT-PRAT, 2005). Le peridotiti possono localmente contenere masse di oficalci. Possono inoltre essere intruse da filoni doleritici e albititici, come quelli osservabili lungo la cresta meridionale di Punta Rascià.

Filoni albititici (**fa**)

Filoni albitici costituiti da prevalente albite con anfibolo (orneblenda) e pirosseno sodico (BARFÈTY *et alii*, 1995; COSTA & CABY, 2001) sono intrusi nelle peridotiti serpentinizzate, come osservabile lungo la cresta a Sud di Punta Rascià, e più raramente nei gabbri.

Gabbri (**CXB**) e livelli troctolitici (**CXB_a**)

I gabbri affiorano diffusamente lungo il versante nord-orientale di Punta Rascià e tra gli abitati di Sagna Longa e di Borgata; altri affioramenti sono indivi-

duabili presso Roc la Luna e nel settore di Pian Gimont. I gabbri, spesso a grana medio-grossa, sono costituiti da plagioclasio e clinopirosseno, con minori e variabili quantità di olivina e minerali opachi.

Localmente sono riconoscibili fasce di deformazione di tipo milonitico e ultramilonitico, di ampiezza da centimetrica e decimetrica, e relativo sviluppo di una foliazione pervasiva (MEVEL *et alii*, 1978; CABY, 1995; CHALOT-PRAT, 2005). Sono attraversati da una trama di vene di composizione dioritica e da albititi (BARFÈTY *et alii*, 1995; CABY, 1995; CHALOT-PRAT, 2005). Livelli di troctoliti sono presenti a Punta Rascià (**CXB_a**).

Basalti e filoni doleritici (**CXC**)

Basalti a *pillow* (Fig. 8), breccie basaltiche e ialoclastiti attraversati da filoni doleritici affiorano estesamente all'estremità occidentale del Foglio (settori di Monte la Plane, Colletto Verde, Mont Gimont, Col Gimont, Cima Saurel, Cime le Vert) per poi proseguire anche nell'adiacente territorio francese (settore del Monte Chenaillet). In alcuni settori, come a Punta Rascià, è possibile osservare dicchi basaltici che tagliano peridotiti serpentizzate e gabbri.

Dal punto di vista geochimico i basalti hanno una affinità di tipo MORB (BERTRAND *et alii*, 1987; CHALOT-PRAT, 2005 con riferimenti).

Arenarie e siltiti (**CXD**)

Copertura sedimentaria sopra-ofiolitica costituita da sottili livelli di arenarie e siltiti serpentinitiche/basaltiche, di colore verde e rosso vinoso, intercalate e associate alle colate basaltiche in corrispondenza del settore sud-occidentale del Monte la Plane.

1.3. - UNITÀ *INCERTAE SEDIS*

1.3.1. - *Unità tettonostratigrafica di Puys-Venaus*

Affiora nel settore nord-occidentale del Foglio, dove risulta geometricamente sovrascorsa dall'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero tramite un piano a basso angolo immergente a Ovest ed è giustapposta verso Est all'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna da una zona di deformazione a direzione media N-S. Verso Sud è delimitata da strutture a direzione NE-SO. Verso Nord, tale unità affiora invece in maniera estesa nel Foglio Bardonecchia, dove è stata suddivisa in due complessi (Complesso del Puys e Complesso di Chiomonte-Venaus), individuati su basi puramente geometriche non essendo visibili i rapporti reciproci.



Fig. 8 - Affioramento (sopra) e dettaglio (sotto) dei basalti (CXC) con tipiche strutture a cuscino (pillow lava) dell'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet (località Colletto Verde, confine italo-francese).

Nel suo insieme questa unità composita comprende essenzialmente un complesso di prevalenti metasedimenti carbonatici che non possono essere univocamente attribuiti alle unità oceaniche, ofiolitiche o di margine presenti nel Foglio, meglio caratterizzate dal punto di vista litostratigrafico e/o tettonometamorfico. Nel Foglio è presente la terminazione occidentale del Complesso del Puys.

1.3.1.1. - Complesso del Puys (CPY)

Affiora sul versante sinistro della Dora di Cesana, a monte dell'omonimo abitato, con isolati affioramenti situati sulla Punta Gardiol all'interno di zone di deformazione tettonica. Questo complesso è costituito da una successione di età sconosciuta di scisti carbonatici e marmi grigio plumbei, generalmente organizzati in bancate massicce di spessore metrico. Localmente possono essere presenti in maniera subordinata livelli di micascisti e di scisti quarzoso-micacei.

1.4. - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

1.4.1. - *Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier*

Tale unità è costituita da una potente successione carbonatica di margine continentale, di grado metamorfico molto basso, la quale conserva ancora abbastanza chiaramente i caratteri sedimentari originari (POLINO *et alii*, 1983). La successione stratigrafica di tale unità, osservabile in tutto il suo sviluppo lungo la dorsale Chaberton - Grand Hoche - Punta Charrà, affiora in due distinti settori all'interno del Foglio Cesana:

- nel settore nord-occidentale del Foglio lungo il versante orientale del Monte Chaberton, rappresentando la prosecuzione meridionale della successione affiorante nell'adiacente Foglio Bardonecchia. Qui si trova a tetto dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero su cui riposa tramite un piano di sovrascorrimento a basso angolo immergente a Ovest, mentre verso Sud è giustapposta all'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet da una importante zona di deformazione ad alto angolo a direzione NE-SO;
- tra la Valle Ripa e la Val Thuras, dove forma il massiccio del Monte Furgon e del Monte Gran Roc; in quest'area sovrasta strutturalmente l'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian ed è separata verso NO dall'Unità tettonostratigrafica di Cergogne-Ciantiplagna da una zona deformazione ad alto angolo a direzione NE-SO.

Arenarie della Coppa (AOA)

Si tratta di un insieme di meta-arenarie e scisti pelitici scuri con intercalazioni di livelli calcarei e dolomitici, di età carnica (MEGARD-GALLI & CARON, 1972), corrispondenti ai termini stratigraficamente inferiori di tale unità. Affiorano (con potenza massima dell'ordine di alcune decine di metri) solo a Ovest de La Coppa nel settore Monte Furgon - Monte Gran Roc. Laddove possibile, sono stati cartograficamente distinti gli scisti neri (AOA_a) a grana fine.

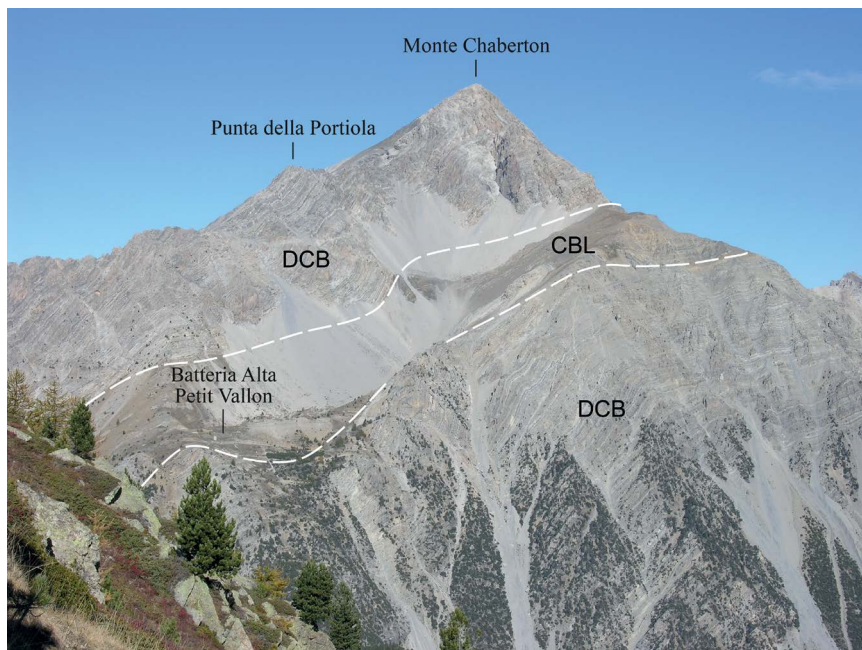


Fig. 9 - Versante meridionale del Monte Chaberton solcato dalla vallecola glaciale della Batteria Alta del Petit Vallon. Le linee tratteggiate individuano il contatto stratigrafico tra i Calcarei di Côte Belle (CBL) e le Dolomie dello Chaberton (DCB).

Dolomie dello Chaberton (DCB)

Successione ciclica di banchi di spessore da decimetrico a metrico di dolomie grigio scure alla base, interpretabili come depositi da subtidali a intertidali, e di dolomie chiare con strutture di disseccamento di ambiente sopratidale (Fig. 9). In genere i banchi sono separati da sottili interstrati pelitici grigi o neri. Nella parte alta della successione questi possono formare livelli potenti alcuni centimetri e riempire anche fratture da disseccamento formate al tetto dei banchi dolomitici. Sono presenti anche locali corpi di brecce interpretate come riempimento di canali tidali. Intercalazioni lenticolari di brecce intraformazionali a clasti dolomitici sub-angolosi e matrice dolomitica sono individuabili in particolare nelle porzioni inferiori della successione, come nel settore occidentale del massiccio Monte Furgon - Monte Gran Roc.

Potenti diverse centinaia di metri, queste dolomie hanno un'età norica confermata da faune a gasteropodi (*Worthenia contabulata*), lamellibranchi (*Myophoria*

inaequicostata, *Gervilleia exilis*, *Avicula contorta*, *Megalodon* sp.), foraminiferi (*Glomospirella* cfr. *parallela*, *Agathammina* sp.?) e alghe dasicladacee (*Diploporella pauciforata*, *Gyroporella aequalis*, *G. curvata*) (MEGARD-GALLI, 1974; POLINO *et alii*, 1983).

Calcarei di Côte Belle (CBL)

Successione con alternanze di calcari talora nodulari, dolomie a lumachelle e argilloscisti più o meno carbonatici. Nel Foglio Cesana lo spessore di questa successione è generalmente compreso tra pochi metri e qualche decina di metri (mentre raggiunge circa 150 m nel Massiccio di Rochebrune, nelle Alpi Cozie francesi, dove è stata definita).

Questa successione rappresenta la transizione tra i depositi di piattaforma carbonatica, sottostanti, di età norica e quelli sovrastanti pelagici del complesso di Les Arbours e sottolinea l'inizio della distensione liassica del dominio piemontese. L'età è compresa nell'intervallo Retico-Hettangiano, grazie al ritrovamento di coralli (*Astreomorpha* sp., *Thamnasteria* sp., *Stylaphyllium* sp., *Oppelismilia* sp., *Thecosmilia* sp.), brachiopodi (*Terebratula gregaria*), lamellibranchi (*Gryphaea arcuata*, *Rhaetavicula contorta*, *Dymiospis intusstriata*, *Ostrea heidingeriana*, *Lopha* sp., *Cardita austriaca*, *C. munita*, *Chlamis falgeri*) e crinoidi (*Isocrinus* sp.) (POLINO *et alii*, 1983).

Complesso di Les Arbours (CLW)

Si tratta di un complesso scistoso-carbonatico con alternanze di prevalenti marmi e filladi. Affiora largamente e con continuità nel settore orientale del massiccio del Monte Furgon - Monte Gran Roc, dove raggiunge una potenza di circa 100 m, e con maggiore frammentarietà lungo i versanti orientali del Monte Chaberton.

Nel settore della Grand Hoche (nell'adiacente Foglio Bardonecchia) tale successione contiene una fauna a belemniti e ammoniti in genere indeterminabili, tra i quali è stato rinvenuto un esemplare incompleto di *Echioceras* sp. (POLINO *et alii*, 1983) indicante un'età sinemuriana superiore; pertanto per tale complesso è stata proposta un'età compresa nell'intervallo Sinemuriano superiore - Kimmeridgiano. Nel suo insieme, il Complesso di Les Arbours testimonia il progressivo annegamento della piattaforma carbonatica norica.

Laddove possibile (terminazione meridionale del massiccio del Monte Furgon - Monte Gran Roc) sono state cartografate le principali intercalazioni di breccie monogeniche e poligeniche (CLW_b) che potrebbero essere legate alle fasi distensive liassiche associate all'apertura del bacino Ligure-Piemontese.

1.5. - GESSI IN GROSSE MASSE (**GSE**)

Rocce evaporitiche sono associate alle zone di deformazione che separano le unità ofiolitiche da quelle di margine continentale. Nel Foglio sono state segnalate le masse più importanti, quali quelle presenti nel settore di Punta Gardiol, dove gessi e anidriti sono localizzati entro le strutture a direzione N-S che costituiscono la fascia di giustapposizione tettonica tra l'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier e le unità tettonostratigrafiche del Lago Nero e di Puys-Venaus. Altre masse sono presenti nel settore occidentale del massiccio carbonatico del Monte Furgon - Monte Gran Roc in Val Thuras.

1.6. - BRECCIE A CEMENTO CARBONATICO (**BCC**)

Si tratta di breccie tettoniche a cemento carbonatico, contenenti clasti angolosi, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, costituiti da prevalenti rocce carbonatiche (marmi e dolomie) e subordinatamente da litofacies scistose (calcescisti, micascisti e quarziti). Queste breccie, corrispondenti alle carniole della letteratura alpina, sono localizzate lungo i contatti tettonici e le zone di taglio presenti nel Foglio. Le più estese masse di breccie sono presenti in corrispondenza dei contatti tettonici che separano l'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier dalle unità tettonostratigrafiche dell'Albergian, in Val Thuras, e del Lago Nero e di Puys-Venaus lungo il versante orientale del Monte Chaberton.

2. - SUCCESSIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA

2.1. - UNITÀ DEL SEGURET - LA RIPOSA (**USR**)

All'interno dell'estesa massa di breccie tettoniche situata sul versante occidentale del Monte Furgon, sono diffusamente presenti livelli di calciruditi e calcareniti laminate, a stratificazione ondulata suborizzontale, talvolta accompagnate da corpi di breccie detritiche a clasti calcareo-dolomitici. I sedimenti costituiscono riempimenti di cavità, di dimensioni da decimetriche a decametriche, irregolarmente distribuite all'interno delle breccie tettoniche. Del tutto analoghi ai prodotti residuali individuati nel contiguo Foglio Bardonecchia, questi sedimenti sono stati interpretati come il prodotto terminale di un insieme di processi di dissoluzione/riprecipitazione, sedimentazione a opera di correnti trattive e collassi gravitativi che hanno operato in ambiente carsico. Lo sviluppo di questi sedimenti è localiz-

zato in corrispondenza dei livelli di scollamento tettonico, che hanno coinvolto le unità calcareo-dolomitiche, e in particolare all'interno delle evaporiti (**GSE**) e delle brecce a cemento carbonatico (**BCC**). Per questi depositi, su base palinologica, ALBERTO *et alii* (2007) attribuiscono una generica età quaternaria. Tuttavia, precedenti studi condotti su analoghi sedimenti individuati in altri settori dell'arco alpino occidentale lasciano presumere che i processi all'origine di queste facies sedimentarie coprano un intervallo cronologico più ampio ed esteso tra il Pliocene e il Quaternario (JEANBOURQUIN, 1988, con bibliografia).

2.2. - SUPERSINTEMA DEL MONCENISIO (**MO**)

Questa unità comprende l'insieme dei depositi riconducibili alle fasi di massimo sviluppo (*Last Glacial Maximum*, LGM) e delle successive fasi di ritiro (tardoglaciali) degli apparati glaciali pleistocenici superiori presenti nell'ambito dei bacini della Dora di Cesana, del Chisone e dei relativi bacini tributari. Il raggruppamento in un'unica unità dei depositi presenti nei due grandi bacini della Dora e del Chisone è giustificato dal fatto che nelle fasi di massima espansione glaciale una parte del ghiacciaio proveniente dalla Valle Ripa trasfluiva in Val Chisone attraverso il Colle del Sestriere, saldandosi al ghiacciaio della Valle del Chisonetto: l'unica testimonianza è rappresentata da un lembo di *till* di fondo rinvenuto in uno scavo effettuato a Sestriere nei pressi del Lago Losetta.

La sistematica presenza di imponenti fenomeni di collasso gravitativo (grandi frane in roccia e deformazioni gravitative) che hanno coinvolto il substrato roccioso e la sovrastante successione glaciale (Fig. 10), non ha consentito di distinguere le diverse fasi di approfondimento e modellamento glaciale come è stato invece effettuato nell'adiacente Foglio Bardonecchia. Per tale motivo l'insieme dei depositi è stato inglobato in un'unica unità di rango gerarchico superiore (supersintema).

Nel bacino della Dora Riparia i depositi glaciali coprono estese porzioni dei versanti che si affacciano sull'asse vallivo principale (Dora di Cesana - Ripa) e di quelli dei bacini tributari: Vallone di Desertes, Rio Fenils, T. Piccola Dora, Valle Gimont, Rio Servierettes, Val Thurax e Rio Baucet. I depositi glaciali sono generalmente privi di una propria espressione morfologica, limitandosi a rivestire in modo più o meno discontinuo i versanti con lembi di spessore da pluridecimetrico a metrico. Nei pressi dell'abitato di Cesana Torinese, tuttavia, sono stati individuati i monconi di almeno quattro cerchie moreniche latero-frontali, tra loro piuttosto ravvicinate, che evidenziano la presenza di alcuni episodi di stazionamento della fronte del ghiacciaio della Dora di Cesana. I lembi delle tre morene più antiche sono visibili 2 km circa a valle dell'abitato di Cesana Torinese, sul versante

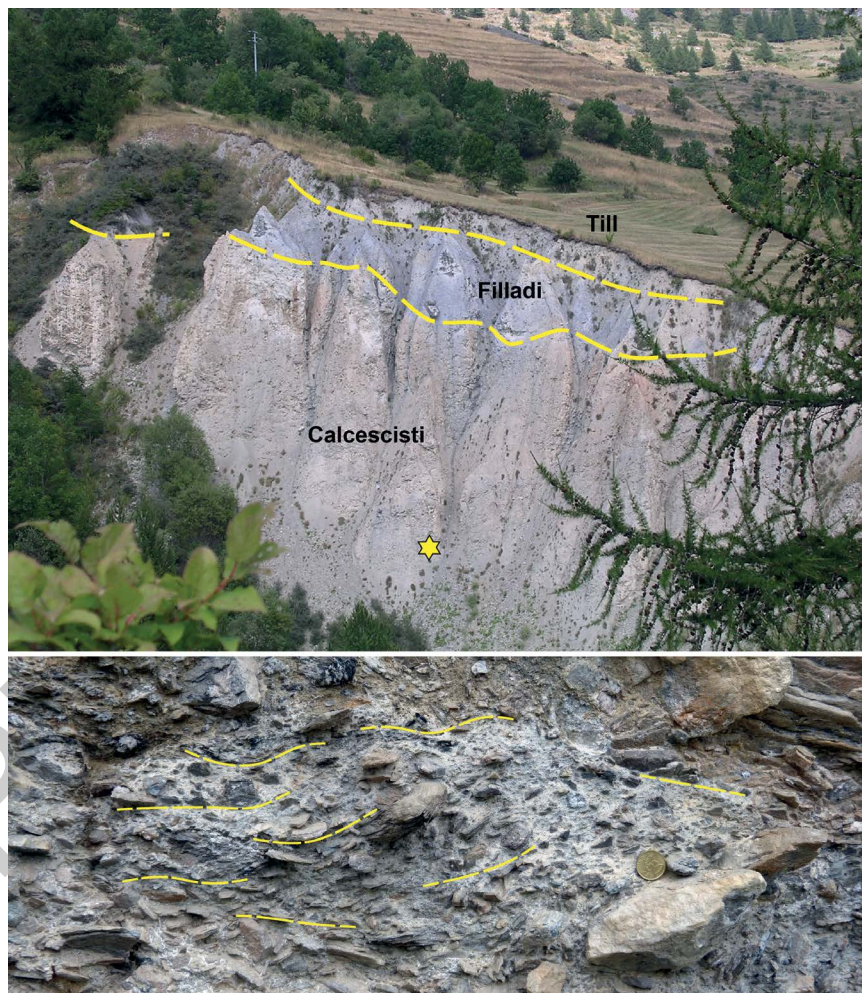


Fig. 10 - Nell'immagine in alto è osservabile la scarpata calanchiforme, alta circa 20 m, modellata dal Rio Pont a Sud-Est dell'abitato di Champlas du Col. Si osservano la superficie ad andamento irregolare (linea tratteggiata inferiore) che segna il limite tra i calcescisti (**LCS**) e le filladi (quest'ultime di colore grigio-azzurro) dell'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna e il limite (linea tratteggiata superiore) che separa il substrato roccioso coinvolto dall'imponente deformazione gravitativa di Champlas du Col dalla coltre di till di ablazione (**MO_{cl}**). La stella gialla indica il punto di ripresa dell'immagine in basso, che evidenzia la presenza di strutture di flusso gravitativo, evidenziate dall'allineamento dei clasti, all'interno dell'ammasso di calcescisti completamente destrutturato per effetto della deformazione gravitativa profonda di Champlas du Col.



Fig. 11 - Panoramica del tratto di versante che sovrasta il punto di confluenza del T. Ripa nella Piccola Dora. I triangoli evidenziano i vari monconi della morena laterale destra modellata dal ghiacciaio della Ripa presumibilmente nelle fasi terminali del Dryas antico. In primo piano è visibile il tratto della S.S. n. 24 del Monginevro che dall'abitato di Cesana conduce a Oulx.

sinistro, uno dei quali semisepolto dai depositi del conoide alimentato dal Vallone della Cresta Nera. I lembi di una quarta cerchia sono visibili su entrambi i versanti del T. Ripa nei pressi del punto di confluenza con la Piccola Dora (Fig. 11).

Anche alla testata di alcuni bacini tributari sono conservati apparati glaciali, talvolta evidenziati dalla presenza di cordoni morenici latero-frontali, che testimoniano le ultime tappe della deglaciazione. Fra questi si segnalano le dorsali moreniche visibili sul versante sinistro del Vallone di Desertes, alla testata del Rio Fenils e sul versante sinistro della Val Gimont.

Nel bacino del T. Chisone, che nel Foglio Cesana è rappresentato principalmente dal sottobacino della Val Troncea, i depositi sono conservati essenzialmente alla testata dei bacini laterali (es. Rio delle Michele e Vallone Clot del Prà sul versante destro, Rio Platas e Rio Fauri su quello sinistro), ove spesso formano piccoli apparati morenici latero-frontali perfettamente preservati. Lembi di depositi sono inoltre conservati sul versante destro della valle tra gli abitati di Troncea e Traverse. Nel bacino del T. Chisonetto è da segnalare lo splendido anfiteatro morenico di Borgata (Fig. 12), in corrispondenza del quale sono rilevabili almeno tre episodi di stazionamento del ghiacciaio proveniente dal versante settentrionale della Punta Rognosa.

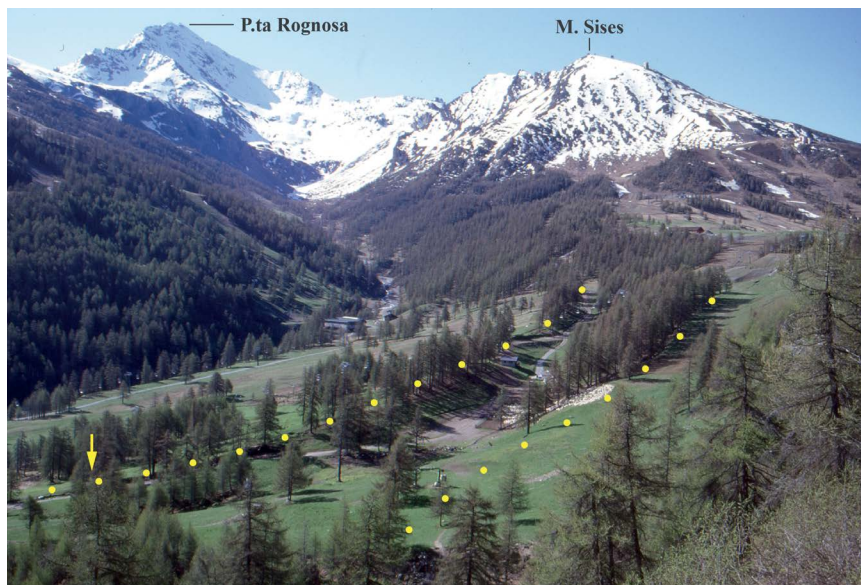


Fig. 12 - L'anfiteatro glaciale di Borgata, nella Valle del Chisonetto. In primo piano sono visibili le due creste moreniche laterali sinistre. La freccia indica il masso erratico di metagabbro, seminascolato dai larici, proveniente dal bacino della Valle Ripa. Sulla destra è visibile il Colle del Sestriere.

Nell'ambito del Supersintema del Moncenisio sono stati distinti:

- 1) depositi glaciali indifferenziati (**MO_{c1}**), costituiti da *diamicton* con matrice sabbioso-siltosa variamente addensata con clasti e blocchi eterometrici da subangolosi a subarrotondati, talvolta sfaccettati, levigati e striati. Localmente sono presenti lenti e livelli di sabbie e sabbie ghiaiose di spessore decimetrico, più raramente metrico;
- 2) depositi glaciali di fondo (**MO_{c4}**), costituiti da *diamicton* con clasti e blocchi da subarrotondati ad arrotondati, comunemente sfaccettati, levigati e striati, immersi in un'abbondante matrice siltosa e siltoso-sabbiosa molto addensata. Nel bacino della Dora di Cesana costituiscono l'esteso affioramento (parzialmente coinvolto dall'imponente fenomeno gravitativo del Buon Soccorso) visibile sul versante sinistro della Valle Ripa un chilometro a valle dell'abitato di Bousson, caratterizzato dalla tipica morfologia calanchiforme (Fig. 13). Del tutto analoghi, nell'aspetto, i depositi glaciali di fondo rinvenuti in Val Chisone alla base del versante sinistro del Rio Combeiraut, un chilometro a Ovest dell'abitato di Traverse. Si segnala, infine, il piccolo lembo di *till* di fondo rinvenuto al Colle del Sestriere (nei pressi del Lago Losetta) che testimonia il fenomeno di trasfluenza di una



Fig. 13 - Estesa scarpata di erosione con morfologia calanchiva modellata nella potente successione glaciale costituita interamente da till di fondo (MO_{c1}) situata un chilometro circa a valle dell'abitato di Bousson, lungo la sponda sinistra del T. Ripa (visibile in primo piano).

parte del ghiacciaio della Ripa verso la Val Chisone;

3) depositi glaciali di ablazione (MO_{c5}), costituiti da accumuli caotici di blocchi da angolosi a subangolosi con una matrice siltoso-sabbiosa mediamente o poco addensata. Lembi di questi depositi sono stati individuati alla testata del bacino del T. Chisonetto (parzialmente mascherati da alcuni *rock glacier* ospitati alla base del versante settentrionale della Punta Rognosa) e in Valle Ripa, alla base del versante orientale del Monte Plaretta, nei pressi di Brusà del Plan;

4) depositi glaciolacustri (MO_{c6}), costituiti da alternanze centimetriche-decimetriche di sedimenti sabbiosi e sabbioso-siltosi a laminazione piano-parallela. Sono localizzati in alta Valle Ripa alcune centinaia di metri a Ovest di Planes e costituiscono il riempimento della depressione venutasi a creare per effetto dello sbarramento della Valle Lunga da parte del ghiacciaio proveniente dalla Valle del Gran Mioul.

I depositi glaciali appaiono complessivamente poco o per nulla alterati, soprattutto in riferimento al *till* di fondo.

La composizione petrografica dei clasti varia in funzione dei rispettivi bacini idrografici di pertinenza ed è influenzata dal complesso sistema di trasfluenze e confluenze che, nel corso del LGM, ha contraddistinto la dinamica degli apparati glaciali. Lo spettro compositivo di base è costituito dalle litologie più frequentemente rappresentate nei rispettivi bacini idrografici di alimentazione, ovvero da prevalenti calcescisti, calcescisti marmorei e calcari dolomitici, questi ultimi provenienti dai settori modellati nell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier e dell'Unità tettonica Banchetta-Rognosa. Sono inoltre presenti subordinate percentuali di quarziti più o meno micacee, serpentinizzati, metabasiti e metagabbri; a valle del Colle del Moncenisio si aggiungono in percentuali talvolta significative gabbri, basalti, breccie basaltiche e doleriti provenienti dall'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet.

La superficie di appoggio dei depositi glaciali è sempre modellata nel substrato roccioso pre-quadernario. Gli stessi depositi risultano invece frequentemente mascherati da coltri di sedimenti di altra natura (torrentizi, detritici, di frana e di *rock glacier*), soprattutto nelle fasce di versante prossime ai fondovalli. In generale è infine da rilevare che i processi di rimodellamento superficiale hanno sistematicamente rielaborato, miscelandola con i prodotti di alterazione del substrato (soprattutto nelle aree di affioramento delle unità a calcescisti), la porzione più superficiale delle coltri glaciali.

Per questo insieme di depositi non sono disponibili precisi elementi di datazione. Tuttavia, considerando l'età radiometrica di alcuni depositi post-glaciali (torbiere di S. Sicario, Val Gimont e Colle del Sestriere; travertini di S. Domenico, poco a valle dell'abitato di Oulx), localizzati in svariati contesti morfologici, i depositi glaciali possono essere nel complesso attribuiti a un intervallo compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e le fasi iniziali dell'Olocene.

2.3. - SINTEMA DI PALAZZOLO

2.3.1. - *Subsintema di Crescentino*

Depositi torrentizi e di *debris flow* (CSN_{2b})

Lembi di depositi a carattere torrentizio definitivamente svincolati dagli apporti del reticolato idrografico attuale sono localizzati principalmente nei settori di raccordo tra i bacini tributari e le aree di fondovalle. Questi depositi si configurano morfologicamente come lembi di conoidi profondamente dissecati dal reticolato idrografico. Nel bacino della Dora di Cesana si segnalano i lembi di conoide localizzati allo sbocco del Rio Fenils e del Rio de la Gran Côte nei pressi di Fenils, del Rio Petit Clot e del Rio Envers nei pressi di Mollières e i depositi

terrazzati del T. Thuras, nei pressi della confluenza del T. Ripa, sui quali sorge l'abitato di Bousson. Sul versante destro della Val Troncea si segnala la presenza dell'esteso conoide disseccato localizzato poco a Sud della frazione Troncea.

I depositi sono costituiti da ghiaie sabbiose con elevate percentuali di ciottoli e blocchi talvolta superiori al metro di diametro. Localmente sono presenti intercalazioni sabbiose di spessore centimetrico-decimetrico. La struttura è a prevalente supporto di clasti, con stratificazione male espressa o del tutto assente.

La superficie di appoggio basale dei conoidi in taluni casi è modellata nel substrato roccioso pre-quadernario, in altri all'interno delle unità quadernarie più antiche: ne è un esempio il lembo di conoide su cui sorge l'abitato di Bousson, che poggia su depositi glaciali di fondo affioranti lungo l'alveo del T. Thuras (non rappresentati nel Foglio). Il *top* deposizionale appare generalmente ben conservato: in superficie sono infatti ancora chiaramente riconoscibili le tracce, in forma di incisioni ad andamento longitudinale, lasciate dal corso d'acqua che alimentava gli originari conoidi.

I caratteri sedimentologici, l'espressione superficiale dei corpi sedimentari (in forma di conoidi disseccati) e la loro localizzazione in prossimità dei punti di confluenza hanno permesso di interpretare gli stessi come il prodotto di prevalenti processi torrentizi occasionalmente intervallati da episodi di trasporto solido in massa (*debris-mud flow*) sviluppatisi lungo il reticolato affluente. L'attuale espressione morfologica è il risultato di una variazione nella configurazione dei fondovalli principali, in molti casi coinvolti da episodi di sbarramento di frana post-glaciali e conseguente sovralluvionamento di estesi settori vallivi: il graduale approfondimento dei corpi di frana ha indotto i corsi d'acqua principali, e conseguentemente i tributari, a incidere profondamente i conoidi precedentemente edificati dagli stessi.

In base ai rapporti con le altre unità, i depositi di questa unità possono essere riferiti a un intervallo cronologico compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Olocene.

Depositi lacustri (CSN_{2c2})

Nei pressi del Ponte Blaize, localizzato di fronte all'abitato di Rollieres, alla base del versante sinistro del T. Ripa è conservata una potente successione di depositi fluvio-lacustri: essa affiora a monte del ponte per un'estensione di circa 500 m (Fig. 14) raggiungendo una potenza massima visibile di 10-12 m. Altri piccoli affioramenti, non rappresentati nel Foglio, sono stati individuati lungo la strada che dalla S.P. n. 215 conduce alla Borgata Closs, nei pressi della confluenza Thuras-Ripa.

La successione è costituita dall'alternanza di livelli sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e ghiaiosi di spessore centimetrico-decimetrico a gradazione normale; i corpi



Fig. 14 - L'estesa sezione stratigrafica visibile nei pressi di Ponte Blaize, posto frontalmente all'abitato di Rollieres, sul versante sinistro del T. Ripa. All'interno della successione fluvio-lacustre appare in modo evidente la clinostratificazione dei livelli sabbioso-ghiaiosi. La freccia indica il punto di ripresa dell'immagine visibile in Fig. 15.

sabbiosi e siltoso-sabbiosi sono contraddistinti da una laminazione piano-parallela e incrociata. Localmente sono inoltre presenti lenti e livelli di spessore decimetrico di sabbie-siltose e silt a laminazione piano-parallela e incrociata (Fig. 15). La porzione più orientale della successione fluvio-lacustre è caratterizzata nel suo insieme da un'evidente stratificazione ad andamento suborizzontale, mentre nel settore più prossimo al Ponte Blaize la successione appare nettamente clinostratificata.

All'interno dei sedimenti sono visibili numerose strutture da collasso rappresentate da gruppi di faglie distensive con rigetto centimetrico-decimetrico. Alla base dell'affioramento, nei punti di emergenza di alcune venute d'acqua caratterizzate da modeste portate ($<0,1$ l/s), i sedimenti si presentano discretamente cementati da veli di carbonato di calcio; in altri casi alle venute d'acqua si accompagnano patine di incrostazione rossastre presumibilmente legate alla presenza di ossidi e idrossidi di ferro.

L'originaria espressione morfologica dei depositi fluvio-lacustri, per quanto localmente mascherati da spessori più o meno ingenti di prodotti detritico-colluviali e da piccoli conoidi torrentizi, è tuttora ben riconoscibile in corrispondenza

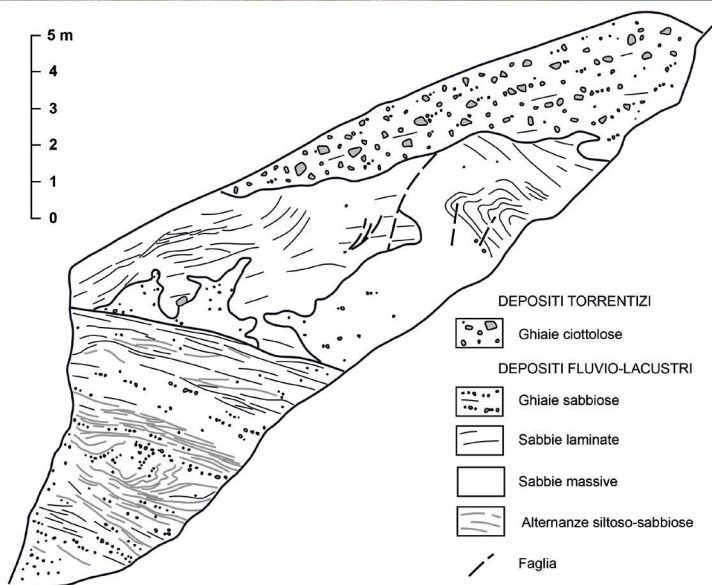
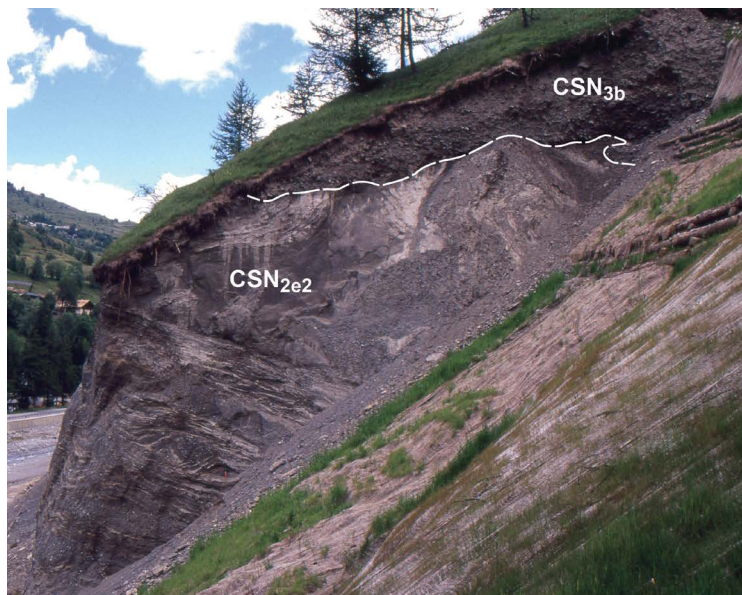


Fig. 15 - Dettaglio della sezione stratigrafica (orientata trasversalmente all'andamento del T. Ripa) della successione fluvio-lacustre di Ponte Blaize (cfr. Fig. 14).

della Borgata Closs, ospitata su una estesa superficie debolmente inclinata che rappresenta il *top* deposizionale della successione lacustre. Anche sul versante destro della Valle Ripa, tra gli abitati di Rollieres e Bousson, sono visibili alcune rotture di pendenza altimetricamente correlabili con il *top* deposizionale dei sedimenti di Ponte Blaize, sulle quali tuttavia non sono stati rinvenuti depositi di analoga natura.

La superficie di appoggio basale dei depositi lacustri non è visibile in quanto mascherata dai sedimenti fluviali di fondovalle dei torrenti Ripa e Thuras: tuttavia, alcuni sondaggi effettuati sul versante destro tra gli abitati di Sauze di Cesana e di Bousson hanno intercettato, al di sotto della porzione distale degli accumuli di frana, una successione di depositi fluvio-lacustri potente alcune decine di metri con superficie di appoggio posta a 40-50 m al di sotto dell'alveo attuale del T. Ripa (cfr. Fig. 31, Sez. C-C'). Anche la superficie di appoggio laterale è mascherata da coltri detritico-colluviali che non consentono di chiarire i rapporti con gli imponenti accumuli di frana posti alla base del rilievo della Cima del Bosco.

I depositi di Ponte Blaize rappresentano il riempimento di un bacino lacustre che occupava il tratto di fondovalle compreso tra gli abitati di Bousson e Sauze di Cesana. La distribuzione dei sedimenti lacustri e l'assetto morfologico del tratto compreso tra Bousson e Cesana, attualmente caratterizzato da un notevole restringimento della sezione valliva, indicherebbero la presenza di un antico fenomeno di sbarramento fluviale. Quest'ultimo si sarebbe generato a seguito dell'evoluzione di due fenomeni gravitativi contrapposti: quello di Roche Rouge, sul versante destro, e quello del Buon Soccorso sul versante sinistro (cfr. Fig. 31, Sez. A-A'). Lo spessore della lama d'acqua non doveva tuttavia superare i 30-40 m nel punto più prossimo allo sbarramento.

L'età dei depositi di colmamento del lago non è accertabile per assenza di elementi di datazione. La successione fluvio-lacustre si è tuttavia formata in un momento successivo al ritiro delle lingue glaciali che occupavano i rami della Valle Ripa e della Val Thuras. In base a questi elementi, ai sedimenti fluvio-lacustri è possibile attribuire una generica età olocenica.

2.3.2. - *Subsintema di Ghiaia Grande*

Questa unità comprende i depositi fluviali e di *debris flow* legati all'odierna attività torrentizia dei corsi d'acqua (CSN_{3b}), distribuiti in quattro distinti contesti morfologici:

- le fasce di fondovalle percorse dal F. Dora di Cesana, dal T. Ripa e dal T. Chi-sone;
- i settori di confluenza dei bacini tributari nei rispettivi fondovalli principali,

generalmente evidenziati dalla presenza di conoidi variamente estesi;

- i piccoli bacini di sbarramento (di frana e glaciale) distribuiti all'interno dei bacini tributari in diversi punti del reticolato idrografico locale (es.: Lago Freddo e Grangia la Coche in Valle Gimont; Lago Nero nel bacino del Rio Servierettes);
- in corrispondenza di conche di sovraescavazione glaciale, localizzate all'interno dei settori di circo o nei punti di trasfluenza glaciale (es. Col Bousson).

I depositi sono costituiti da ghiaie sabbiose con elevata percentuale di ciottoli, da arrotondati a sub-arrotondati, e significativa presenza di blocchi sub-angolosi talora di dimensioni metriche. La struttura dei sedimenti è generalmente a supporto di clasti, fatta eccezione per intervalli sedimentari, non distinguibili cartograficamente, deposti in condizioni di bassa energia e localizzati a monte dei punti di sbarramento vallivo. La stratificazione è quasi sempre mal espressa ed è evidenziata dall'embricatura dei clasti o dalla presenza di intercalazioni sabbiose di spessore centimetrico-decimetrico.

Nell'area di fondovalle occupata dall'abitato di Cesana Torinese, a una profondità compresa tra 10 e 20 m dal piano campagna le ghiaie passano a una successione di potenza quanto meno decametrica (secondo quanto evidenziato dalle stratigrafie dei sondaggi disponibili) costituita da un'alternanza di intervalli sabbiosi, siltosi e sabbioso-siltosi di spessore decimetrico, contenente un esteso livello torboso di spessore decimetrico. La successione sepolta potrebbe testimoniare il riempimento di una depressione originatasi a monte del gruppo di cerchie moreniche presenti poco a valle dell'abitato di Cesana Torinese, successivamente al definitivo arretramento della fronte glaciale.

L'espressione morfologica più tipica dei depositi di questa unità è rappresentata, oltre che dalle pianure di fondovalle, dai numerosi conoidi che si innestano alla base dei versanti. In taluni casi le dimensioni dei conoidi sono direttamente confrontabili con la magnitudo e la frequenza (cfr. § X) dei fenomeni torrentizi e di *mud-debris flow* che coinvolgono alcuni bacini tributari (es. conoidi alimentati dal Rio di Fenils e dal Gran Vallon, nei pressi di Cesana Torinese). Sulla superficie dei conoidi sono spesso visibili i tracciati di direttrici di deflusso ad andamento radiale, attualmente non alimentate dai corsi d'acqua ma potenzialmente riattivabili in caso di eventi idrologici estremi.

Per l'inquadramento cronologico di questi depositi sono disponibili unicamente i dati forniti da TROPEANO & OLIVE (1993) relativi all'età ^{14}C della parte più profonda dei sedimenti di riempimento della pianura di sbarramento di Salbertrand, situata nel contiguo Foglio Bardonecchia, risultata pari a 9.525 ± 85 e 8.380 ± 95 anni BP. Le datazioni effettuate dagli stessi Autori su altri due campioni lignei rinvenuti nel settore apicale del conoide alimentato dal bacino del Gran Vallon hanno fornito un'età ^{14}C pari a 2.850 ± 60 e 3.010 ± 50 anni BP. Pertanto, in base ai dati disponibili e ai rapporti con le altre unità, ai depositi torrentizi può

essere attribuita un'età compresa tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

Depositi lacustri (CSN_{3e2})

In Valle Ripa, un chilometro a SO di Brusà del Plan, è presente un bacino lacustre ampio una cinquantina di metri e allungato per circa 400 m alla base del versante destro. Esso è separato dal resto della piana fluviale da un cordone di 1-3 m di altezza la cui genesi appare piuttosto dubbia (cordone morenico sepolto?). I sedimenti sono costituiti da sabbie e silt sabbiosi con sporadiche intercalazioni di livelli torbosi.

Depositi di origine mista (CSN_{3i})

Costituiscono il prodotto della rielaborazione dei depositi detritici da parte di processi di trasporto solido in massa (tipo *mud-debris flow*) e di valanga. Sono localizzati essenzialmente alla base delle pareti rocciose in forma di conoidi con acclività intermedia tra quelli detritici e quelli a carattere prevalentemente torrentizio. Sono costituiti da livelli con struttura *partially open-work*, con clasti centimetrico-decimetrici e scarsa matrice sabbiosa, alternati a intercalazioni lenticolari di *diamicton* a matrice ghiaioso-sabbiosa e blocchi subangolosi. Non infrequentemente è possibile osservare una clinostratificazione dei corpi sedimentari. In base ai rapporti con le altre unità, ai depositi di origine mista può essere attribuita un'età compresa tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

2.4. - UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE

Accumuli di frana (UIN_{a1})

Nell'ambito del Foglio sono stati individuati unicamente tre accumuli di frana che appaiono non più in evoluzione e completamente svincolati dalla propria nicchia di distacco.

Il primo accumulo corrisponde al settore distale di un più ampio fenomeno di colata, tuttora in evoluzione, posto sul versante sinistro del Vallone di Desertes, a monte dell'omonimo abitato. L'accumulo, posto a circa 1650 m di quota, è stato disseccato dal corpo di frana principale dal Rio di Desertes che attualmente lo incide per una decina di metri di profondità. L'accumulo è costituito da un ammasso caotico di blocchi eterometrici di natura carbonatica con subordinata matrice silteo-sabbiosa. In superficie sono presenti alcune incisioni ad andamento longitudinale riconducibili alla divagazione del Rio di Desertes sul corpo di accumulo.

Un secondo accumulo è stato individuato sul versante destro del Rio Combeiraud, a Nord della Pitre de l'Aigle. È costituito da un ammasso caotico di blocchi

eterometrici di calcescisti con abbondante matrice siltoso-sabbiosa, parzialmente sepolto da un esteso conoide torrentizio.

Il terzo accumulo è situato alla base del versante orientale del Monte Fraiteve (bacino del Rio Croux), parzialmente mascherato da un esteso conoide di origine mista.

In base al grado di rimodellamento e ai rapporti con le altre unità, gli accumuli attribuiti a questa unità possono essere riferiti all'Olocene.

Depositi di *rock glacier* (UIN_{c7})

I *rock glacier* sono localizzati prevalentemente lungo i versanti con esposizione verso i quadranti settentrionali e orientali. Nel Foglio sono stati cartografati 23 *rock glacier* inattivi distribuiti alla testata dei valloni laterali della Val Thuras, della Valle Ripa e della Val Troncea (Fig. 25). Altri *rock glacier* sono stati localizzati a Est della cresta di confine che unisce il Mont Gimont (a Sud) al Monte la Plane (a Nord) e sul versante settentrionale della Punta Rascià.

I *rock glacier* sono costituiti da estesi campi di blocchi eterometrici di taglia decimetrica-metrica, di forme angolosa o subangolosa, caratterizzati in superficie da una struttura aperta o parzialmente aperta. Al di sotto della coltre detritica superficiale è presente un *diamicton* con matrice prevalentemente sabbioso-siltosa inglobante elasti e blocchi angolosi.

In superficie i blocchi sono organizzati a formare una serie di rilievi allungati che configurano dei lobi subparalleli ai margini degli accumuli; nella parte centrale di quest'ultimi si osservano frequentemente depressioni chiuse subcircolari o allungate parallelamente ai cordoni.

Le coltri detritiche poggiano direttamente sul basamento roccioso oppure su coltri di depositi tardoglaciali. Verso monte i campi di blocchi sono frequentemente mascherati da estese coltri detritiche in progressiva progradazione verso valle (es. Punta Rascià).

Questi depositi possono essere interpretati come il prodotto dell'evoluzione di *rock glacier* attualmente non più attivi, come attesta la morfologia delle fronti con profilo smussato, la diffusa presenza in superficie di copertura erbacea nonché la densità e le dimensioni dei talli lichenici sui blocchi. Inoltre il generale aspetto afflosciato che caratterizza questi corpi detritici è indicativo della completa fusione del ghiaccio interstiziale originariamente presente nell'ammasso detritico. Non è tuttavia da escludere la presenza, alle quote più elevate, di porzioni residuali di ghiaccio "morto" all'interno dei volumi detritici. I *rock glacier* sono particolarmente diffusi (i) nelle aree soggette a intensa produzione di detrito quali, ad esempio, quelle localizzate alla base delle pareti ofiolitiche e (ii) alla base dei versanti più acclivi e protetti dall'insolazione modellati nelle unità a calcescisti.

La quota raggiunta dalle fronti dei *rock glacier* inattivi è compresa tra i 2790 e

i 1960 m. Tuttavia, la quota media dei *rock glacier* situati nella Val Gimont (2200 m) risulta sensibilmente più bassa (di circa 350 m) rispetto alla quota raggiunta dai *rock glacier* nel resto del Foglio: la presenza nella Val Gimont di estese coltri detritiche ofiolitiche a grossi blocchi con prevalente struttura di tipo *open-work* ha presumibilmente favorito in passato lo sviluppo di condizioni microclimatiche particolarmente rigide all'interno del materasso detritico e tali da garantire la presenza di ghiaccio interstiziale anche a quote relativamente basse.

In base all'espressione morfologica e ai rapporti con la successione tardoglaciale, per questi depositi può essere attribuita un'età compresa tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Olocene.

Travertini (UIN_{ff})

Lembi di travertino non più in rapporto con sorgenti calcarizzanti sono stati individuati in tutto l'areale di distribuzione dei calcescisti e, occasionalmente, in corrispondenza degli affioramenti di gessi e anidriti. Le principali masse travertinose sono localizzate: 1 km circa SE del Col Chabaud; in Val Thuras a monte della frazione Champ Quartier, a circa 1850 m di quota, e 600 m a SE di Rhuilles; alla base del versante destro del T. Ripa, tra gli abitati di Rollieres e di Sauze di Cesana; sul versante sinistro della Valle Ripa nei pressi delle Grange Gutail; lungo il Rio Croux, alla base del versante orientale del Monte Fraiteve.

I travertini costituiscono masse e crostoni di modesto spessore (2-5 m) e con un'estensione compresa tra alcune decine di metri quadrati e i 5 ha (Grange Gutail). I corpi travertinosi risultano quasi sempre costituiti dall'associazione di diverse litofacies (FIORASO, 1999, 2007):

- brecce di versante con struttura *open-work* con clasti angolosi costituiti prevalentemente da calcescisti saldati da veli e ponti di cemento carbonatico;
- travertino fitoermale di aspetto spugnoso e vacuolare;
- travertino stromatolitico, costituito da un aggregato compatto di cristalli di calcite, organizzato in una successione più o meno regolare di lamine di colore beige-nocciola alternativamente più chiaro e più scuro.

Nell'insieme i corpi travertinosi mostrano una stratificazione grossolana (sottolineata dalla sovrapposizione dei livelli stromatolitici e dall'allineamento dei clasti) che ricalca l'andamento della superficie di appoggio basale, a sua volta corrispondente all'andamento locale del versante.

I travertini si sono sviluppati indistintamente sia sul substrato roccioso, sia sui diversi termini della successione quaternaria preesistente. La distribuzione dei travertini è strettamente connessa alla presenza di un substrato carbonatico (calcescisti) pervasivamente fratturato, allentato e disarticolato che ha favorito l'instaurarsi di intensi processi di dissoluzione della frazione carbonatica e la sua successiva precipitazione in corrispondenza dei punti di affioramento delle acque

di percolazione (FIORASO, 1999, 2007). In alcuni casi (es. nei pressi di Rhuilles, in Val Thuras) lo sviluppo dei travertini è da addebitarsi a fenomeni di concrezionamento sviluppati a partire da soluzioni sovrassature alimentate da circuiti carsici ospitati in ammassi evaporitici. Per tutte le masse di travertino raggruppate in questa unità, le originarie condizioni chimico-fisiche, morfologiche e idrologiche favorevoli al fenomeno di precipitazione sono cessate per lasciare il posto ai processi di rimodellamento che hanno disseccato le originarie masse travertinose.

Gli elementi fin qui descritti consentono di stabilire per queste rocce una generica età postglaciale. Sono state effettuate alcune datazioni U/Th su alcuni campioni di travertino prelevati in località Le Selle (nel Gran Bosco di Salbertrand, nel contiguo Foglio Bardonecchia) e su un campione prelevato nei pressi di S. Domenico (a monte dell'abitato di Oulx): nel primo caso l'età dei travertini è risultata pari a 10.145 ± 225 e 9.475 ± 670 anni B.P.; nel secondo caso la datazione ha fornito un'età di 11.506 ± 66 anni B.P. (ALI *et alii*, 2006). In base a queste indicazioni è possibile attribuire ai travertini individuati nel Foglio Cesana un'età compresa tra la parte alta del Pleistocene superiore e l'Olocene, e comunque successiva alle ultime fasi di ritiro delle lingue glaciali.

2.5. - UNITÀ UBIQUITARIE IN FORMAZIONE

Coltre colluviale e detritico-colluviale (UID_{b2})

Costituisce il prodotto della degradazione chimico-fisica del substrato roccioso e della rielaborazione delle unità quaternarie originariamente presenti lungo i versanti. La coltre detritico-colluviale ricopre in maniera pressoché ubiquitaria le aree di affioramento delle unità a calcescisti (es. la dorsale spartiacque Susa-Chisone e i versanti sud-occidentali della Val Troncea, della Valle Ripa e della Val Thuras). Il suo sviluppo è infatti riconducibile alla bassa resistenza all'alterazione offerta dai calcescisti (agevolata dall'elevata solubilità della frazione carbonatica in esse presente), nonché alla forte destrutturazione in cui versa l'ammasso roccioso, sia per effetto del fitto intreccio di faglie e fratture, sia per la presenza di numerosi e imponenti fenomeni di frana e di deformazione gravitativa profonda.

La granulometria, la tessitura e la potenza di questi depositi variano alquanto in funzione della natura e delle caratteristiche morfografiche del versante. Sedi-menti fini massivi a supporto di matrice, contenenti percentuali di clasti variabili e con spessori significativi (comunque non superiori a qualche metro) si osservano negli areali di affioramento delle unità a calcescisti, soprattutto nei settori più elevati dei versanti, interessati da diffusi e talvolta imponenti fenomeni di *creeping* superficiale connessi all'alternanza stagionale dei cicli gelo-disgelo (geliflusso-ione) (cfr. FIORASO, 2009). Percentuali significative di clasti si riscontrano nelle aree

contraddistinte da una maggiore produzione di detrito, coincidenti solitamente con la presenza di rocce più difficilmente degradabili (intercalazioni marmoree o silicee all'interno dei calcescisti oppure corpi ofiolitici e carbonatici).

Lo sviluppo della coltre colluviale è avvenuto successivamente alla definitiva scomparsa delle lingue glaciali e può quindi essere collocato in un intervallo compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

Accumuli di frana (UID_{a1})

Gli accumuli di frana sono distribuiti ubiquitariamente in tutta l'area del Foglio. I fenomeni raggiungono spesso dimensioni rilevanti, sia in termini di estensione areale (talvolta superiore a 1 km²) che di spessore di depositi o di roccia coinvolti. Fra gli accumuli di maggiori dimensioni si citano: quelli di C. Pre de la Grange e di Autagne sul versante destro della Dora Riparia; di Roche Rouge, di Champlas Seguin, di Champlas Janvier, di Grange Sises e di Cima del Bosco nel tratto Cesana - Sauze di Cesana; del Petit Cric e del Monte Begino nel Vallone Servierettes; della Punta Ciatagnera in Val Thuras; di Argentera e Pera Ruia in Valle Ripa. La potenza degli accumuli varia da pochi metri, nel caso dei fenomeni che hanno coinvolto unicamente i sedimenti superficiali, alle decine o al centinaio di metri nel caso dei fenomeni arealmente più estesi e profondamente radicati nel substrato. La distribuzione degli accumuli riflette le differenti caratteristiche litologiche, strutturali e giaciture del substrato roccioso e la diversa composizione e distribuzione delle coperture superficiali coinvolte. I settori che presentano una maggiore frequenza e dimensione dei fenomeni gravitativi corrispondono agli areali di affioramento delle successioni metasedimentarie a prevalenti calcescisti, mentre sui versanti modellati nelle successioni carbonatiche di margine continentale o nelle successioni ofiolitiche gli accumuli risultano assai meno estesi.

I caratteri sedimentologici degli accumuli sono determinati in parte dalla natura del substrato e delle formazioni superficiali coinvolte, in parte dal tipo di movimento gravitativo. *Diamicton* a supporto di matrice contraddistinguono gli accumuli legati a fenomeni di fluidificazione delle coltri detritico-colluviali e glaciali, oppure a fenomeni di tipo complesso (scivolamento e colata) che hanno coinvolto porzioni di substrato intensamente fratturate o zone di taglio di ampiezza rilevante (es. frane di Pra Claud e Grange Seletta nel bacino del Rio di Fenils; frana del Buon Soccorso a Ovest di Bousson; frana di Rocca Rugna Bianca in Val Thuras). Accumuli caotici di blocchi angolosi o sub-angolosi sono invece riconducibili a meccanismi di crollo (es. frana di Clot de la Sonaille) oppure a fenomeni roto-traslativi; i blocchi possono talvolta raggiungere dimensioni rilevanti, comprese tra le decine e le centinaia di metri cubi.

Gli accumuli maggiormente estesi, spesso non facilmente delimitabili, presentano litofacies assai differenziate da punto a punto e costituiscono il prodotto

di fenomeni ripetuti nel tempo. In alcuni accumuli è inoltre possibile riconoscere porzioni anche molto estese di substrato rilasciato e disarticolato a opera di meccanismi di tipo roto-traslativo o traslativo puro (es. frane di Roche Rouge e di Champlas Seguin). I depositi, alquanto eterogenei e costituiti da elementi eterometrici, hanno struttura generalmente caotica e un basso grado di addensamento; le litofacies più rappresentate variano da *diamicton* a matrice sabbioso-limosa ad ammassi caotici di blocchi rocciosi fratturati; anche in questi casi, parziali e progressive rimobilizzazioni hanno localmente modificato l'originaria configurazione della massa franosa.

L'espressione morfologica degli accumuli varia in relazione all'entità del rimodellamento intercorso dal momento della deposizione e quindi, in prima approssimazione, all'età dell'accumulo. Sulla superficie dei corpi di frana è presente una tipica morfologia a dossi e depressioni, in alcune delle quali sono talvolta ospitate piccole torbiere. In superficie il reticolato idrografico è quasi sempre assente o allo stato embrionale.

La morfologia piuttosto articolata suggerisce in questi casi la natura complessa del meccanismo di messa in posto, con evidenze di scivolamenti traslativi e/o rotazionali evolutisi in colata. Per alcuni accumuli è dimostrabile uno stretto legame genetico con le imponenti deformazioni gravitative profonde che coinvolgono ampi settori vallivi (FIORASO, 2017).

In base al grado di rimodellamento e ai rapporti con gli altri depositi, per gli accumuli di frana è possibile attribuire nel loro insieme un'età post-glaciale, compresa tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

Depositi detritici (UID_{a3})

Costituiscono imponenti falde e conoidi localizzati alla base delle pareti calcareo-dolomitiche della dorsale Monte Chaberton - Rocca del Lago e alla base della pareti della dorsale che unisce il Mont Gimont, a Sud, al Monte la Plane, a Nord. In corrispondenza del massiccio ofiolitico dello Chenaillet le coltri detritiche si concentrano essenzialmente lungo tutta la dorsale che separa la Val Gimont dal Rio Servierettes. Infine, nell'areale di affioramento delle unità a calcescisti le coltri detritiche si localizzano di preferenza sui versanti nord-orientali della Val Thuras, della Valle Ripa e della Val Troncea.

Il detrito calcareo-dolomitico si presenta con una struttura aperta o parzialmente aperta, con clasti e blocchi prismatici di forma angolosa e sub-angolosa frammisti a una scarsa matrice sabbioso-siltosa e siltoso-ghiaiosa; internamente si osserva talvolta un'evidente clinostratificazione del sedimento, con pezzatura e forma dei clasti variabili a seconda dello stato di fratturazione della roccia madre.

I depositi detritici presenti nell'area di affioramento delle unità a calcescisti hanno invece estensione e spessori modesti; si tratta in genere di detrito con

struttura parzialmente aperta con clasti angolosi di forma tabulare o prismatica; la matrice siltoso-sabbiosa appare in questo caso quantitativamente più significativa. Il detrito è distribuito in lembi più o meno estesi alla base delle pareti e solo dove i calcescisti sono più ricchi nella frazione carbonatica esso ammantava ampie porzioni di versante.

Le coltri detritiche si localizzano in settori a elevata acclività nei quali si sviluppano ripetuti e diffusi fenomeni di crollo a carattere puntuale, indotti dalla gelifrazione che opera sistematicamente sulle pareti rocciose pervase da sistemi di fratture e faglie. Le coltri detritiche che ammantano la dorsale che separa la Val Gimont dal Rio Servierettes derivano invece dall'elevato grado di allentamento e disarticolazione delle successioni ofiolitiche a opera di imponenti deformazioni gravitative profonde di versante.

In base ai rapporti con le altre unità, a questi depositi è possibile attribuire un'età compresa tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

Depositi glaciali della Piccola Età Glaciale (UIN_{c1})

Alla base della parete settentrionale del Roc del Boucher (3285 m) e sul versante orientale della Punta Ramiere (3304 m) sono conservati estesi accumuli caotici di blocchi (privi o quasi di copertura lichenica) con struttura parzialmente aperta passanti a *diamicton* a matrice siltoso-sabbiosa con clasti e blocchi eterometrici. Questi depositi sono connessi all'evoluzione di alcuni piccoli apparati glaciali sviluppatasi nel corso della Piccola Età Glaciale e culminata nel periodo 1800-1860. I due ghiacciai, sopravvissuti fino ai primi decenni del secolo scorso, risultano attualmente completamente estinti.

Depositi di *rock glacier* (UID_{c7})

Nel Foglio sono presenti 32 *rock glacier* attivi, distribuiti essenzialmente sui versanti esposti a NO, N e NE e localizzati alla testata dei valloni laterali della Val Thuras, della Valle Ripa e della Val Troncea (Fig. 25). La fronte dei *rock glacier* cartografati si posiziona a una quota compresa tra i 3030 e i 2540 m.

Costituiscono estesi campi di blocchi angolosi ed eterometrici, di taglia decimetrica-metrica, caratterizzati in superficie da una struttura aperta o parzialmente aperta. Nei settori frontali e più attivi dei *rock glacier* è possibile osservare la struttura interna dei depositi, caratterizzata da un'abbondante matrice a prevalente componente sabbioso-siltosa e sabbioso-ghiaiosa mista a ghiaccio che riempie quasi completamente gli spazi presenti tra i blocchi (Fig. 16).

In superficie i blocchi sono organizzati in una serie di rilievi allungati che configurano dei lobi subparalleli ai margini degli accumuli; nella parte centrale di quest'ultimi si osservano depressioni chiuse subcircolari o più frequentemente allungate parallelamente ai cordoni.

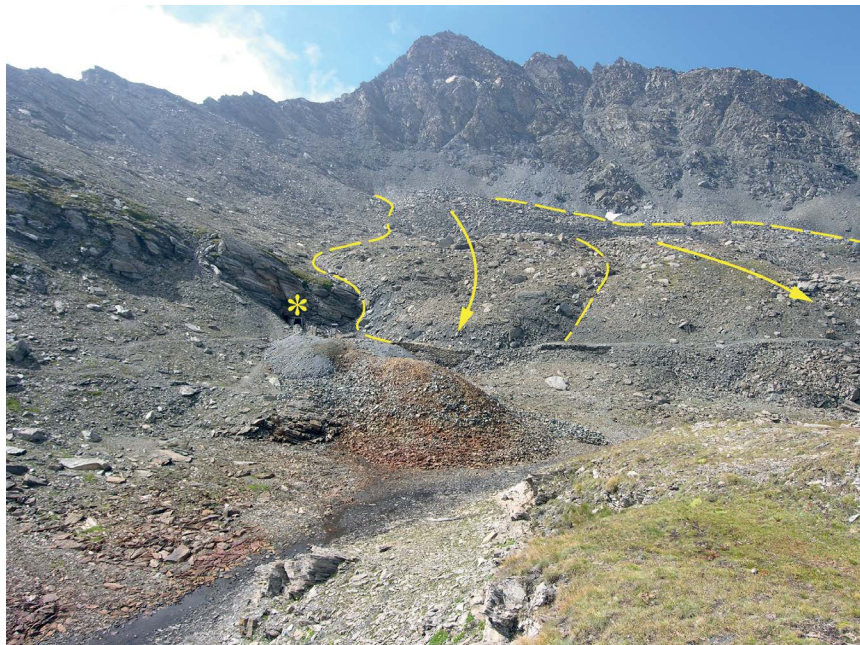


Fig. 16 - Il rock glacier ospitato alla base del versante settentrionale del Bric Ghinivert (3037 m). Al centro dell'immagine è visibile la porzione orientale del rock glacier, tuttora caratterizzata da un lento movimento, la cui fronte ha coinvolto la massicciata su cui era disposta la linea decauville della miniera del Beth. Sulla sinistra è visibile la bancata di metabasiti che ospita, alla base, la mineralizzazione a calcopirite oggetto di coltivazione. L'asterisco indica l'imbocco della galleria S. Barbara.

I caratteri sedimentologici e morfologici permettono di interpretare le coltri di blocchi come il prodotto della rielaborazione di originari detriti di falda e depositi glaciali a opera di fenomeni di *rock glacier* attualmente attivi, come attesta la morfologia delle fronti, il generale aspetto turgido dei corpi detritici e la scarsissima o del tutto assente copertura lichenica dei blocchi.

In base all'espressione morfologica e ai rapporti con gli altri depositi, a questi *rock glacier* può essere attribuita un'età compresa tra la parte bassa dell'Olocene e l'Attuale.

Depositi palustri e di torbiera (UID_e)

Le torbiere attualmente in formazione si distribuiscono in tre distinti contesti morfologici:

- all'interno di depressioni di modellamento glaciale (es. torbiere localizzate nei pressi del Col Bousson e alla testata della Val Gimont);

- in depressioni di origine gravitativa legate all'evoluzione di grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante (es.: torbiere nei pressi del Forte di Champlas Seguin, che occupano alcune depressioni connesse al movimento della deformazione gravitativa di S. Sicario; le torbiere che occupano, nell'area dei Laghi di Clot Foiron, parte di alcuni specchi d'acqua generatisi a seguito del movimento della deformazione gravitativa del Lago Nero; le torbiere visibili nei pressi del Lago Rascià, ospitate in depressioni legate all'evoluzione della deformazione gravitativa di Serra del Parco);
- in depressioni generatesi a seguito di fenomeni di sbarramento da frana (es.: torbiera di Grangia la Coche, a Sud della Rocca Clari; torbiera localizzata nei pressi del Lago Nero).

Le torbiere sono costituite da livelli di sostanza organica di spessore da decimetrico a metrico (1 m circa per la torbiera di Grangia la Coche), nerastri, piuttosto soffici e con una scarsa frazione minerale; a essi si alternano livelli di silt e argille grigio-azzurrognole di spessore variabile da centimetrico a decimetrico. Nelle torbiere lo spessore complessivo dei depositi non supera i 3-4 m e la loro estensione areale è sempre piuttosto limitata (alcune migliaia di metri quadrati), fatta eccezione per la più volte citata torbiera di Grangia la Coche, che copre una superficie di circa 3 ha.

Nell'ambito del bacino della Dora di Cesana negli anni '60 e '70 del secolo scorso sono state effettuate alcune datazioni ^{14}C , abbinate ad analisi palinologiche, di sedimenti organici provenienti da tre distinte località.

1) S. Sicario Alto. In regione Pra de la Chapelle, a 1700 m circa di quota, in occasione della realizzazione di un gruppo di edifici, vennero rinvenuti a non più di un metro di profondità due livelli di torba di spessore da decimetrico a pluridecimetrico alternati a livelli siltosi di colore grigio-azzurro. Il deposito era ospitato entro una blanda depressione modellata nei depositi glaciali di fondo che ricoprono in maniera pressoché uniforme il versante di S. Sicario. Nel livello siltoso grigio-azzurro, interposto tra la torba e il deposito glaciale di fondo, sono stati rinvenuti alcuni frammenti lignei attribuiti a *Piceoxylon* Gothan (*ex Larix decidua* Mill.) che hanno fornito un'età ^{14}C non calibrata di 3.890 ± 90 anni B.P. (CHARRIER & PERETTI, 1977).

2) Grangia la Coche. Nei pressi di questa località CHARRIER & PERETTI (1978-1979) effettuarono una serie di osservazioni all'interno di una trincea esplorativa scavata nella torbiera che si estende alla base della Rocca Clari. Le indagini misero in luce la presenza di un primo livello di torba di colore bruno chiaro di circa 40 cm di spessore (età ^{14}C non calibrata di 890 ± 60 anni B.P.), seguito verso il basso da un secondo livello organico di colore bruno scuro di circa 60 cm di spessore (età ^{14}C non calibrata di 4.870 ± 120 anni B.P.). Ai margini della torbiera vennero inoltre ritrovati resti della porzione basale del tronco di un larice le cui radici si

spingevano oltre la base del banco inferiore di torba. La datazione di questi resti lignei ha fornito un'età ^{14}C non calibrata di 3.380 ± 100 anni B.P.

3) Sestriere. Nei pressi della stazione di partenza della sciovvia Cit Roc, CHARRIER (1967) rinvenne, alla base di un livello torboso di 40 cm di spessore e alla profondità di 90-110 cm dal piano campagna, resti lignei riferiti a *Piceoxylon* Gothan (*ex Larix decidua* Mill.) che hanno fornito un'età ^{14}C non calibrata di 2.020 ± 100 anni B.P.

Più recentemente, BLARQUEZ *et alii* (2010), nell'ambito di uno studio paleo-ecologico nel settore delle Alpi Cozie, hanno effettuato un campionamento della successione lacustre-torbosa localizzata sul fondale del Lago Perso. Il piccolo lago, localizzato 500 m a NNE del ben più ampio Lago Nero, è ospitato al piede dell'imponente deformazione gravitativa profonda che coinvolge ampia parte del versante sinistro del vallone del Rio Servierettes, e più precisamente nel punto di contatto della deformazione gravitativa con il contrapposto accumulo di frana originatosi sul versante occidentale del Monte Corbioun, determinando uno sbarramento vallivo locale. La successione è stata campionata fino alla profondità di 7 m dal fondo del lago. Le datazioni ^{14}C effettuate hanno fornito età calibrate comprese tra i 7.900 anni B.P. (base dell'intervallo stratigrafico campionato) e i 300 anni B.P. (intervallo stratigrafico corrispondente al fondale lacustre).

Travertini (UID_{ff})

Depositi travertinosi attualmente in formazione sono stati individuati in innumerevoli località del Foglio (Fig. 32): lungo il Rio de la Grande Cote, nei pressi di Solomiac; nei pressi del Rio di Fenils sul versante meridionale della Punta Gardiol; 600 m a Est del Col Chabaud; sul versante sinistro del T. Ripa tra gli abitati di Sauze di Cesana e Rollieres; nei pressi della località Planes, nel punto di confluenza della Valle Lunga e del Rio del Gran Mioul; infine in Val Troncea nei pressi della Bergeria Lendeniera (Fig. 17).

Si tratta generalmente di concrezioni carbonatiche di modesta estensione (da poche decine ad alcune centinaia di metri quadrati) ma talvolta estese per alcune decine di metri in senso altimetrico. La facies prevalente è rappresentata da travertino fitoermale, costituito da concrezioni carbonatiche porose e vacuolari incrostanti vegetazione muscinale e igrofila in posizione di crescita. Talvolta la facies fitoermale è coperta da crostoni di spessore pluridecimetrico di travertino stromatolitico che conferisce il classico aspetto di colata agli affioramenti. La rapida precipitazione del travertino localmente ha dato origine a piccoli bacini lacustri disposti a gradinata (FIORASO, 1999).

La natura della superficie di appoggio basale è assai varia, comprendendo sia il substrato roccioso sia le altre formazioni superficiali.

Tutte le masse travertinose comprese in questa unità sono attivamente ali-



Fig. 17 - Estesa placca di travertino stromatolitico in formazione localizzata sulla sponda destra del T. Chisone nel pressi della località Lendeniere, in Val Troncea. Il travertino riveste per una ventina di metri di dislivello la base del versante che ospita l'imponente deformazione gravitativa del Monte Pelato.

mentate da sorgenti perenni. In base ai rapporti con le altre unità quaternarie, per questi depositi è possibile attribuire un'età post-glaciale compresa tra l'Olocene e l'Attuale.

PROGETTO

CARG

IV - EVOLUZIONE METAMORFICA

L'evoluzione metamorfica delle unità affioranti nel Foglio Cesana è stata ricostruita sulla base di analisi minero-petrografiche e microstrutturali (Figg. 18 e 19) e mediante l'applicazione di geotermobarometria convenzionale, variamente integrate con analoghi studi sulla loro eventuale prosecuzione a Nord nel Foglio Bardonecchia e con i dati di letteratura.

Le unità tettonostratigrafiche cartografate nel Foglio Cesana presentano evoluzioni metamorfiche tra loro significativamente diverse. L'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet notoriamente si caratterizza per la mancanza di evidenze di deformazioni e di metamorfismo avvenuti in ambiente oceanico ed è stata solo debolmente interessata da una evoluzione tettono-metamorfica relativa all'orogenesi alpina.

Le altre unità affioranti nel Foglio presentano invece un ciclo metamorfico alpino caratterizzato da un primo evento di alta pressione e bassa temperatura, con picco all'interno della facies scisti blu, e da un secondo evento finale di bassa pressione tipico della facies scisti verdi. Sulla base dei dati a disposizione, risulta invece problematica una precisa ricostruzione della storia metamorfica dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier, priva di paragenesi di alta pressione ma la cui evoluzione in condizioni scisti blu/scisti verdi è stata proposta in letteratura da studi effettuati nel suo areale di affioramento a Ovest del Foglio (BARFETY *et alii*, 1996; VALETTI, 2011).

EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA						
	sistema basico			sistema pelitico		
	SBL	SBE	SV	SBL	SBE	SV
QUARZO	————	————	————	————	————	————
ALBITE	————		————	— ? —	— ? —	————
NA-PIROSSENO		—EG—				
MICA CHIARA	————	————		————	————	—MS—
PARAGONITE				————	————	
CLORITE	————	————	—	————	————	—
BIOTITE			————			—
LAWSONITE	————			————		
EPIDOTO		————	————		————	————
GRANATO		————				————
CLORITOIDE				————	————	
ANFIBOLO	—GLN—	—GLN—	—ATT—	—GLN—	—GLN—	
RUTILO	————	————		————	————	
OPACHI	————	————	————	————	————	————
TITANITE			————			————

Fig. 18 - Schema delle paragenesi sviluppate durante l'evoluzione metamorfica alpina delle unità tettonostratigrafiche del Lago Nero, Puys-Venaus, Albergian e Cerogne-Ciantiplagna (modificato da POLINO *et alii*, 2002b). Sigle minerali: ATT, attinoto; EG, egerina-augite; GLN, glaucofane; MS, muscovite.

1. - METAMORFISMO DI AMBIENTE OCEANICO

La sequenza ofiolitica dell'Unità dello Chenaillet, in ragione di una debole sovraintrusione metamorfica alpina, ha evidenze di metamorfismo e deformazioni precoci avvenute in ambiente oceanico. I gabbri presentano zone di taglio con una foliazione tettonica sviluppata in condizioni di alta temperatura e bassa pressione (MEVEL *et alii*, 1978). Tale foliazione risulta tagliata da filoni doleritici non metamorfici, condizione che pertanto indica come tale metamorfismo sia avvenuto in ambiente oceanico prima della stessa intrusione dei dicchi.

I basalti di questa unità hanno originarie strutture magmatiche ben preservate. Essi hanno subito una intensa circolazione idrotermale in ambiente oceanico, con trasformazioni mineralogiche in condizioni di facies scisti verdi (BARFÉTY *et alii*, 1996; CHALOT-PRAT *et alii*, 2003). L'originario clinopirosseno si presenta stabile, ma il plagioclasio magmatico è sostituito da albite e l'olivina da clorite.

EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA DELL'UNITÀ BANCHETTA-ROGNOSA

UTS ROGNOSA				UTS BANCHETTA			
	SBL	SBE	SV		SBL	SBE	SV
METABASITE	QUARZO	—GL—	—TR—	GNEISS A GIADITE	QUARZO	—	—
	ANFIBOLO	—GL—	—TR—		CLORITE	—	—
	PIROSSENO	—EG—	—MS—		MICA CHIARA	—	—MS—
	MICA CHIARA	—	—MS—		PARAGONITE	—	—
	CLORITE	—	—		ALBITE	—	—
	EPIDOTO	—	—		CLORITOIDE	—	—
	ALBITE	—	—		GIADITE	—	—
	CARBONATO	—	—		RUTILIO	—	—
	PUMPELLYTE	—	—	MICASISTI E SCISTI AD ANFIBOLO E CLORITOIDE	ANFIBOLO	—GL—	—
	RUTILIO	—	—		CLORITOIDE	—	—
METAGABBRO	PIROSSENO	—OM—	—		CLORITE	—	—
	CLORITE	—	—		MICA CHIARA	—	—MS—
	ALBITE	—	—		EPIDOTO	—	—
	EPIDOTO	—	—		ALBITE	—	—
	MICA CHIARA	—	—MS—		RUTILIO	—	—
	PUMPELLITE	—	—		TITANITE	—	—
	TITANITE	—	—	SCISTI CARBONATICI	CARBONATO	—	—
SCISTI CARBONATICI	QUARZO	—	—		QUARZO	—	—
	CLORITE	—	—		CLORITE	—	—
	MICA CHIARA	—	—MS—		MICA CHIARA	—	—
	GRAFITE	—	—		EPIDOTO	—	—
	LAWSONITE	—	—	SCISTI SCURI	QUARZO	—	—
SCISTI SCURI	EPIDOTO	—	—		MICA CHIARA	—	—
	QUARZO	—	—		CLORITE	—	—
	MICA CHIARA	—	—		STLPNOMELANO	—	—
	CLORITE	—	—		GRANATO	—	—
	STLPNOMELANO	—GL—	—		ANFIBOLO	—	—
	GRANATO	—	—		CARBONATO	—	—
	ANFIBOLO	—	—		ANKERITE	—	—
	CARBONATO	—	—				
	ANKERITE	—	—				

Fig. 19 - Schema delle paragenesi sviluppate durante l'evoluzione metamorfica alpina dell'Unità tettonica Banchetta-Rognosa in alcune rocce rappresentative (integrato e modificato da CORNO, 2018, e CORNO et alii, 2019). Sigle minerali: EG, egerina-augite; GL, glaucofane; MS, muscovite; OM, omfacite; TR, tremolite.

Per le altre unità ofiolitiche, le trasformazioni avvenute in ambiente oceanico sono state invece variamente obliterate dalla successiva evoluzione metamorfica alpina di alta pressione; esse sono principalmente documentate dalla serpentinizzazione delle peridotiti e dalla precipitazione di ossidi di Fe e Mn a opera di processi idrotermali (quali ad esempio le mineralizzazioni di Rocca Rossa e del Monte Crouzore nell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero).

2. - METAMORFISMO POLIFASICO ALPINO

La sequenza ofiolitica dell'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet è stata interessata da un metamorfismo alpino di grado molto basso, con paragenesi ad albite, prehnite, pumpellyite, attinoto ed epidoto (MEVEL et alii, 1978; LEWIS &

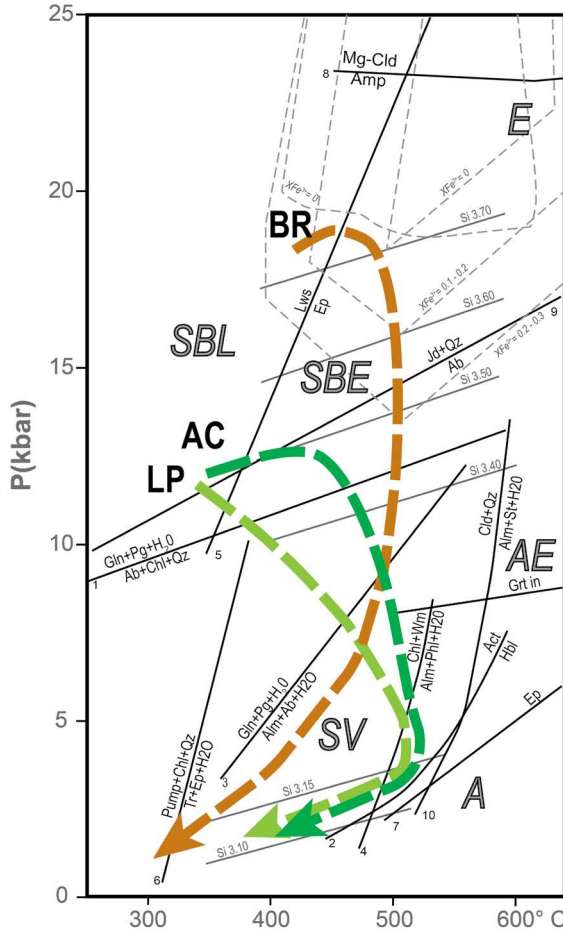


Fig. 20 - Traiettorie P-T delle unità tettonostratigrafiche del Lago Nero e di Puys-Venaus (LP), Albergian e Cerogne-Ciantiplagna (AC) e dell'Unità tettonica Banchetta-Rognosa (BR). I campi di stabilità delle facies scisti blu a lawsonite (SBL), scisti a epidoto (SBE), eclogitica (E), scisti verdi (SV), anfibolitica (A) e anfibolitica a epidoto (AE) sono riportati da EVANS (1990). Curve riportate: 1 da GUIRAUD et alii (1990), 2-3-4 da POWELL & HOLLAND (1990), 5-6-7-8 da POLI & SCHMIDT (1995), 9 da Holland (1980) e 10 da RAO & JOHANNES (1979). Le linee grigie continue identificano isoplete del tenore in Si^{4+} nella mica chiara tratte da MASSONE & SCHREYER (1987). Le linee grigie tratteggiate marciano il campo di stabilità dell'associazione cloritoide-glaucofane come definito da GUIRAUD et alii (1990) e PROYER (2003). Sigle minerali: Ab, albite; Act, attinoto; Alm, almandino; Amp, anfibolite; Cld, cloritoide; Chl, clorite; Ep, epidoto; Gln, glaucofane; Grt, granato; Hbl, orneblenda; Jd, giadeite; Lws, lawsonite; Pg, paragonite; Pump, pumpellite; Qz, quarzo; St, staurolite; Tr, tremolite; Wm, mica chiara.

SNEWING, 1980). Per l'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier è stata descritta un'evoluzione alpina di grado molto basso con temperatura massima di 120°C (MARINI *et alii*, 1983; POLINO *et alii*, 2002); tuttavia, come detto precedentemente, per tale unità è stata proposta un'evoluzione all'interno della facies scisti blu/scisti verdi.

Le altre unità affioranti nel Foglio hanno invece ben registrato un'evoluzione polifasica con un metamorfismo di subduzione con picco in facies scisti blu a lawsonite ed epidoto (condizioni di alta pressione e bassa temperatura) e una successiva generale riequilibrio in facies scisti verdi/facies anfibolitica (Fig. 20).

2.1. - UNITÀ OFIOLITICHE E UNITÀ *INCERTAE SEDIS*

Un evento di alta pressione ascrivibile alla facies scisti blu a lawsonite è documentato da paragenesi a lawsonite, glaucofane, fengite, paragonite, cloritoide, quarzo, clorite e rutilo nelle metapeliti e da paragenesi a lawsonite, glaucofane, albite e titanite nelle metabasiti (Fig. 18). La coesistenza di glaucofane e paragonite e il contenuto in Si (valori intorno a 3,5 a.p.u.f.) nella mica chiara delle metapeliti consentono di stimare pressioni comprese tra 11 e 13 kbar, mentre la stabilità della lawsonite in assenza di epidoto implica che il picco termico per questo evento non abbia superato temperature di 400°C. Nelle unità tettonostratigrafiche di Cerogne-Ciantiplagna e dell'Albergian le paragenesi in facies scisti blu a lawsonite sono preservate in relitti microstrutturali tra i piani della foliazione principale, definita da paragenesi tipiche della facies scisti blu a epidoto (vedi sotto). Nelle unità tettonostratigrafiche del Lago Nero e di Puys-Venaus, invece, queste paragenesi definiscono la foliazione di picco metamorfico.

Nelle unità tettonostratigrafiche di Cerogne-Ciantiplagna e dell'Albergian, il picco metamorfico è definito dalla associazione quarzo, fengite, paragonite, clorite, glaucofane, cloritoide, rutilo e zoisite nelle metapeliti e da quella a glaucofane, fengite, granato, quarzo, rutilo e zoisite nelle metabasiti. La presenza di epidoto in assenza di lawsonite nelle metapeliti indica temperature superiori ai 400°C.

L'evento di alta pressione è stato seguito da un'evoluzione decompressionale comune a tutte le unità metamorfiche, testimoniata nelle metapeliti dalla destabilizzazione del glaucofane con sviluppo di paragenesi ad albite e clorite e ad albite e granato almandino.

Una generale riequilibrio di medio-basso grado metamorfico al passaggio tra la facies scisti verdi e quella anfibolitica è registrata da paragenesi ad albite, anfibolo calcico, clorite, clinozoisite nelle metabasiti e da paragenesi ad albite, granato, biotite, clorite e mica chiara nelle metapeliti (Fig. 18). La mica chiara delle metapeliti, sincinemica a questo evento, è caratterizzata da un basso con-

tenuto di Si (3,10-3,15 a.p.u.f.), risultando pertanto progressivamente più muscovitica e suggerendo pressioni non superiori ai 3-4 kbar. Per questo evento sono state stimate temperature comprese tra i 500° e i 540°C mediante geotermometro Grt-Bt (POLINO *et alii*, 2002b).

2.2. - UNITÀ TETTONICA BANCHETTA-ROGNOSA

Tale unità è costituita dalla giustapposizione di due unità tettonostratigrafiche di differente pertinenza paleogeografica, ossia l'Unità tettonostratigrafica della Rognosa e l'Unità tettonostratigrafica della Banchetta, le quali mostrano un'evoluzione metamorfica alpina simile (CORNO, 2018; CORNO *et alii*, 2019). Relitti microstrutturali a lawsonite (sostituita da epidoto, mica bianca, grafite e quarzo) all'interno delle metapeliti (Fig. 19) testimoniano il passaggio di queste unità nel campo della facies scisti blu a lawsonite durante la storia di seppellimento.

Il picco metamorfico di questa unità è marcato da paragenesi a omfacite, mica bianca, zoisite e glaucofane per il sistema basico e da paragenesi a giadeite, quarzo, mica bianca, paragonite e rutilo per le rocce del sistema pelitico-granitico (Fig. 19). La mica bianca risulta essere caratterizzata da alti contenuti in fengite (Si >3,70 a.p.u.f.). La presenza di glaucofane nelle metabasiti indica invece che non sono state raggiunte pressioni superiori a quelle relative alla transizione anfibolo-cloritoide. Nelle metapeliti l'associazione cloritoide-glaucofane e il loro contenuto in Fe³⁺ (compreso tra 0,1 e 0,2 a.p.u.f. nel cloritoide e tra 0,4 e 0,5 a.p.u.f. nell'anfibolo) consentono di stimare condizioni con temperature comprese tra 470° e 520°C e pressioni di 17-19 kbar. Per questo evento possono quindi essere individuate condizioni di picco metamorfico alpino alla transizione tra la facies degli scisti blu a lawsonite e quella degli scisti blu a epidoto.

La traiettoria decompressionale per questa unità è vincolata da paragenesi a epidoto, egrina-augite, anfibolo sodico-calcico, mica chiara e clorite nelle metabasiti. La presenza di clorite nelle metabasiti implica che la curva di stabilità dell'associazione quarzo e clorite non è stata superata. Queste condizioni, unitamente al contenuto in Si nella mica chiara (≤3,40 a.p.u.f.), implicano valori minimi di pressione intorno a valori di 9-11 kbar per temperature di circa 500°C. L'alto contenuto di Mn nel granato sincinemato rispetto a questo evento decompressionale indica che non sono state superate temperature di 500°C.

L'evento finale di riequilibrio in facies scisti verdi è documentato nelle metabasiti dalla sostituzione del glaucofane con anfibolo calcico (tremolite) e del granato con clorite (Fig. 19). La mica bianca sincinemica a questo evento è caratterizzata da un basso contenuto in Si (<3,30 a.p.u.f.). Infine, l'associazione stilpnomelano e clorite nelle metapeliti implica temperature inferiori ai 400°C.

V - ASSETTO STRUTTURALE

Il settore di catena alpina affiorante nel Foglio Cesana, analogamente ai settori adiacenti (POLINO *et alii*, 2002; PIANA *et alii*, 2017), è formato dalla giustapposizione di unità tettonostratigrafiche di differente pertinenza paleogeografica pre-collisionale (oceanica e continentale). Queste unità, indipendentemente dalla loro originaria collocazione paleogeografica, possono avere avuto evoluzioni tettonometamorfiche parzialmente differenti durante l'orogenesi alpina. Questo ha determinato pertanto lo sviluppo di contatti tettonici tra le varie unità in diversi momenti della storia orogenetica e a diversi livelli crostali.

Da un punto di vista generale, a scala regionale le varie unità presentano contatti e foliazioni composite immergenti a medio-basso angolo verso i quadranti occidentali, dislocati da faglie ad alto angolo a prevalente direzione NE-SO che delimitano spesso le stesse unità.

L'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet e l'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier rappresentano le unità geometricamente superiori.

L'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet durante l'orogenesi alpina non ha registrato metamorfismo di alta pressione, non risultando pertanto coinvolta nei processi di subduzione e successiva esumazione. La deformazione alpina in questa unità è testimoniata da pieghe a scala ettometrica e probabile vergenza occidentale e dalla riattivazione di zone di taglio sviluppatesi precedentemente in ambiente oceanico (MANATSCHAL *et alii*, 2011). Tale unità poggia al di sopra dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero (caratterizzata da un picco meta-

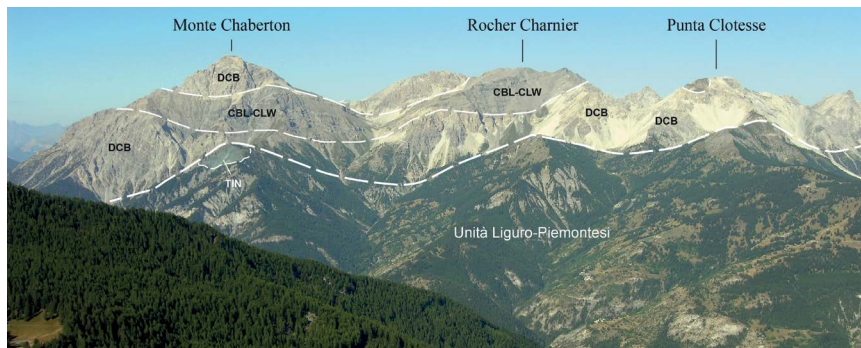


Fig. 21 - Vista d'insieme dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier vista dal Monte Genevris. A scala regionale, le dolomie noriche dello Chaberton (**DCB**), che costituiscono il litotipo prevalente in tale unità, definiscono una grande sinclinale al cui nucleo sono presenti le successioni dei Calcari di Côte Belle (**CBL**) del Retico-Hettangiano e del Complesso di Les Arbours (**CLW**) di presunta età sinemuriana-kimmeridgiana. Sono inoltre indicate le serpentiniti di Rocca d'Aiglier (**TIN**).

morfico alpino in facies scisti blu) con un contatto tettonico sub-orizzontale o immergente ad angolo molto basso verso Ovest; questa configurazione ha favorito l'affiorare dell'unità inferiore in finestra tettonica nella Val Gimont.

L'unità tettonostratigrafica del Lago Nero è la più esterna, e quindi la strutturalmente più elevata, delle unità oceaniche con metamorfismo alpino di alta pressione, sulle quali risulta posta in chiara discordanza geometrica. Nel settore settentrionale del Foglio e nella sua prosecuzione a Nord, nel Foglio Bardonecchia, l'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero forma un vasto *klippen* posto al di sopra dell'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna tramite un *thrust* rilevabile al di sotto dorsale spartiacque Susa-Chisone, e affiora al di sopra dell'Unità tettonostratigrafica Puys-Venaus. Verso Sud, invece, l'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero risulta sovrascorsa sull'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian.

Considerando le informazioni relative all'evoluzione metamorfica, il sovrascorrimento dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero (picco in facies scisti blu a lawsonite) sulle unità tettonostratigrafiche dell'Albergian e di Cerogne-Ciantiplagna (picco in facies scisti blu a epidoto) può essere il risultato della strutturazione di questo settore della catena a livelli alto-crostali (condizioni di facies scisti verdi).

Nel settore nord-occidentale del Foglio Cesana affiora la terminazione orientale dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier, giustapposta all'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero tramite un contatto subverticale con andamento medio N-S (Fig. 21), marcato da gessi e carnirole

(brecce tettoniche) con imballate scaglie tettoniche riferibili alle due unità.

Il carattere strutturale peculiare dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier è data dalla presenza di pieghe pluri-tettoniche che deformano la sua successione triassico-giurassica. Queste pieghe deformano anche il contatto di tale unità con la sottostante Unità di Rio Secco - Vallon de la Baisses (Scaglie intermedie con basamento polimetamorfico e copertura sedimentaria triassico-giurassica con metamorfismo alpino in facies scisti blu), affiorante immediatamente a Ovest del Foglio Cesana nella regione del Monginevro (Francia). A una prima fase deformativa sono associate pieghe con assi immergenti a medio-basso angolo a Nord e piani assiali immergenti a Ovest generalmente a medio-alto angolo. Questa fase ha determinato la formazione di ampie anticlinali e sinclinali a vergenza orientale, tra le quali la nota "sinclinale dello Chaberton" (FRANCHI, 1910, 1911, 1929) definita dalle dolomie del Norico con al nucleo termini giurassici. Una successiva fase deformativa contraddistinta da assi con andamento medio N-S è documentata da una crenulazione a piani assiali subverticali e dall'attuale chiusura verso il basso della anticlinale di fase 1 con al nucleo il basamento pre-triassico dell'Unità Rio Secco - Vallon de la Baisses a Ovest del Monte Chaberton.

L'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier affiorante nel settore Gran Roc - Monte Furgon risulta sovrascorsa tramite un *thrust* Est-vergente sull'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian ed è lateralmente delimitata da strutture ad alto angolo a direzione NE-SO. In questo settore la successione triassico-giurassica definisce una piega coricata con piano assiale immergente verso Ovest e asse immergente a medio angolo verso N-NE.

I rilevamenti eseguiti per la realizzazione del Foglio Cesana, supportati da successivi studi di dettaglio (CORNO 2018, CORNO *et alii* 2019), hanno messo in evidenza per l'Unità tettonica Banchetta-Rognosa un assetto strutturale interno assai complesso e parzialmente differente dalle unità a essa adiacenti. Le due unità tettonostratigrafiche della Rognosa e della Banchetta sono caratterizzate da un'evoluzione metamorfica alpina simile fin dalle fasi orogeniche precoci, risultando già accoppiate durante la fase di picco metamorfico avvenuta al limite tra la facies degli scisti blu a lawsonite e quella a epidoto (Fase 1). Il contatto tra le due unità tettonostratigrafiche è deformato da una successiva fase (Fase 2) fortemente traspositiva, associata a pieghe non cilindriche (Fig. 22) e a *thrust* a vergenza E-SE. La scistosità di Fase 2, tra i cui piani è preservata come relitto strutturale la precedente scistosità di picco, identifica in genere la scistosità principale alla scala dell'affioramento ed è definita da paragenesi a glaucofane, cloritoide a fengite (Si <3,50 a.p.u.f.); contiene inoltre una marcata lineazione mineralogica definita da anfiboli e miche chiare. Il carattere fortemente traspositivo di questa fase ha causato la locale riattivazione del contatto tra le due unità tettonostratigrafiche e

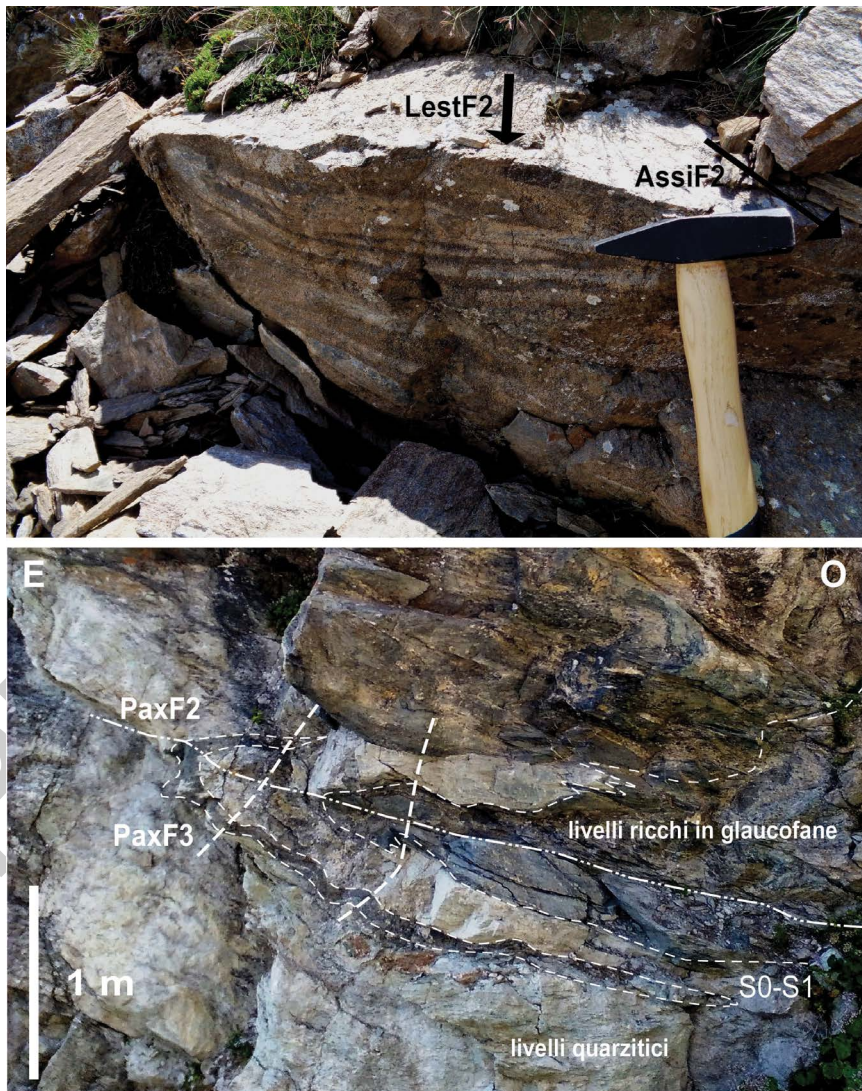


Fig. 22 - In alto: piega non-cilindrica di Fase 2 nei calcescisti (**RGD**) dell'Unità tettonostratigrafica della Rognosa. In basso: esempio di relazioni alla scala dell'affioramento tra strutture di Fase 2 e di Fase 3 nell'Unità tettonostratigrafica della Rognosa, messe in evidenza dalle alternanze composizionali tra livelli ricchi in quarzo e livelli ricchi in glaucofane (**RGD**). Lest: lineazione di estensione; Pax: piano assiale. Modificato da CORNO et alii, 2019.

lo sviluppo di scollamenti interni alle due unità, in particolare tra la successione carbonatica triassica della Banchetta e il suo basamento costituito da micascisti e gneiss. Una successiva fase (Fase 3), sviluppata in condizioni tipiche della facies scisti verdi, è testimoniata da pieghe con senso di asimmetria verso N e NO, e da un *crenulation cleavage* localmente pervasivo. Nell'Unità tettonica Banchetta-Rognosa, un'ultima fase è identificabile a scala cartografica da pieghe blande e aperte con assi orientati mediamente in direzione N-S e piani assiali subverticali (Fig. 22). A quest'ultima fase è anche ascrivibile la locale riattivazione estensionale verso O e NO dei precedenti contatti.

Sulla base della traiettoria P-T ricostruita per la questa unità tettonica, è plausibile ipotizzare la sua giustapposizione alle adiacenti unità oceaniche durante le fasi tardive della storia esumativa di questo tratto di catena.

L'assetto strutturale del Foglio è ulteriormente complicato dalla presenza di importanti faglie che dislocano i precedenti contatti sin-metamorfici e che mettono a contatto unità caratterizzate da una diversa evoluzione tettonometamorfica. Le principali faglie di valenza regionale sono ad alto angolo con una direzione media NE-SO.

PROGETTO

CARG

VI - GEOMORFOLOGIA ED EVOLUZIONE QUATERNARIA

1. - ASSETTO GEOMORFOLOGICO

Il settore delle Alpi Cozie compreso nell'area del Foglio Cesana è contraddistinto, rispetto ai settori circconvicini, dal forte condizionamento che l'assetto lito-strutturale del substrato roccioso ha imposto all'evoluzione quaternaria dei rilievi, dando quindi luogo a un paesaggio dominato da forti contrasti morfologici. L'intreccio tra le caratteristiche litologiche delle diverse unità del substrato e l'assetto strutturale consente infatti di delineare una serie di domini tra loro nettamente distinti. In tal senso le spettacolari zone di faglia del Monte Furgon (Fig. 23) e del Colle Albergian, che con andamento medio NE-SO attraversano diagonalmente l'intero Foglio, costituiscono un preciso limite morfologico (in termini di altimetria e acclività dei versanti) tra due distinti settori: quello nord-occidentale, rappresentato dalla dorsale Monte Crouzore - Monte Fraiteve - Pitre de l'Aigle e dai rilievi della Cima del Bosco, del Monte Alpette e del Clot della Soma; quello sud-orientale costituito dalle dorsali spartiacque comprese tra le testate dei valloni di Salza, Massello e Rodoretto in Val Germanasca e la cresta di confine italo-francese.

Il settore nord-occidentale è caratterizzato da rilievi sensibilmente meno elevati rispetto alle aree limitrofe dell'alta Valle di Susa e dell'alta Val Chisone: le creste spartiacque, pur raggiungendo una discreta elevazione con i 2702 m del Monte Fraiteve, si attestano mediamente tra i 2400 e i 2500 m di quota, con valori

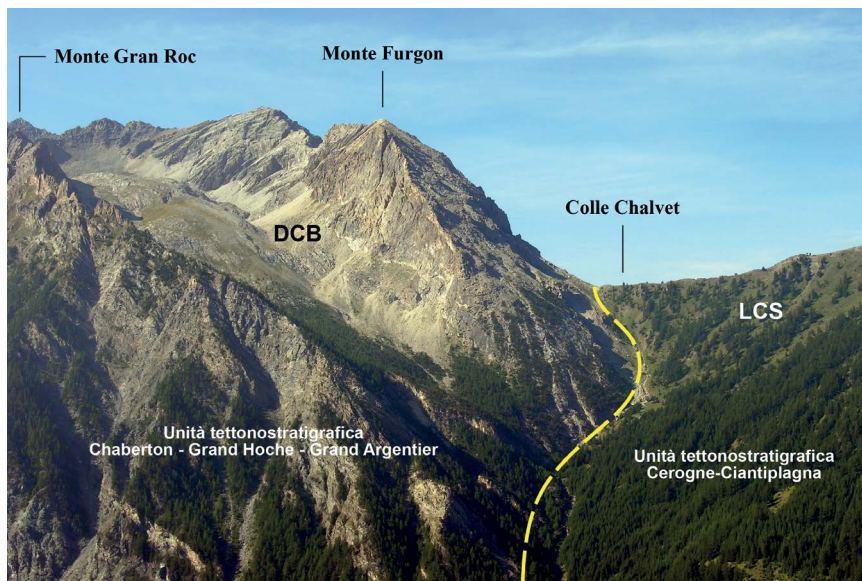


Fig. 23 - Panoramica del versante settentrionale del massiccio del Monte Gran Roc in cui si osserva un tratto della zona di faglia del Furgon (evidenziata dalla linea tratteggiata) che separa i calcari dolomitici dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier (**DCB**) dai calcescisti dell'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna (**LCS**). Appare evidente l'imponente scarpata di faglia che si sviluppa per un dislivello di circa 500 m tra il Monte Furgon e il Colle Chalvet.

di energia del rilievo non particolarmente elevati per un settore così interno della catena alpina. I versanti sono quasi sempre privi di significativi irregolarità plano-altimetriche, mentre il substrato affiora con continuità esclusivamente lungo le emergenze dei piani di distacco gravitativo che dislocano per lunghi tratti le dorsali spartiacque. Queste caratteristiche trovano riscontro nella presenza di rocce facilmente degradabili quali i calcescisti (spesso in facies filladica) dell'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero e della sottostante Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna, all'origine delle vaste e monotone coltri detritico-colluviali.

Il settore sud-orientale, invece, è costituito da rilievi e creste spartiacque che si attestano mediamente a quote comprese tra i 3000 e i 3300 m, con un significativo rialzo altimetrico di 500-700 m rispetto al settore nord-occidentale. L'area è articolata in quattro dorsali spartiacque: la dorsale Punta Merciantaira - Cima Dorlier a direzione media ESE-ONO; la dorsale Punta Ramiere - Roc del Boucher, a direzione media SE-NO; la dorsale Monte Platasse - Monte Rognosa - Monte

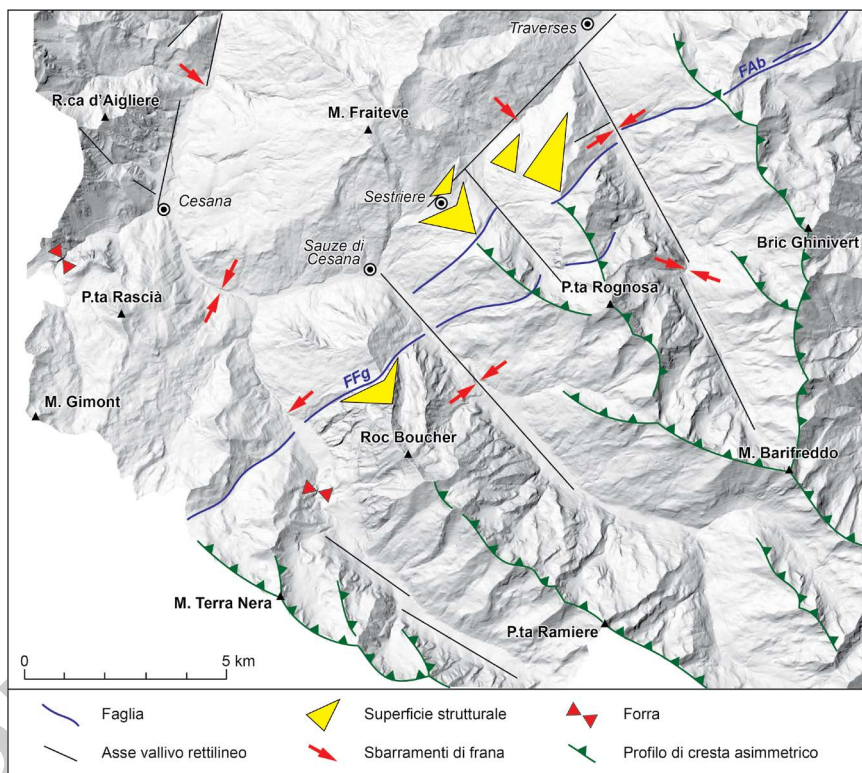


Fig. 24 - Schema geomorfologico del Foglio Cesana. FFG: zona di faglia del Furgon. FAB: zona di faglia del Colle dell'Albergian.

Banchetta, a direzione media SE-NO; infine la dorsale Monte Barifreddo - Monte Gran Miuls, a direzione media N-S. L'elemento di maggiore spicco che contraddistingue tali dorsali è senza dubbio la diversa acclività degli opposti versanti, che delineano profili trasversali nettamente asimmetrici ("cuesta") (Fig. 24): i versanti esposti a E e NE mostrano una sensibile acclività (in media 30-50°), con estese pareti rocciose che alimentano fenomeni di crollo e imponenti conoidi detritici, e risultano solcati da un fitto mosaico di bacini idrografici di modesta estensione (<3 km²), spesso delimitati alla testata da circhi glaciali; i versanti esposti a O e SO appaiono invece sensibilmente meno acclivi (in media 20-25°), più regolari e generalmente privi di pareti rocciose, risultando inoltre estesamente coinvolti da imponenti fenomeni di collasso gravitativo (*rock slide* e deformazioni gravitative profonde). Con la sola esclusione del rilievo calcareo-dolomitico del Roc del

Boucher, questo particolare assetto morfologico è dettato essenzialmente dalla giacitura dei calcescisti dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian (nettamente più carbonatici rispetto alle adiacenti unità tettonostratigrafiche del Lago Nero e di Cerogne-Ciantiplagna), regolarmente immergenti verso il quadrante sud-occidentale e con inclinazioni comprese tra 15° e 40° . La regolarità dei versanti sud-occidentali è inoltre rafforzata dalla presenza, all'interno della successione, di zone di taglio a spaziatura pluridecametrica orientate parallelamente alla scistosità lungo le quali si sono impostate le superfici di scivolamento gravitativo.

Nel settore più occidentale del Foglio, l'incisione della Piccola Dora, che si origina in territorio francese in corrispondenza del Colle del Monginevro (1854 m, punto più basso raggiunto dall'intero spartiacque alpino italo-francese, separa altri due massicci orograficamente ben distinti.

A Sud del Colle del Monginevro si estende il Massiccio dello Chenaillet, costituito dall'omonima unità ofiolitica e la cui massima elevazione in territorio italiano coincide con la vetta del Mont Gimont. In quest'area, per quanto il substrato sia costituito da litotipi piuttosto compatti (basalti e matabasalti, gabbri e peridotiti con diverso grado di serpentizzazione), il grado di fratturazione è tale da rendere i rilievi altimetricamente poco accentuati, ammantati da estese coltri detritiche e sistematicamente coinvolti da grandi collassi gravitativi.

A Nord della Piccola Dora si estende la dorsale Monte Chaberton - Punta Chalanche Ronde, in buona parte ricadente in territorio francese, dalla quale si estendono verso Est i bacini idrografici del Rio di Desertes, del Rio di Fenils e del Gran Vallon, tributari di sinistra della Dora di Cesana. Il paesaggio è piuttosto aspro e articolato, sia nell'areale di distribuzione dei calcescisti del Complesso del Puys, sia in quello delle dolomie e dei calcari dell'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier.

Osservando nell'insieme l'area del Foglio, appare evidente come la presenza di diversi sistemi di discontinuità tettoniche da verticali a subverticali, fra le quali spiccano per frequenza ed estensione quelle a direzione media NE-SO, NO-SE e N-S, si rispecchi nella geometrizzazione del reticolato idrografico. Spicca in primo luogo il parallelismo e la rettilinearità delle incisioni che caratterizzano l'andamento della Val Thuras, della Valle Ripa, della Valle del Chisonetto e della Val Troncea, con direzioni degli assi vallivi comprese tra NO-SE e NNO-SSE (cfr. Fig. 24).

Per quanto lungo i fondovalli il substrato sia ininterrottamente mascherato da depositi torrentizi e accumuli di frana, il vincolo strutturale appare evidente osservando le pareti alla base dei versanti sinistri, sistematicamente tagliati e segmentati da fasci di fratture e faglie. Per contro il sistema di faglie NE-SO (ivi comprese le zone di faglia del Furgon e del Colle dell'Albergian), ampiamente documentato in tutto il settore compreso tra Val Troncea e Val Thuras, non sembra

in alcun modo interrompere la rettilinearità degli assi vallivi principali, se non in corrispondenza della struttura del Colle del Sestriere.

2. - EVOLUZIONE QUATERNARIA

Il settore di catena alpina compreso nel Foglio Cesana presenta nell'insieme un assetto fisiografico fortemente condizionato dalla morfogenesi glaciale, che nel corso del Pleistocene superiore ha completamente obliterato il record sedimentario pre-LGM. La scarsità di elementi cronostratigrafici a disposizione rende pertanto speculativo ogni tentativo di ricostruzione dell'evoluzione pre-LGM di questo tassello delle Alpi Cozie. Tuttavia è possibile ipotizzare che l'attuale conformazione delle principali direttrici di deflusso, quasi sempre impostate lungo importanti discontinuità tettoniche (es. zona di faglia Colle del Sestriere - Colle delle Finestre), non abbia subito sostanziali mutazioni nel tempo, se non in termini di modificazione degli spartiacque come peraltro già evidenziato in altri settori della Valle di Susa e della Val Chisone (POLINO *et alii*, 2002). In tal senso il Colle del Sestriere, il Col Bousson e il Col Chabaud, per quanto più recentemente rimodellati dal complesso gioco delle diffuenze e trasfuenze glaciali, potrebbero rappresentare segmenti relitti di antichi (pliocenici?) fondovalli.

I più vecchi depositi conservati lungo i versanti sono connessi all'ultima glaciazione, e in particolare alle fasi di massima espansione dei ghiacciai facenti capo al bacino della Valle di Susa e della Val Chisone (Fig. 25). Nel primo caso, agli apporti glaciali provenienti dalla Valle Ripa, dalla Val Thuras e da alcuni bacini tributari (es. Desertes e Fenils), si aggiungevano importanti contributi derivanti dai numerosi fenomeni di trasfuenza glaciale documentati lungo lo spartiacque italo-francese. Attraverso il Col Chabaud (2215 m) e il Col Bousson (2155 m) parte del ghiacciaio proveniente dalla testata del bacino della Valle di Cerveyrette trasfluiva nel contiguo bacino della Val Thuras (Fig. 25). Più articolato è stato invece l'andamento dei deflussi in corrispondenza del Colle del Monginevro: in base alla morfologia del fondovalle glaciale e sulla scorta delle indicazioni fornite dall'analisi petrografica dei clasti risulta evidente come le lingue glaciali alimentate dai bacini del Rio Secco (versante occidentale del Massiccio dello Chaberton) e della Piccola Dora defluissero verso lo sperone carbonatico della Rocca Clari; le lingue glaciali alimentate dai bacini posti a Ovest del Colle del Monginevro, tra cui quello della Durance (situato in territorio francese sul versante settentrionale del Monte Chenaillet), sarebbero invece state interessate da deflussi contrapposti (come testimoniato dalla composizione petrografica del *till*), diretti ora verso il settore di Briançon, ora verso la conca di Cesana in funzione degli equilibri volumetrici tra le diverse masse glaciali. Meno probabile, invece, lo sviluppo di fenomeni di trasfuenza verso Est da parte del ghiacciaio della Clarée, profondamente

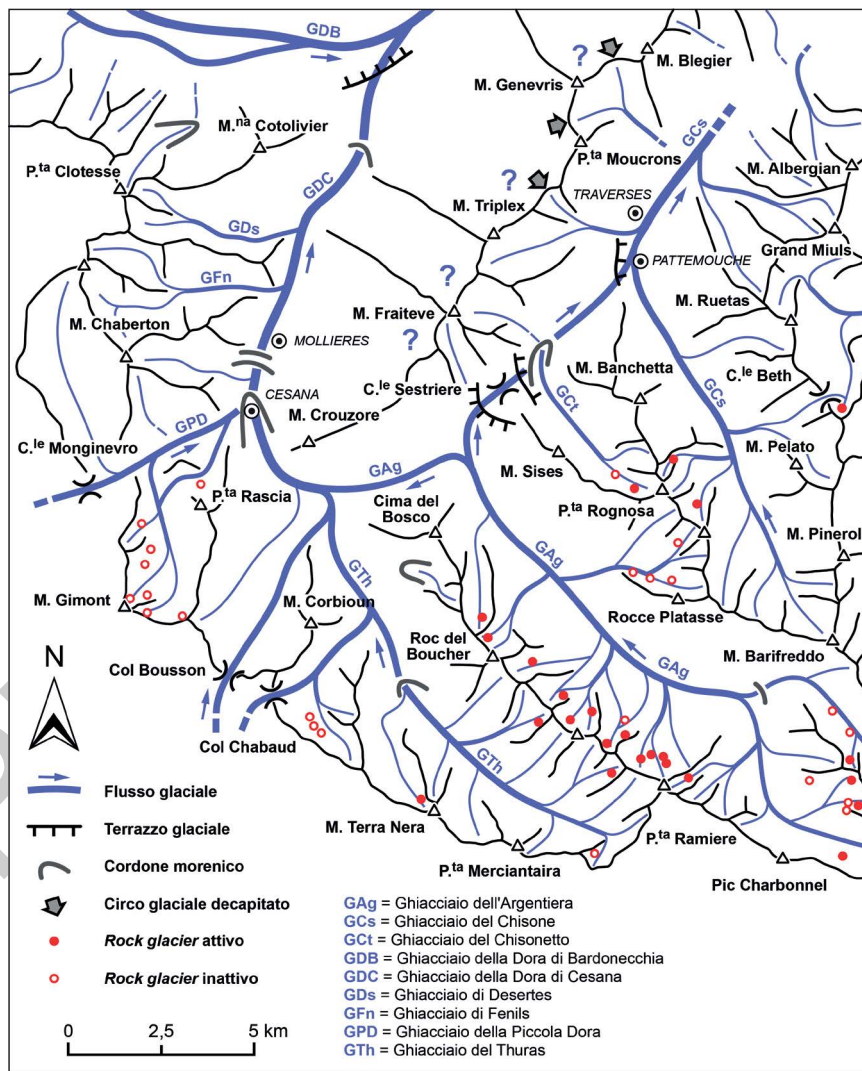


Fig. 25 - Schema dei deflussi glaciali nel corso del Last Glacial Maximum e distribuzione dei rock glacier attualmente attivi e inattivi nel Foglio Cesana.

incassato nel proprio solco glaciale, attraverso il Colle del Monginevro.

Analogamente alle altre profonde depressioni localizzate lungo lo spartiacque Dora Riparia - Durance, il Colle del Sestriere (2034 m) ha ospitato un importante

fenomeno di trasfluenza. Nel corso del LGM il ghiacciaio della Valle Ripa (GAg in Fig. 25), non solo si è affacciato sul colle ma una porzione significativa dello stesso lo ha sopravanzato confluendo nel ghiacciaio del Chisonetto: ne sono testimoni il lembo di *till* di fondo rinvenuto in corrispondenza di uno scavo realizzato a poche decine di metri dal Lago Losetta e il grande masso erratico di metagabbro, visibile sulla cresta morenica dell'anfiteatro di Borgata Sestriere, sradicato presumibilmente dalla scaglia di analoga composizione affiorante al Col Clapis, lungo lo spartiacque Ripa-Troncea. Considerando la quota del fondovalle attuale nei pressi di Sauze di Cesana (1520 m), il ghiacciaio della Valle Ripa raggiungeva in questo punto uno spessore non inferiore a 550 m.

In Val Chisone l'attuale distribuzione di depositi e forme conferma la presenza di una lingua glaciale principale, proveniente dalla Val Troncea, cui si aggiungevano, nell'area del Foglio, gli apporti del ghiacciaio del Chisonetto e di quello ospitato nel bacino del Rio Combeiraut.

Con il termine del LGM (circa 19.000 anni B.P.; OROMBELL *et alii*, 2005), iniziò una progressiva riduzione delle portate glaciali e un rapido arretramento delle fronti. In alta Valle di Susa ciò ha comportato come principale effetto il definitivo distacco del ghiacciaio della Dora di Cesana da quello della Dora di Bardonecchia: quest'ultimo ha invece continuato, sebbene per breve tempo, a defluire lungo il tratto di fondovalle attualmente occupato dalla successione fluvio-lacustre di sbarramento di Oulx-Salbertrand. Il ghiacciaio della Dora di Cesana si è quindi dapprima attestato con la propria fronte nei pressi di Mollières (ove sono conservati i lembi di almeno due-tre apparati morenici frontali), successivamente a Cesana Torinese modellando lo splendido cordone morenico su cui sorge la chiesa parrocchiale e l'estesa spalla glaciale conservata sul versante sinistro della Valle Ripa.

I rapporti di intersezione tra le morfologie glaciali indicano chiaramente che il settore frontale del ghiacciaio proveniente da Bousson è sopravvissuto, sia pure per breve tempo, all'apparato glaciale proveniente dal settore del Monginevro, presumibilmente già attestatosi in prossimità del colle. Pur non essendo disponibili datazioni per il gruppo di morene di Cesana-Mollières, alcuni elementi consentono di inquadrare cronologicamente questa fase glaciale, e in particolare:

- lo sviluppo dello sbarramento di frana post-glaciale di Serre la Voûte che ha dato origine all'esteso bacino fluvio-lacustre di Oulx-Salbertrand in cui le datazioni dei termini basali della successione hanno fornito età ^{14}C comprese tra 9.525 ± 85 e 8.380 ± 95 anni B.P. (TROPEANO & OLIVE, 1993);
- le età U/Th di una serie di affioramenti di travertino localizzati sul versante destro della Dora Riparia nei pressi di Salbertrand e Oulx (località situate nel contiguo Foglio Bardonecchia), comprese tra 9.475 ± 670 e 11.506 ± 66 anni B.P. (ALI *et alii*, 2006).

Sulla base di questi elementi è possibile ipotizzare che il gruppo di morene di Cesana-Mollieres materializzino un temporaneo stazionamento della fronte del ghiacciaio della Dora di Cesana nel corso delle fasi di massimo raffreddamento registrate nelle fasi terminali del Dryas antico, peraltro confermate dalla curva delle paleotemperature ricostruita attraverso l'analisi di sedimenti lacustri prelevati dal fondo del Lago Piccolo di Avigliana, allo sbocco in pianura della Valle di Susa (LAROCQUE & FINSINGER, 2008).

L'anfiteatro di Cesana testimonia l'ultimo significativo episodio di stazionamento registrato nei settori di fondovalle. A esso fecero seguito solo alcune modeste inversioni del trend glaciale, presumibilmente riferibili al breve periodo di deterioramento climatico che nelle Alpi Cozie culminò nel Dryas recente (circa 12.500-11.800 anni B.P.) secondo quanto ricostruito da LAROCQUE & FINSINGER (2008): a questa fase sarebbero attribuibili alcuni apparati morenici conservati in alcuni bacini tributari come ad esempio gli archi morenici nei pressi di Thuras, a monte della soglia calcareo-dolomitica del Monte Brusà.

In alta Val Chisone, la conclusione del LGM coincise con il distacco definitivo del ghiacciaio del Chisonetto da quello del Chisone, quest'ultimo per qualche tempo ancora presente nel settore di Pattemouche-Traverses. Il ghiacciaio del Chisonetto, inizialmente attestatosi alla base del versante settentrionale della Punta Rognosa, subì con ogni probabilità una rapida riavanzata nel corso del Dryas antico arrestando la propria fronte poco a monte dell'attuale frazione di Borgata Sestriere ove è splendidamente conservato il relativo gruppo di cerchie moreniche.

Il raffreddamento climatico registrato nelle Alpi Cozie settentrionali nel Dryas recente, con picco localizzato intorno ai 12.200 anni B.P. (LAROCQUE & FINSINGER, 2008), determinò in buona parte del Foglio la ricostituzione di corpi glaciali le cui fronti erano tuttavia confinate all'interno delle testate vallive, come attestano i numerosi apparati morenici conservati in Valle di Susa (es. alla base della parete Ovest del Monte Furgon, in Val Thuras) e in Val Chisone (es. Vallone Clot del Prà e Rio delle Michele sul versante destro, Rio Platas e Rio Fauri su quello sinistro).

Il passaggio dal Pleistocene superiore all'Olocene vide il rapido arretramento delle residue masse glaciali nei settori di circo posti alla testata delle valli e la loro definitiva fusione. L'estinzione del ghiaccio in alcuni casi fu tuttavia apparente poiché la conservazione, quanto meno alle quote più elevate, di settori con *permafrost* consentì lo sviluppo di *rock glacier*, sia pure contrassegnati da alterne vicende, presenti in numerosi circhi glaciali (Fig. 25).

Dopo il periodo medievale, con l'avvio di una fase di raffreddamento climatico (Piccola Età Glaciale) iniziata a partire dal XIV secolo e conclusasi nel 1850, ripresero vita numerosi glacionevati e alcuni piccoli apparati glaciali, ubicati es-

senzialmente nei massicci montuosi più elevati e in settori particolarmente protetti dall'insolazione. Nell'ambito del Foglio Cesana, apparati glaciali sicuramente riferibili alla Piccola Età Glaciale erano presenti lungo la dorsale spartiacque Thuras-Ripa (LUCCHESI *et alii*, 2014) e in particolare alla base della parete Nord del Roc del Boucher (i cui depositi sono in parte mascherati da coltri detritiche), alla base della parete Nord della contigua Punta Ciatagnera e alla testata del canale Nord-Est della Punta Ramiere. Tali ghiacciai risultano chiaramente rappresentati nella "Carta speciale della piazza di Cesana Torinese" alla scala 1:10.000, rilevata dall'IGM nel 1892 per scopi prettamente militari. Per effetto della loro ridotta estensione (25,7 ha per il ghiacciaio del Roc del Boucher), i ghiacciai della Piccola Età Glaciale all'inizio del secolo scorso risultavano del tutto estinti (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1961).

Parallelamente alla progressiva riduzione di volume delle lingue glaciali subentrò, nel modellamento dei versanti, la morfogenesi gravitativa con lo sviluppo di frane e collassi gravitativi profondi. La massiccia presenza di tali fenomeni se da un lato può essere motivata dall'assetto litologico e giaciturale del substrato (cfr. § VII), dall'altro trova un'ulteriore giustificazione nel forte approfondimento vallivo operato dal glacialismo pleistocenico. In taluni casi la dimensione e la rapidità dei collassi gravitativi (talvolta abbinati agli ingenti apporti dei corsi d'acqua tributari) impose una radicale riconfigurazione dell'originaria morfologia post-glaciale dei versanti e dei fondovalle, con lo sviluppo di numerosi sbarramenti fluviali (FIORASO, 2017) fra i quali:

- lo sbarramento della Dora di Cesana originato dal movimento della deformazione gravitativa di S. Sicario e, sul versante opposto, dal conoide alimentato dal Rio di Fenils, responsabile del colmamento dell'estesa fascia di fondovalle compresa tra Cesana Torinese e Fenils;
- lo sbarramento del T. Ripa verificatosi a valle di Bousson a seguito del movimento della frana di Roche Rouge e della contrapposta frana del Buon Soccorso, situate rispettivamente in destra e in sinistra orografica. A testimoniare questo fenomeno di sbarramento, attualmente re-inciso dal T. Ripa, è rimasta la sezione fluvio-lacustre di Ponte Blaize, in prossimità dell'abitato di Rollieres (cfr. Figg. 14 e 15);
- lo sbarramento di Brusà del Plan, in Valle Ripa, in cui il movimento di un esteso fenomeno gravitativo situato sul versante sud-occidentale della Punta Rognosa e il contributo dei conoidi alimentati dal Rio Colombiera e dal Rio della Pissa hanno consentito lo sviluppo dell'estesa pianura che per circa 4 km occupa il segmento centrale della valle.

Fra gli altri si segnalano i fenomeni di parziale sbarramento vallivo osservabili nei pressi del Mulino di Borgata, nella Valle del Chisonetto, a Laval e alla Bergeria Lendeniere in Val Troncea (cfr. Fig. 24).

PROGETTO

CARG

VII - INSTABILITÀ DEI VERSANTI

Il territorio del Foglio Cesana è diffusamente coinvolto da un ampio spettro di fenomenologie legate all'instabilità dei versanti:

- frane e "grandi" frane (queste ultime con un volume $>10^6$ m³; *sensu KORUP et alii*, 2006), estese complessivamente su una superficie di 42,2 km² (pari al 14,3% della superficie del Foglio);
- deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), estese su una superficie di 96,7 km² (pari al 32,7% della superficie del Foglio).

La distinzione tra le due tipologie di dissesto risulta piuttosto complessa, tenuto conto soprattutto delle caratteristiche intrinseche del substrato (calcescisti spesso contraddistinti da un'elevata componente filladica e con intercalazioni di livelli a elevata percentuale carbonatica) e dei depositi quaternari coinvolti (depositi glaciali e coltri colluviali), che nell'insieme determinano un basso grado di conservatività delle forme di collasso. Pur considerando le notevoli difficoltà connesse alla distinzione cartografica di fenomeni tra loro strettamente connessi dal punto di vista morfo-evolutivo e con caratteri morfologici del tutto simili, i criteri qui adottati come limite di separazione fra le due classi di dissesto sono quelli definiti da SORRISO-VALVO (1995). Le DGPV sono fenomeni di movimento in massa di grandi dimensioni (superficie superiore al chilometro quadrato e spessore di roccia coinvolta non inferiore a 80-100 m) in cui i meccanismi di deformazione non necessitano di una superficie o zona di rottura basale continua. Inoltre l'entità dello spostamento è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno, che sono paragonabili a quella del versante interessato.

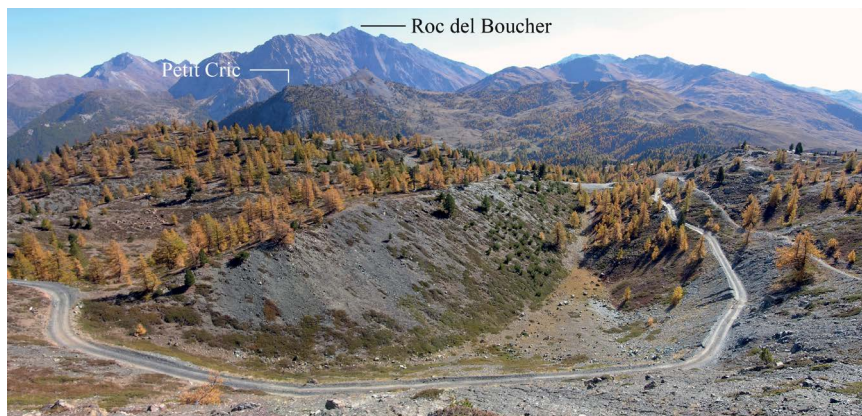


Fig. 26 - Depressione chiusa di origine gravitativa di circa 120 m di lunghezza e 15 m di profondità situata sul versante orientale della dorsale Punta Rascià - Cima Saurel. Sullo sfondo, al centro dell'immagine, è visibile il massiccio carbonatico del Roc del Boucher.

1. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

L'importanza del ruolo giocato da questi fenomeni di lenta e progressiva deformazione dell'ammasso roccioso nella morfogenesi dei rilievi montuosi è stata sottolineata da numerosi Autori (ZISCHINSKY, 1966, 1969; RADBRUCH-HALL *et alii*, 1978; SAVAGE & SWOLFS, 1986; VARNES *et alii*, 1989). Nell'arco alpino occidentale ciò è stato confermato da studi a carattere regionale (MORTARA & SORZANA, 1987; FORLATI *et alii*, 1995) e locale (PUMA *et alii*, 1989; FORLATI *et alii*, 1991; GIARDINO & POLINO, 1997; FIORASO *et alii*, 2010; FIORASO, 2017).

Il riconoscimento di questi fenomeni è avvenuto sulla base del sistematico rilievo di una serie di elementi morfologico-strutturali localizzati soprattutto nei settori di cresta e nella parte più elevata dei versanti (cfr. POLINO *et alii*, 2002b e FIORASO, 2017):

- “trincee”: caratterizzate da una larghezza metrica o decametrica e da uno sviluppo longitudinale di decine o centinaia di metri, si formano a causa dell'allontanamento reciproco delle pareti delle discontinuità (faglie o fratture) presenti nel substrato per effetto del rilascio tensionale gravitativo cui è sottoposto l'ammasso roccioso;
- “depressioni chiuse di origine gravitativa”: sono rappresentate da avvallamenti subcircolari o subellittici, con asse di allungamento maggiore di dimensioni da metriche a ettometriche e profondità non superiore a qualche decina di metri (Fig. 26). Sono localizzate in aree caratterizzate da un elevato grado di allentamento

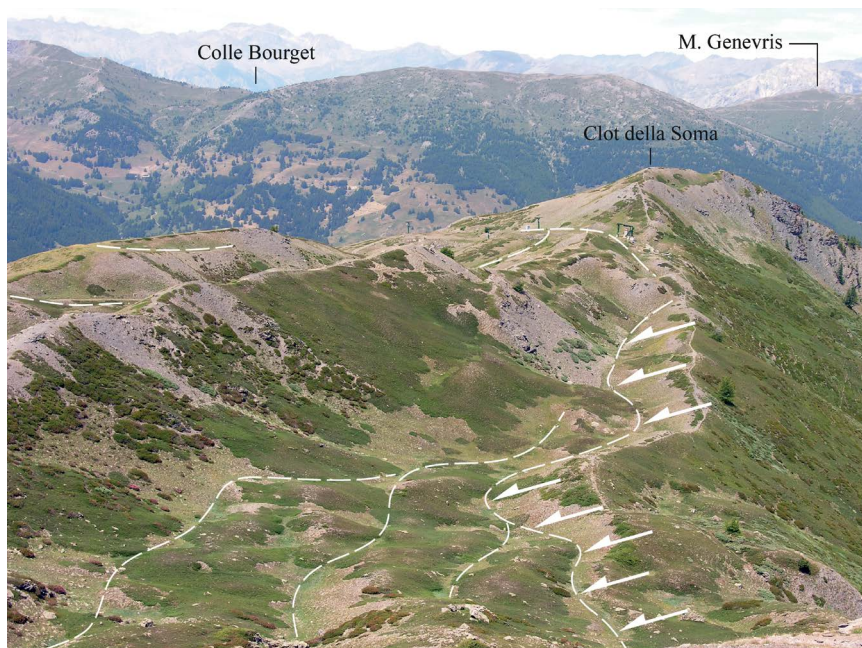


Fig. 27 - Intreccio di depressioni allungate e gradini di scivolamento lungo la dorsale spartiacque che separa il Vallone Mendie dalla Val Troncea, tra il Clot della Soma (a destra) e il Monte Morefreddo (alle spalle del punto di ripresa della foto). La cresta spartiacque risulta in questo tratto “triplicata”. Le linee tratteggiate rappresentano l'emersione in superficie dei piani di scivolamento gravitativo. Sullo sfondo è visibile la dorsale che separa la Val Chisone dalla Valle di Susa.

del substrato roccioso e il più delle volte rappresentano il prodotto dell'evoluzione di trincee;

- “gradini di scivolamento”: costituiscono rotture di pendenza del versante corrispondenti a ripidi gradini rocciosi lungo i quali si è verificata la dislocazione del versante (Fig. 27). A differenza del movimento con sola componente orizzontale, normale alla direzione, che caratterizza l'evoluzione dalla frattura alla trincea, nel gradino di scivolamento la componente di movimento relativo dei due blocchi di roccia giace sul piano stesso di scivolamento;

- “tracce di superfici di distacco gravitativo”: sono rappresentate da depressioni allungate, aventi sviluppo longitudinale da decametrico a ettometrico e trasversale da metrico a decametrico, determinate dall'intersezione del piano di scivolamento gravitativo con la superficie topografica. Questo elemento morfologico caratterizza i settori di cresta a valle dei quali si sviluppano deformazioni gravitative profonde, nonché i margini laterali delle deformazioni.

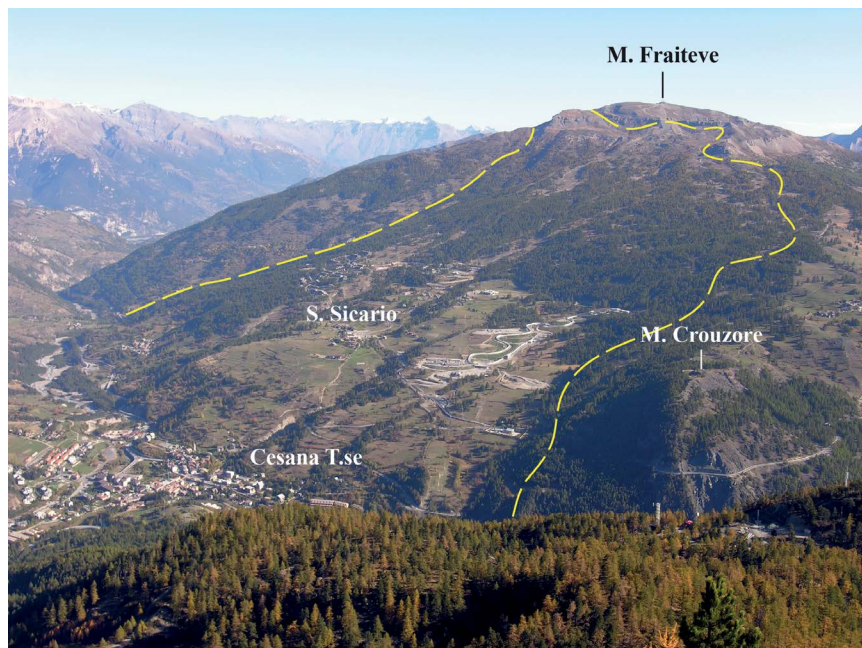


Fig. 28 - Il versante occidentale del Monte Fraiteve con il corpo principale dell'imponente DGPV di S. Sicario, estesa su una superficie di 13 km². La linea tratteggiata evidenzia lo svuotamento del settore a monte e il corrispettivo rigonfiamento del piede del versante. A destra dell'immagine è visibile la dorsale serpentinitica del Monte Crouzore.

Nell'ambito dell'omnicomprensiva famiglia delle DGPV, i fenomeni riconosciuti in questo settore dell'arco alpino presentano le caratteristiche tipiche dei *rock flow* ("sakung" di ZISCHINSKY, 1966, 1969) e dei *rock-block slide* s.l..

Nel primo caso il collasso, considerato alla scala dell'intero versante, è dominato da una componente deformativa di tipo visco-plastico con sviluppo di movimenti di *creep* distribuiti in buona parte dell'ammasso roccioso. Questa tipologia di fenomeni coinvolge estesamente il settore del Foglio posto a Nord-Ovest delle zone di faglia del Furgon e del Colle dell'Albergian, ove sono presenti i calcescisti delle unità tettonostratigrafiche di Cerogne-Ciantiplagna e del Lago Nero. I fenomeni più imponenti sono rappresentati dalle DGPV di S. Sicario (13 km² di superficie; Fig. 28) e di Champlas du Col (3,2 km²), in Valle di Susa, e del Clot della Soma (4,6 km²) in Val Chisone.

Nel secondo caso (*rock-block slide*) la deformazione si concentra essenzialmente lungo ben definite superfici di discontinuità (es. zone di taglio discrete a basso e medio angolo) presenti all'interno del substrato, soprattutto nelle fasce

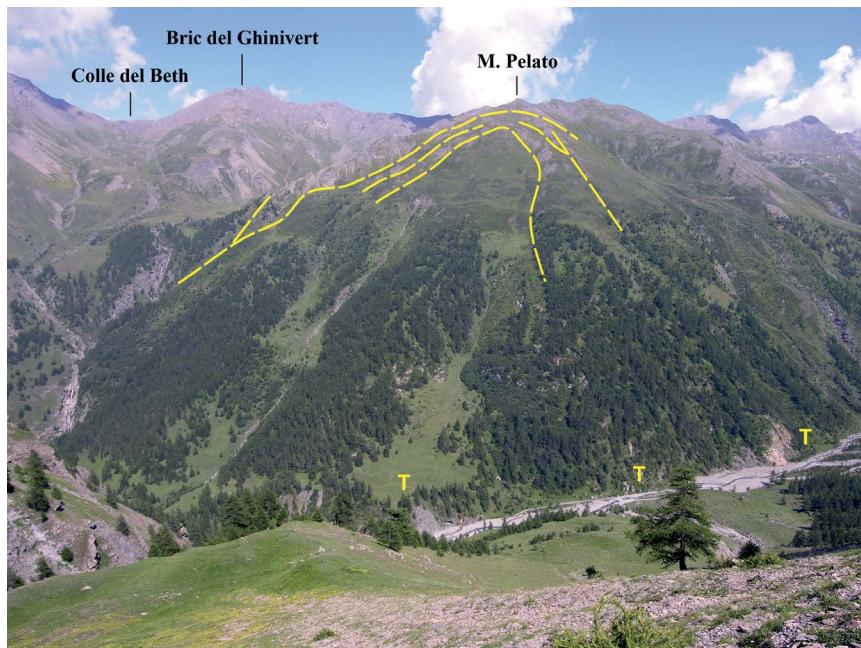


Fig. 29 - L'imponente deformazione gravitativa profonda ospitata sul versante sud-occidentale del Monte Pelato, in Val Troncea. Le linee tratteggiate evidenziano una serie di superfici di scollamento del versante impostate lungo zone di taglio subparallele regolarmente inclinate di $20\text{-}25^\circ$ verso il fondovalle. Le "T" indicano alcune masse di travertino che bordano la base del fenomeno gravitativo.

altimetriche medio-superiori. Ciò induce il movimento verso il fondovalle di volumi di roccia che risultano in tal modo rigidamente traslati in blocco verso il fondovalle (es. Monte Pelato; Fig. 29). Questa tipologia di collasso si riscontra essenzialmente a Sud-Est delle zone di faglia del Furgon e del Colle dell'Albergian, lungo i versanti orografici destri delle valli Troncea, Ripa e Thurax, esposti a SO e con assetto a "franappoggio".

Dal punto di vista morfometrico, le DGPV presenti nel Foglio risultano in assoluto tra le più grandi riconosciute nell'intero arco alpino: l'estensione areale dei singoli fenomeni è quasi sempre superiore ai $2\text{-}3\text{ km}^2$ fino a un massimo di 13 km^2 nel caso del collasso gravitativo di S. Sicario. Le DGPV si estendono dalle creste spartiacque fino al fondovalle, con dislivelli compresi tra 400 e 1500 m. Lo spessore di roccia coinvolta è difficilmente valutabile, sia per la mancanza di dati di sottosuolo sufficientemente profondi, sia per i caratteri della deformazione che non prevede un ben preciso limite fisico all'interno dell'ammasso roccioso coinvolto: la potenza non è comunque quasi mai inferiore agli 80-100 m. Nel

caso della deformazione gravitativa profonda di S. Sicario la fascia di transizione con il substrato indeformato, sulla base di considerazioni puramente geometriche, potrebbe collocarsi a una profondità di circa 300 m.

I fenomeni di instabilità gravitativa profonda che coinvolgono i versanti nel settore di catena compreso nel Foglio Cesana sono il risultato della combinazione di numerosi fattori.

1) Energia del rilievo: quasi tutti i versanti coinvolti da DGPV si estendono a coprire dislivelli superiori ai 400-500 m (non mancano le eccezioni: la piccola deformazione che si sviluppa su substrato serpentinitico a Sud-Ovest del Monte Crouzore, ad esempio, copre un dislivello di soli 250 m). A sua volta questo parametro è diretta espressione dell'approfondimento dei solchi vallivi svolto dall'erosazione glaciale nel corso dell'ultima glaciazione.

2) Litologia: la presenza di rocce con caratteristiche geomeccaniche piuttosto scadenti spiega come gran parte delle deformazioni di versante dell'arco alpino occidentale, e in particolare dell'alta Valle di Susa e dell'alta Val Chisone, sia ospitata nell'areale di distribuzione delle unità a calcescisti più o meno ofiolitiche. Il controllo litologico trova riscontro nell'assenza di analoghe fenomenologie lungo la dorsale Chaberton - Grand Hoche e nel settore del Roc del Boucher, aree nelle quali il substrato è costituito da successioni calcareo-dolomitiche.

3) Assetto strutturale: l'evoluzione cinematica e l'espressione morfologica delle DGPV sono chiaramente controllate dalla spiccata anisotropia degli ammassi rocciosi, a sua volta determinata dalla presenza delle discontinuità presenti nell'ammasso roccioso (scistosità regionale, superfici di faglia, fasce cataclastiche, fratture), dalla loro orientazione nello spazio, dalla loro spaziatura e persistenza, e infine dal loro reciproco intreccio. La diversa combinazione di questi fattori determina o meno la presenza di una deformazione gravitativa e lo stile evolutivo della stessa.

4) Fenomeni carsici: contribuiscono in modo significativo al movimento di alcuni collassi gravitativi localizzati in prossimità delle aree di affioramento delle masse evaporitiche che sottolineano alcuni dei principali contatti tettonici. Eclatante, in tal senso, il fenomeno gravitativo localizzato sul versante sud-orientale della Punta Gardiol, nel Vallone del Rio di Fenils, ove è presente un'estesa massa di gessi e anidriti implicata nel contatto tettonico tra il Complesso del Puys, l'Unità tettonostratigrafica del Lago Nero e l'Unità tettonostratigrafica dello Chaberton - Grad Hoche - Grand Argentier. La forte attività dei processi di dissoluzione è confermata, oltre che dalle caratteristiche idrogeochimiche delle acque che drenano il versante, dalla recente apertura di inghiottitoi (*sinkhole*) sulla superficie del fenomeno gravitativo.

L'espressione morfologica dei fenomeni di collasso appare diversificata nelle diverse porzioni dei versanti coinvolti, che risultano caratterizzate da stili e tipo-

logie di deformazione nettamente differenti.

Lungo gli spartiacque la deformazione si esprime con lo sviluppo di trincee, depressioni chiuse, gradini di scivolamento e superfici di distacco gravitativo, che si traducono sovente in veri e propri “sdoppiamenti” e “triplicamenti” del profilo di cresta (es. sdoppiamento della cresta della Pitre de l'Aigle e del Clot della Soma) (cfr. Fig. 27). Particolarmente evidenti risultano le manifestazioni visibili lungo la dorsale Susa-Chisone, con dislocazioni complessive dei settori più elevati dei versanti variabili da pochi metri fino ad alcune centinaia di metri e uno sviluppo longitudinale decametrico-plurichilometrico: questi elementi rappresentano l'emersione delle superfici di scollamento lungo le quali avviene il collasso del versante, che si impostano lungo sistemi di discontinuità preesistenti e inducono un comportamento prevalentemente “fragile” dell'ammasso roccioso.

Nei settori meno elevati dei versanti i fenomeni di deformazione si manifestano in superficie con rigonfiamenti (es. S. Sicario; Fig. 28) e ondulazioni a dei versanti a grande scala, localmente accompagnati nel tratto a monte da depressioni chiuse. Solo in rari casi si osserva la presenza di superfici o zone di rottura continue lungo il versante. Tali fenomenologie evidenziano un comportamento di tipo prevalentemente “visco-plastico” dell'ammasso roccioso, dominato da fenomeni di *creep* profondo, e rappresentano un diverso tipo di risposta alla deformazione indotta dal movimento gravitativo profondo: i grandi rigetti osservabili lungo i settori di cresta sono infatti la risultante dei movimenti che si sviluppano nella parte medio-inferiore del versante, dove la deformazione dell'ammasso roccioso non avviene lungo superfici preferenziali, ma per mezzo di spostamenti differenziali che coinvolgono l'intero ammasso roccioso.

In base ai rapporti con le forme e i depositi glaciali, è possibile affermare che le DGPV si siano attivate già a partire dalle prime fasi di ritiro delle lingue glaciali. Non è tuttavia da escludere la possibilità che le deformazioni gravitative possano essersi manifestate, sia pure con minore velocità ed evidenza, anche nelle fasi di massima espansione dei ghiacciai, soprattutto se si considerano alcuni fattori quali il contrasto di densità che caratterizza il binomio ghiaccio-roccia, l'elevata plasticità che contraddistingue le masse glaciali in ambienti temperati e l'abbondante disponibilità di acqua di fusione subglaciale: quest'ultimo fattore è in grado di diminuire in modo significativo la resistenza al taglio degli ammassi rocciosi.

In molti casi le deformazioni gravitative risultano tuttora in rapida evoluzione: ciò è testimoniato dalla freschezza delle morfologie che accompagnano, nei settori di cresta, i fenomeni di collasso (es. depressioni chiuse non colonizzate da vegetazione e trincee non colmate da detrito). In altri casi le superfici di distacco gravitativo appaiono invece sigillate da coltri detritiche e/o colluviali, situazione compatibile con una fase di quiescenza dei fenomeni di collasso.

2. - FRANE

L'instabilità dei versanti si manifesta a livello più superficiale con lo sviluppo di fenomeni gravitativi estremamente differenziati sia in termini dimensionali, sia come tipologia dei meccanismi di movimento. La loro distribuzione ricalca approssimativamente l'area di distribuzione delle DGPV, collocandosi preferibilmente nei settori di versante medio-inferiori (Fig. 30). Si tratta il più delle volte di fenomeni complessi (roto-straslativi con componenti di flusso), meno frequentemente di colate (come quella localizzata sul versante sinistro del T. Ripa poco a valle dell'abitato di Bousson) o di scivolamento puri. Episodi di crollo si localizzano invece nelle aree a maggiore acclività. Alcuni imponenti fenomeni di crollo sono ubicati alla base dei versanti nord-orientali delle dorsali Punta Ramie-re - Roc del Boucher e Monte Barifreddo - Monte Rognosa - Monte Banchetta.

Gli accumuli possono talvolta raggiungere una considerevole estensione areale (0,2-1 km²), con spessori maggiori nel caso di frane che coinvolgono il substrato (generalmente <100 m) o più pellicolari (<20 m) se coinvolgono la sola copertura quaternaria (coltri colluviali, depositi glaciali e periglaciali, precedenti accumuli di frana stabilizzati). In superficie gli accumuli manifestano una tipica morfologia a dossi e depressioni (*hummocky morphology*) e l'assenza di reticolo idrografico. Le nicchie di distacco nel settore di coronamento mostrano un diverso grado di rimodellamento, mentre le superfici di svincolo appaiono spesso sigillate da colti detritiche e colluviali.

Quasi tutte le frane rilevate nel Foglio sono da considerarsi "in evoluzione", come dimostrano la freschezza con cui si presentano le morfologie delle zone di distacco e di accumulo, i diffusi fenomeni di riattivazione con carattere parossistico degli accumuli a seguito di precipitazioni intense (cfr. evento alluvionale dell'ottobre 2000) o per effetto della rapida fusione delle coltri nevose (cfr. riattivazioni del maggio 2009 e del maggio 2018), la continua deformazione cui è soggetto il manto stradale della rete viaria (es. la S.R. n. 23 del Colle del Sestriere e la S.P. n. 215 che collega gli abitati di Sestriere e di Cesana) e infine le lesioni murarie che manifestano numerosi edifici (es. Duc, Chezal, Borgata, Champlas du Col e Grange Sises).

La mobilitazione di ingenti volumi rocciosi ha comportato in più punti fenomeni di interferenza con il reticolato idrografico, che si manifesta con fenomeni di ostruzione parziale o completa dei fondovalli (spesso in combinazione con lo sviluppo di conoidi dominati da episodi di trasporto solido in massa) e con la relativa formazione di pianure di sbarramento alluvionali. I fenomeni più evidenti si situano in Val Troncea (Lendeniere), nella Valle del Chisonetto (Borgata) e nella Valle Ripa (Brusà del Plan). Il distacco delle frane è stata talvolta accompagnata dalla nascita di temporanei bacini lacustri, successivamente rapidamente colmati

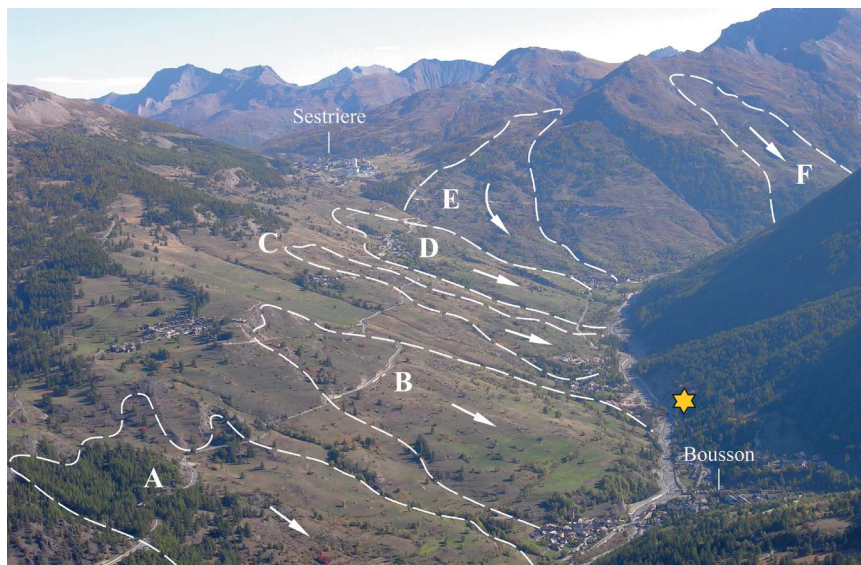


Fig. 30 - Ripresa panoramica della Valle Ripa. Le linee tratteggiate evidenziano alcuni dei principali fenomeni gravitativi complessi che coinvolgono prevalentemente le successioni a calcescisti. Tutti i fenomeni evidenziati sono impostati su versanti coinvolti da deformazioni gravitative profonde di versante. A: Roche Rouge. B: Champlas Seguin. C: Champlas Janvier. D: Champlas du Col. E: Grange Sises. F: Bessen Haut. La stella gialla indica la posizione della successione fluvio-lacustre di Ponte Blaize (cfr. Fig. 14).

dagli apporti dei corsi d'acqua o svuotati per incisione della soglia di sbarramento. È il caso dell'antico Lago di Bousson, la cui presenza è testimoniata dai depositi fluvio-lacustri conservati sul versante sinistro del T. Ripa all'altezza del Ponte Blaize, tra gli abitati di Rollieres e Bousson: la formazione di questo bacino lacustre è stata causata dallo sbarramento indotto dal movimento di due fenomeni gravitativi contrapposti, localizzati sul versante meridionale del Monte Crouzore (frana di Roche Rouge) e sul versante nord-orientale della Rocca Remolon, nei pressi del Colle Bercia (Fig. 31). Alcuni sondaggi geognostici effettuati sul versante destro della Valle Ripa, e più precisamente alla base degli imponenti fenomeni gravitativi di Roche Rouge, Champlas Seguin, Champlas Janvier e Champlas du Col, hanno consentito di accertare la presenza di significativi spessori di depositi glaciali, fluviali e lacustri situati al di sotto degli accumuli di frana (Fig. 30). Ciò evidenzia come in molti casi l'originario assetto morfologico post-glaciale delle vallate sia stato profondamente modificato dalla dinamica gravitativa, con accumuli di frana che talvolta hanno sopravanzato per centinaia di metri gli originari fondovalli (FIORASO, 2017).

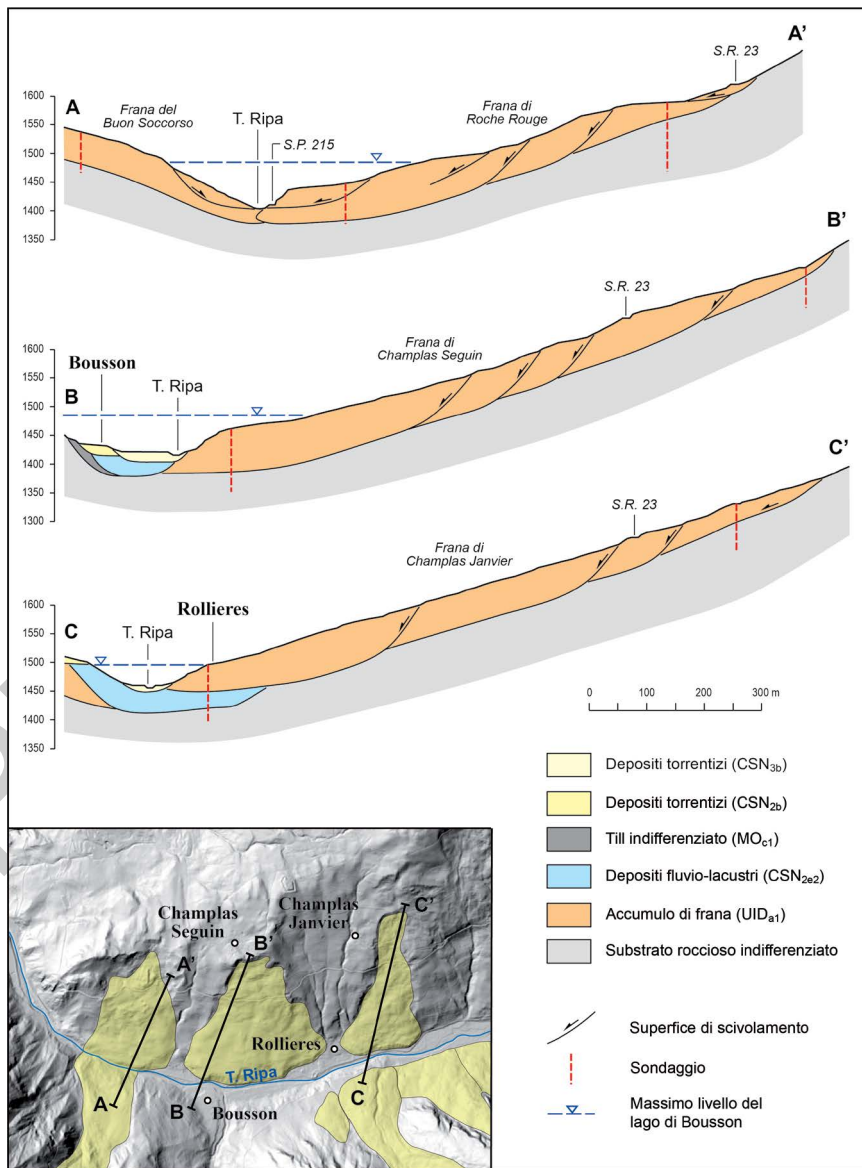


Fig. 31 - Sezioni geologiche schematiche delle frane di Roche Rouge, Champlas Seguin e Champlas Janvier che illustrano i rapporti tra gli accumuli di frana e la successione quaternaria conservata in Valle Ripa.

VIII - IDROGEOLOGIA

1. - TIPOLOGIA E CARATTERI DEGLI ACQUIFERI

In base alle modalità della circolazione delle acque sotterranee, nel Foglio Cesana possono essere distinti almeno tre principali complessi idrogeologici, ospitati rispettivamente nelle unità a calcescisti e nelle masse ofiolitiche a essi associate, nelle unità carbonatiche e nei gessi e infine nelle coltri quaternarie.

Sebbene i calcescisti evidenzino nell'insieme un grado di permeabilità non particolarmente elevato, nelle aree di affioramento delle unità tettonostratigrafiche del Lago Nero, di Cerogne-Ciantiplagna, dell'Albergian e di Puys-Venaus sono presenti numerose emergenze idriche parte delle quali (con portate comprese tra 2 e 10 l/s) oggetto di captazioni per uso idropotabile. Esse si localizzano principalmente in settori di versante coinvolti da deformazioni gravitative profonde o in corrispondenza di grandi frane in roccia. I meccanismi di collasso precedentemente discussi (cfr. § VII) comportano infatti fenomeni di "dilatanza" dell'ammasso roccioso (da intendersi come insieme di meccanismi di allentamento, disarticolazione e, entro certi limiti, incremento del volume complessivo della massa rocciosa coinvolta) che consentono lo sviluppo di una complessa rete di deflussi idrici, con settori di alimentazione/assorbimento posti nelle fasce altimetricamente più elevate, e quindi più allentate e permeabili, dei versanti. La presenza di una intensa e diffusa circolazione idrica all'interno degli ammassi rocciosi si manifesta in superficie con innumerevoli sorgenti, distribuite in prevalenza nel tratto medio-inferiore dei versanti. Il più delle volte sono caratterizzate da portate

modeste ($<0,5$ l/s) e sono soggette, in alcuni casi, a notevoli variazioni di portata dovute alla stagionalità degli apporti provenienti dalla zona di ricarica; meno frequentemente le sorgenti mostrano deflussi più consistenti ($>1-5$ l/s) e appaiono soggette a variazioni di portata più contenute (minore influsso della stagionalità degli apporti) che testimonierebbe la presenza di circuiti idrologici relativamente più profondi e più estesi.

L'abbondanza di calcescisti consente alle acque di operare diffusi fenomeni di solubilizzazione del CaCO_3 , accompagnati in superficie da fenomeni di riprecipitazione del carbonato in forma di depositi travertinosi, in alcuni casi tuttora attivamente alimentati da sorgenti e in altri non più in formazione. In questo contesto il travertino può quindi costituire un valido indicatore della presenza di una circolazione idrica profonda ospitata all'interno di versanti coinvolti da fenomeni di collasso gravitativo (FIORASO, 1999). Nell'ambito dell'Unità tettonostratigrafica dello Chenaillet le modalità della circolazione idrica profonda sono analoghe alle precedenti (permeabilità legata allo stato di fratturazione e al grado di "dilatanza" dell'ammasso roccioso), sebbene la mancanza della matrice carbonatica si traduca nell'assenza di sorgenti travertinose.

Nell'ambito delle unità tettonostratigrafiche dello Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier e della Banchetta-Rognosa, la circolazione idrica mostra caratteri tipici dell'ambiente carsico: deflusso idrico superficiale scarso o assente e punti di emergenza situati al margine dei rilievi carbonatici al contatto con le altre unità. Essa si sviluppa per effetto della naturale permeabilità degli ammassi carbonatici e della presenza di estese fasce cataclastiche associate alle principali zone di taglio (es. zona di faglia del Furgon).

Nelle poche aree caratterizzate dalla presenza di gessi e anidriti (testate dei valloni di Desertes e di Fenils; versante sud-occidentale del Monte Furgon in Val Thuras) l'intensità della circolazione idrica sotterranea è resa manifesta sia dalla presenza di elementi morfologici (es. doline e inghiottitoi) chiaramente riconducibili a un contesto carsico, sia dalle numerose emergenze sorgentizie con portate talvolta significative e con caratteri idrogeochimici che attestano la presenza di un drenaggio profondo. Le masse evaporitiche situate lungo due delle principali zone di deformazione tettonica presenti nel Foglio rende tuttavia assai complesse le modalità di deflusso all'interno dei versanti. Nel caso del Vallone di Fenils i fenomeni di dissoluzione sembrano inoltre aver agevolato, se non innescato, lo sviluppo della deformazione gravitativa profonda che coinvolge il versante sud-orientale di Punta Gardiol.

Acquiferi di discreto volume sono infine localizzati in corrispondenza delle principali fasce di fondovalle, ove sono presenti ingenti spessori (in alcuni casi prossimi al centinaio di metri) di depositi fluvio-torrentizi e fluvio-lacustri, depositi per effetto dei numerosi episodi di sbarramento da frana. Per quanto assai

Tab. 1 - *Principali parametri fisico-chimici delle sorgenti campionate.*

Sigla	Località	Comune	Quota (m s.l.m.)	T (°C)	Conducibilità ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Alcalinità
B568	Lendeniere Sud	Pragelato	1940	5,2	430	7,85	40
A123	Lendeniere Nord	Pragelato	1910	5,4	339	8,24	32
A22	Borgata	Sestriere	1840	5,5	395	7,59	42
A731	Planes	Sauze Cesana	1970	5,0	326	8,09	29
733	Bessen Bas	Sauze Cesana	1660	6,7	351	8,26	36
A765	Rollieres	Sauze Cesana	1515	6,3	625	7,98	49
B208	Rio Fenils	Cesana	1805	10,7	347	8,25	39
783	Rhuilles	Cesana	1725	10,5	2240	7,02	42
827	Solomiac	Cesana	1405	7,6	578	7,60	50
C16	Fontanetta	Oulx	1070	9,3	478	8,05	38
C77	Tachiet	Oulx	1565	5,5	522	7,44	49
A369	S. Maddalena	Oulx	1290	6,6	477	8,16	42

meno sviluppati e a carattere locale, è da segnalare la presenza di modesti circuiti idrogeologici ospitati all'interno delle coltri detritiche, glaciali s.l. e colluviali, nonché all'interno dei *rock glacier*, attivi e inattivi, che alimentano sorgenti con portate limitate (<1 l/s) e spesso a carattere stagionale.

2. - CARATTERI IDROGEOCHIMICI

Al fine di comprendere le modalità della circolazione idrica sotterranea in alcuni specifici contesti è stata effettuata l'analisi chimico-isotopica di una serie di sorgenti, delle quali 9 localizzate in alta Valle di Susa e 3 in alta Val Chisone (Fig. 32; Tabb. 1 e 2). L'analisi comparata dei diagrammi classificativi e di alcuni diagrammi binari ha permesso di individuare i seguenti tipi chimici di acque.

Acque solfato-calciche: tale tipologia è rappresentata dal solo campione 783, un'acqua avente una conducibilità elettrica di 2240 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un pH prossimo alla neutralità (7,02) e una quota di emergenza di 1725 m. Tale campione deriva il proprio chimismo dall'interazione delle acque meteoriche con scaglie di gesso e anidrite comprese all'interno dell'estesa massa di brecce a cemento carbonatico affioranti lungo il versante sud-occidentale del Monte Furgon.

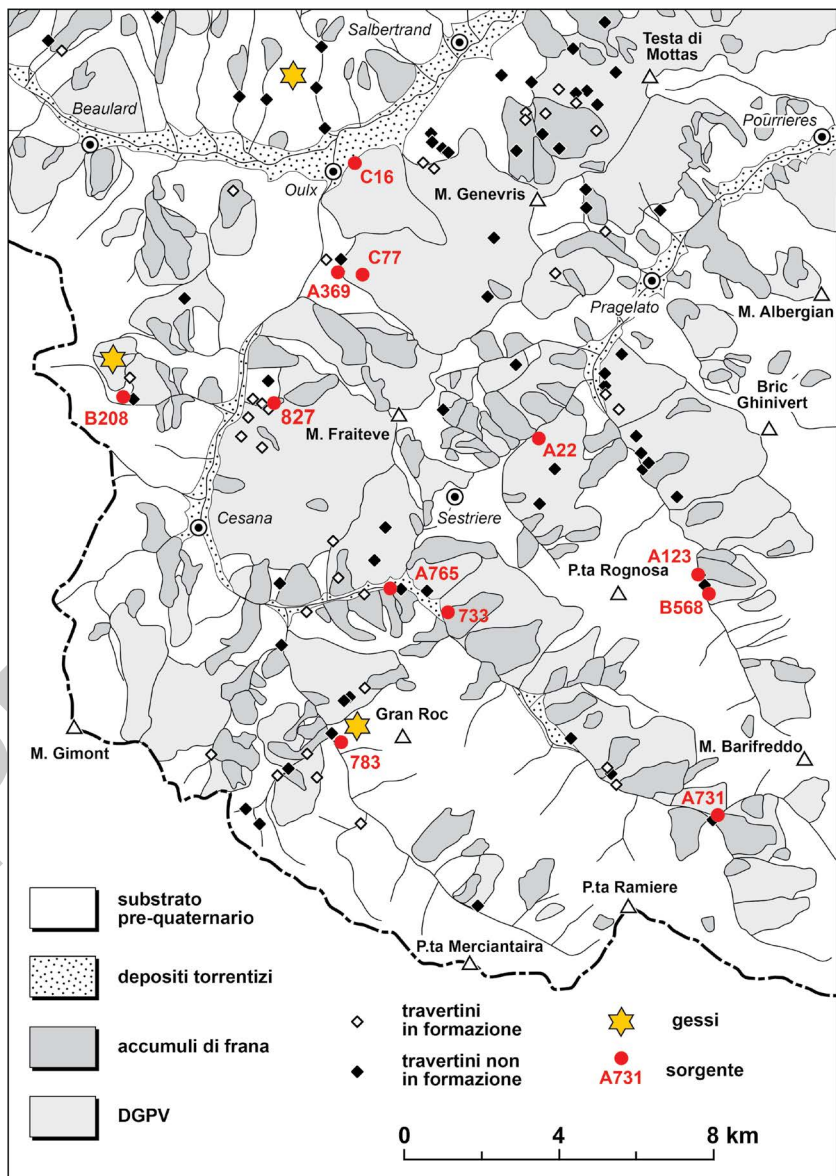


Fig. 32 - Schema di distribuzione dei travertini in alta Valle di Susa e in alta Val Chisone (modificato da FIORASO, 2007) e ubicazione delle sorgenti campionate. La parte più settentrionale rappresentata in figura è al di fuori dell'area del Foglio.

Tab. 2 - Dati geochimici delle acque campionate espresse in mg/l. Le composizioni isotopiche dell'ossigeno (^{18}O) e del deuterio (^2H) sono espresse in $\delta\text{‰}$ rispetto allo standard internazionale V-SMOW.

	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO ₄	^{18}O	^2H
B568	0,29	1,01	91,0	9,86	244	0,30	0,55	80,2	-13,48	-97,6
A123	0,56	0,88	71,6	6,10	195	0,26	0,80	52,7	-12,99	-90,5
A22	2,20	1,66	77,1	11,7	256	0,55	0,25	31,6	-13,56	-98,2
A731	0,38	1,30	66,8	6,75	177	0,32	0,68	42,4	-13,45	-96,8
733	1,88	1,65	59,3	15,6	220	2,25	1,23	31,7	-14,11	-104,1
A765	1,00	2,37	118	24,2	299	0,59	0,94	147	-13,51	-98,3
B208	1,38	0,46	49,8	20,2	238	0,58	< 0,1	16,9	-13,16	-94,6
783	2,41	1,30	639	71,7	256	1,03	< 0,1	1472	-14,00	-102,9
827	1,63	1,42	114	18,9	305	0,85	0,26	111	-13,8	-101,2
C16	2,67	2,62	21,4	63,0	232	11,1	10,7	81,8	-13,22	-95,6
C77	2,37	1,59	99,2	16,6	299	0,71	0,35	89,7	-13,63	-98,7
A369	3,62	1,73	85,4	17,5	250	0,73	0,46	100	-13,55	-97,3

Acque bicarbonato-calciiche: questo tipo chimico è rappresentato dal campione A22 avente una conducibilità elettrica di 395 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un pH di 7,59 e una quota di emergenza pari a 1840 m. Il proprio chimismo è espressione degli stadi iniziali di un processo di interazione della acque meteoriche con formazioni carbonato-calciiche e specificatamente con i calcescisti carbonatici dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian.

Acque bicarbonato-calcico-magnesiache: in questa famiglia ricadono i campioni B208 e 733, rispettivamente aventi una conducibilità elettrica di 347 e 351 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un pH di 8,25 e 8,26 e una quota di emergenza di 1805 e 1660 m. Anche in questo caso la composizione chimica è l'espressione degli stadi iniziali dell'interazione della acque meteoriche con formazioni ricche in carbonato di calcio e di magnesio: la sorgente B208 si situa infatti lungo una complessa zona di faglia che coinvolge, tra le altre, scaglie costituite dalle Dolomie dello Chaberton; la sorgente 733 si situa invece lungo la zona di faglia del Colle dell'Albergian che mette a contatto l'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna con l'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian.

Acque bicarbonato-solfato-calciiche: appartengono a questa tipologia chimica le acque dei campioni A731, A123 e B568. Esse presentano una conducibilità elet-

Tab. 3 - *Indici di saturazione delle acque.*

Campione	Calcite	Dolomite	Gesso
B568	0,4095	-0,1169	-1,5455
A123	0,6224	0,2091	-1,7817
A22	0,1309	-0,5249	-1,9886
A731	0,4085	-0,1542	-1,8893
733	0,6358	0,7513	-2,0879
A765	0,7049	0,7763	-1,2582
B208	0,6517	1,0480	-2,4422
783	0,2031	-0,3981	0,0057
827	0,3619	0,0213	-1,3758
C16	0,0053	0,5908	-2,2049
C77	0,1166	-0,5086	-1,4924
A369	0,7038	0,7790	-1,5022

trica compresa tra 326 e 430 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un pH compreso tra 7,85 e 8,24 e una quota di emergenza compresa tra 1910 e 1970 m. I campioni A123 e B568 provengono da sorgenti situate sul versante destro della Val Troncea, mentre il campione A731 proviene da una sorgente situata sul versante destro della Valle Ripa. Esse rappresentano vari stadi del processo di interazione acqua-roccia tra le acque meteoriche e formazioni ricche in carbonato di calcio e solfati. L'assenza di gessi e/o anidriti nell'ambito dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian che ospita le tre sorgenti consente di ipotizzare che gli elevati tenori in solfati provengano dalla decomposizione di mineralizzazioni a pirite/calcopirite diffusamente presenti nell'area del Foglio. Una conferma in tal senso deriva da un'analisi condotta sulle acque di eduazione del ribasso Bernard alla miniera del Beth, la quale fornisce un tenore di solfati confrontabile e pari a 92 mg/l.

Acque bicarbonato-solfato-magnesiache: a questa tipologia chimica appartiene l'acqua del campione C16, avente una conducibilità elettrica di 478 $\mu\text{S}/\text{cm}$, un pH di 8,05 e una quota di emergenza pari a 1070 m. Il chimismo di questo campione rappresenta gli stadi iniziali dell'interazione tra le acque meteoriche e formazioni ricche di carbonato di calcio e magnesio. L'elevata concentrazione in quest'ultimo elemento può essere dovuta all'interazione delle acque meteoriche con le rocce serpentinitiche in cui è ospitato l'acquifero.

Acque bicarbonato-solfato-calcico-magnesiache: questo tipo chimico è rappresentato dai campioni A369, C77, A765 e 827. La conducibilità elettrica è compresa tra 477 e 625 $\mu\text{S}/\text{cm}$, il pH varia da un minimo di 7,44 a un massimo di 8,16 mentre la quota di emergenza è compresa tra 1290 e 1565 m. Queste acque provengono dalle sorgenti ubicate nell'area di affioramento dell'Unità tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna. Le caratteristiche chimiche di questi cam-

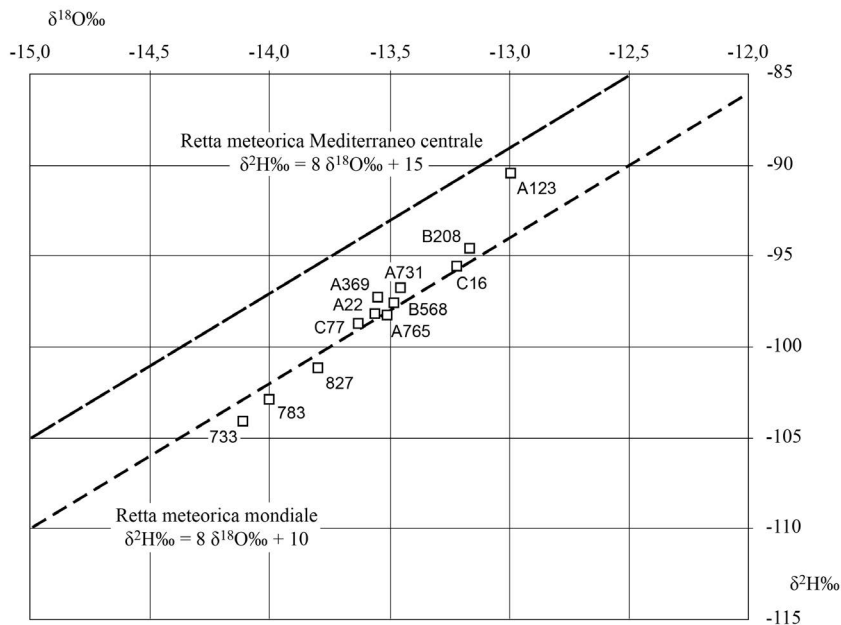


Fig. 33 - Distribuzione del rapporto $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ delle sorgenti del Foglio Cesana rispetto alla retta meteorica mondiale e alla retta meteorica del Mediterraneo centrale.

pioni sono il risultato dell'interazione tra le acque meteoriche e le formazioni a prevalenti calcescisti.

Per ottenere ulteriori indicazioni in merito ai processi di interazione acqua-roccia dal momento in cui le acque si infiltrano nel sottosuolo fino al punto di emergenza in corrispondenza delle sorgenti campionate, sono stati calcolati gli indici di saturazione (I.S.) alla temperatura di campionamento delle acque rispetto ad alcune fasi minerali (calcite, dolomite e gesso; Tab. 3) presenti diffusamente nell'area del Foglio: I.S. <0 se la soluzione acquosa è sottosatura, I.S. $= 0$ se è satura, I.S. >0 se è sovrassatura rispetto alla fase minerale considerata (nella pratica si considera satura un'acqua il cui indice di saturazione è compreso fra $-0,2$ e $+0,2$ al fine di considerare le incertezze analitiche).

I dati evidenziano che (i) i campioni A22, C16 e C77 risultano saturi rispetto alla calcite, mentre tutti gli altri sono sovrassaturi; (ii) i campioni B568, A731 e 827 sono in equilibrio con la dolomite, mentre tra i restanti vi sono sei acque sovrassature e tre acque sottosature rispetto a questa fase; (iii) soltanto il campione

783 è in equilibrio con il gesso, mentre tutte le altre sono fortemente sottosature.

Dal diagramma $\delta^{18}\text{O}$ /deuterio (Fig. 33) si osserva che la maggior parte dei punti si allinea in corrispondenza della retta meteorica mondiale. Ciò testimonia che le acque delle sorgenti prese in esame non sono interessate da fenomeni fisici e/o fisico-chimici (es. evaporazione accentuata, interazione acqua-roccia ad alte temperature, flussi di CO_2 , ecc.) in grado di alterare le caratteristiche isotopiche delle acque d'infiltrazione.

IX - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE

1. - IL GIACIMENTO DEL BETH-GHINIVERT

L'unica attività mineraria di una certa rilevanza sviluppata nell'ambito del Foglio riguarda lo sfruttamento del giacimento di calcopirite del Beth-Ghinivert, ospitato all'interno della successione a calcescisti dell'Unità tettonostratigrafica dell'Albergian. È costituito da una mineralizzazione stratiforme, a direzione circa Nord-Sud immergente di circa 15-30° verso Ovest, con uno spessore variabile da un minimo di 0,45-0,50 m a un massimo di 2,0-2,5 m (NOVARESE, 1900) (Fig. 34). La mineralizzazione affiorava originariamente lungo la cresta nord-orientale del Bric Ghinivert, a una quota compresa tra i 2775 m e i 2825 m, a letto di una bancata di metabasiti, punto dal quale sono state avviate le prime prospezioni (Fig. 16).

Le prime notizie riguardanti alla presenza di una "miniera di rame", presumibilmente condotta con tecniche artigianali, risalgono alla seconda metà del XVIII secolo. Dopo alterne vicende che videro la ripetuta ripresa e cessazione delle attività di coltivazione, nel 1863 l'imprenditore Pietro Giani ottenne il permesso di sfruttamento della concessione denominata "Vallon Cros e Glacières". Per la coltivazione del giacimento vennero realizzate (a quote comprese tra 2810 e 2770 m) quattro gallerie denominate Nicola, Lantelm, S. Giacomo e S. Barbara (Fig. 16) con lo scopo di seguire, sia in direzione sia lungo l'immersione, il livello mineralizzato. Nel 1890 subentrò la Compagnia Rami e Zolfi di Pinerolo che proseguì la coltivazione e l'esplorazione del giacimento. Valutata la sua regolare prosecuzione verso Ovest, nel 1898 venne intrapresa la realizzazione della galle-



Fig. 34 - Miniera del Beth. Aspetto massivo del livello mineralizzato (qui potente circa 30 cm) a pirite e calcopirite visibile all'interno della galleria S. Barbara.

ria di ribasso Bernard (2632 m), situata a Sud-Ovest del Colle del Beth, allo scopo di raggiungere in profondità la mineralizzazione. Nel 1899 la concessione passò alla Società Mineraria Italiana che nel 1902 completò il ribasso Bernard intercettando dopo 519 m il banco di calcopirite. Il 19 aprile 1904, dopo giorni di intense nevicate, due valanghe staccatesi contemporaneamente dai versanti del Bric di Mezzogiorno e del Bric del Ghinivert investirono, nella zona del ribasso Bernard, i minatori in procinto di avviarsi verso il fondovalle, uccidendone 81. Dopo questo tragico evento la coltivazione del giacimento proseguì con la realizzazione del collegamento del ribasso Bernard con le parti superiori del giacimento e con lo scavo del Pozzo Vajalet, posto a quota 2437 m, allo scopo di intercettare le parti inferiori del livello mineralizzato. Nel 1910 tuttavia le attività di coltivazione e ricerca vennero sospese decretando la definitiva chiusura della miniera. Complessivamente il livello mineralizzato a solfuri venne esplorato per una lunghezza di oltre 700 m e per una larghezza massima di una cinquantina di metri.

Nel 1938 la Società Montecatini intraprese una nuova campagna esplorativa per valutare le potenzialità del giacimento. Alla luce dei confortanti risultati

di una serie di indagini geofisiche, nel 1941 vennero realizzati due sondaggi, localizzati 180 m e 380 m a valle del ribasso Bernard, che raggiunsero, rispettivamente, i 382 m e 267 m di profondità: essi tuttavia incontrarono unicamente calcescisti e scisti più o meno quarzitici.

Lungo la dorsale spartiacque Troncea-Germanasca altre mineralizzazioni, analoghe a quella del Beth e sempre in stretta associazione con corpi più o meno estesi di metabasiti, furono individuate sul versante orientale del Bric del Ghinivert, al Colle dell'Arcano e su entrambi i lati della cresta Sud-Est del Bric di Mezzogiorno: i numerosi saggi esplorativi evidenziarono tuttavia l'esiguità delle mineralizzazioni. Nei primi anni del '900 gallerie di ricerca vennero inoltre realizzate sul versante sinistro della Val Troncea alla base del versante sud-orientale del Monte Banchetta (poco a valle della Grangia) ove sono presenti modeste concentrazioni di pirite ospitate all'interno dei corpi serpentinitici.

Il giacimento del Beth-Ghinivert è costituito da un ammasso compatto, microcristallino e omogeneo di pirite e calcopirite prevalenti in associazione con solfuri di piombo e zinco (BOTTINO *et alii*, 1975). I solfuri sono localmente disseminati nelle metabasiti incassanti fino a qualche decina di centimetri dal contatto con la mineralizzazione stratiforme. Il giacimento è stato interpretato da NATALE & VISETTI (1980) come un giacimento di origine esalativo-sedimentaria, formatosi in una porzione del fondale dell'Oceano Ligure-Piemontese.

La mineralizzazione, di aspetto massiccio (Fig. 34) è costituita da pirite che rappresenta fino al 60% in volume della roccia ed è disseminata in una ganga quarzosa (Fig. 35). La pirite contiene inclusioni sub-millimetriche di blenda e piccole percentuali di bornite e pirrotina che, come la calcopirite, sono presenti come componenti accessori. Solo occasionalmente si osserva la presenza di magnetite. Localmente, in prossimità delle metabasiti incassanti, la calcopirite è più abbondante (fino al 40% in volume) e occupa gli spazi intergranulari fra i cristalli eudrali di pirite (fino al 55% in volume), mentre il quarzo è subordinato (minore del 10%; Fig. 36). All'interno delle metabasiti incassanti i solfuri (pirite e calcopirite in proporzioni variabili) rappresentano generalmente meno del 5% in volume, ma raggiungono, nell'immediato contatto con la mineralizzazione massiccia, il 20%.

Lo studio minerografico di campioni sottoposti ad attacco acido (eseguito con acido nitrico; Fig. 35) e le mappe composizionali eseguite con una microsonda elettronica hanno permesso di osservare che i solfuri, in particolare la pirite, preservano tessiture attribuibili alla cristallizzazione in ambiente idrotermale di fondo oceanico (NATALE 1966, 1969; NATALE & ZUCCHETTI, 1966; NATALE & VISETTI 1980; GIACOMETTI *et alii*, 2014). Localmente, le tessiture metamorfiche, con ben evidenti punti tripli tra i cristalli di pirite, obliterano le tessiture colloidali e le tessiture di crescita primarie, mentre in alcune parti la mineralizzazione è intensamente deformata. La calcopirite è generalmente ricristallizzata. La diffusa

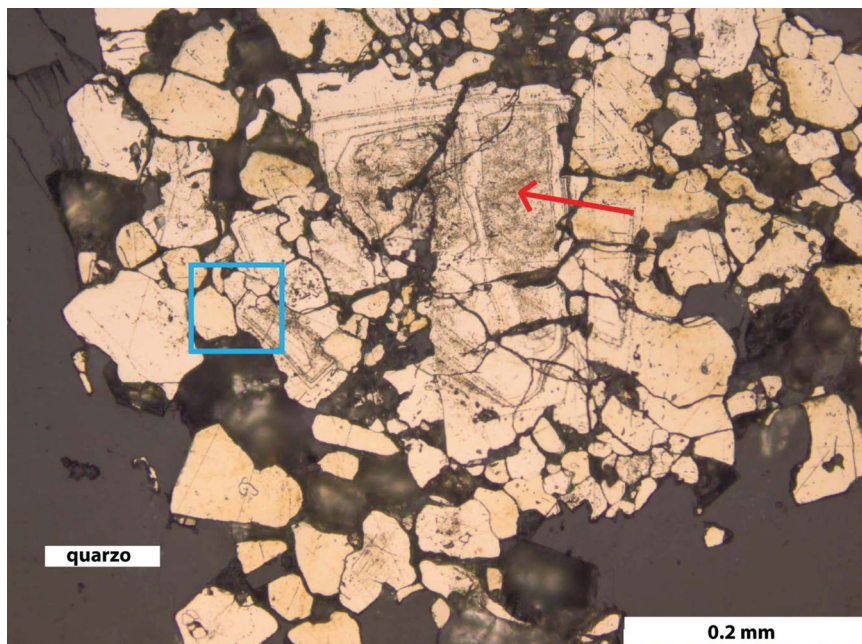


Fig. 35 - Immagine al microscopio ottico a luce riflessa (nicols paralleli) che mostra un aggregato di pirite in matrice quarzosa appartenente alla mineralizzazione massiccia. La freccia rossa mette in evidenza le tessiture di crescita idrotermale, messe in risalto dall'attacco acido eseguito con HNO_3 6M. Nel riquadro azzurro si osservano punti tripli tra i cristalli di pirite, attribuibili alla ricristallizzazione metamorfica.

preservazione dei caratteri tessiturali e geochimici primari e la limitata ricristallizzazione metamorfica (Fig. 35) permette di ipotizzare che il giacimento non sia stato significativamente trasformato durante il metamorfismo di alta pressione e la successiva riequilibrio in facies scisti verdi. In base a questi elementi e sulla scorta di evidenze derivate da uno studio isotopico dello zolfo presente nei solfuri, GIACOMETTI *et alii* (2014) ritengono che lo zolfo sia stato mobilizzato unicamente alla scala sub-millimetrica durante la subduzione eo-alpina e la successiva esumazione.

2. - MATERIALI LAPIDEI E COMBUSTIBILI

Nell'ambito delle pietre ornamentali, l'unica attività estrattiva di rilievo riguardò la coltivazione di alcuni giacimenti di oficalciti commercializzate con il

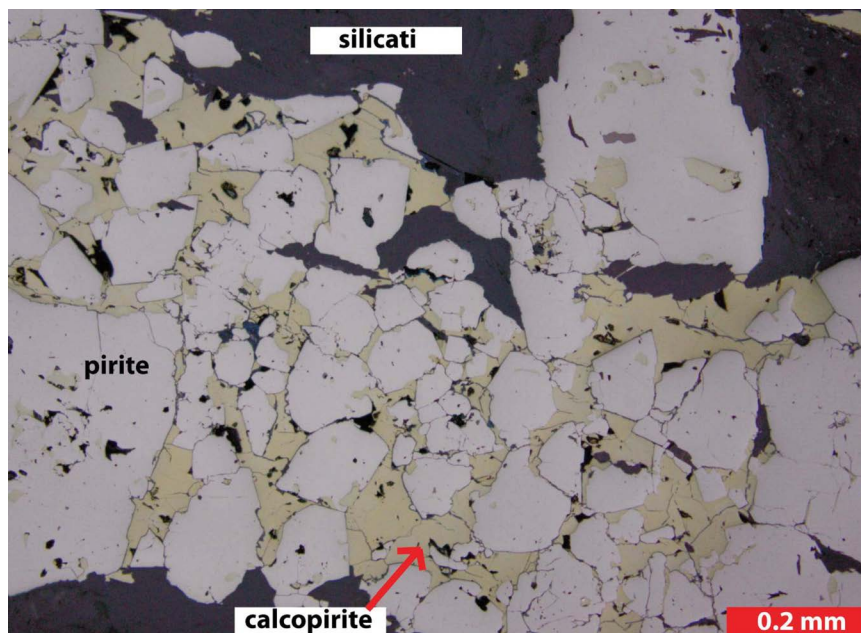


Fig. 36 - Immagine al microscopio ottico a luce riflessa (nicols paralleli) che mostra cristalli subedrali di pirite e abbondante calcopirite intragranulare. L'immagine è relativa alla porzione di incassante all'immediato contatto con la mineralizzazione massiccia. All'interno della pirite sono presenti inclusioni micrometriche di bornite e pirrotina.

nome di “Verde Alpi di Cesana”. Le cave, ospitate all'interno del Complesso del Lago Nero, sono localizzate (MASINI, 1929, 1930): sulla sponda destra del T. Ripa nei pressi dell'abitato di Cesana Torinese; lungo la strada provinciale che conduce all'abitato di Bousson; sul versante occidentale del Monte Crouzore, poche decine di metri a monte della S.R. n. 23; in località Livernea, un chilometro a Nord della Punta Rascià; in località Costa Turangia, un chilometro a Est di Sagna Longa, ove il giacimento era sfruttato in tre diversi punti. Alcuni saggi furono inoltre effettuati sul versante meridionale del Monte Crouzore, presto abbandonati per la scarsa qualità della roccia incontrata. Il materiale estratto era costituito da un'oficalce con un fitto reticolo di vene calcitiche che a seconda della loro frequenza e disposizione conferiva alla roccia un colore verde più o meno scuro e omogeneo. Questa roccia venne utilizzata nei rivestimenti interni del Palazzo di Giustizia di Bruxelles e per i portali della Cattedrale di Annecy (CATELLA, 1951). L'attività estrattiva, svolta a cielo aperto e, nel solo caso della cava di Costa Turangia, in sotterraneo, iniziò negli ultimi decenni del XIX secolo e terminò negli anni '80

del secolo scorso.

In ambito locale, la diffusa presenza di travertini e brecce a cemento carbonatico in passato ha spesso favorito il loro utilizzo quale materiale lapideo per la realizzazione di specifici elementi architettonici (portali, conci d'angolo, decorazioni, capitelli) in numerosi edifici civili e religiosi. Fra questi ultimi si segnalano la chiesa di Fenils, Cesana, Bousson, Thures e, non ultima, la chiesa di S. Restituto, situata nei pressi di Sauze di Cesana. Oltre al particolare cromatismo, variabile nelle tonalità del giallo ocre, queste rocce si caratterizzano per l'elevata porosità e leggerezza, elementi che abbinati alla notevole resistenza e alla facile lavorabilità ne hanno favorito l'utilizzo nell'architettura locale.

Nel corso del primo conflitto mondiale, la presenza di numerosi, per quanto piccoli, bacini torbosi ha alimentato per qualche tempo una modesta attività estrattiva. La coltivazione di questo combustibile, assai scadente in termini di potere calorico, si è concentrata essenzialmente nelle torbiere situate a Grangie la Coche, nei pressi di Claviere, e al Collé del Sestriere.

X - EVENTI ALLUVIONALI

Nell'ambito dei settori di bacino della Dora di Cesana e del Chisone compresi nel Foglio, a partire dal XVII secolo a oggi sono storicamente documentati 52 eventi alluvionali che hanno determinato fenomeni di instabilità lungo il reticolato idrografico principale e quello affluente e conseguenti danni al tessuto urbano e alla viabilità (Tab. 4). A partire dal 1629 si è verificato in media un evento alluvionale ogni 7,4 anni. La maggior parte (80%) degli eventi alluvionali si è concentrata nel periodo compreso tra maggio e agosto, con un massimo di frequenza nei mesi estivi di luglio e agosto. In molti casi si è trattato di fenomeni innescati da eventi meteorici contraddistinti da precipitazioni brevi e intense che hanno coinvolto aree relativamente ristrette e generato fenomeni torrentizi e di trasporto solido in massa essenzialmente lungo il reticolato secondario: fra i tanti si citano quelli del 24 settembre 1920 e del 12 e 16 agosto 1998 (TROPEANO & TURCONI, 1998). In altri casi si è trattato di fenomeni espliciti a seguito di eventi meteorici ben più estesi, che hanno interessato ampi settori del territorio piemontese ed esplicando i propri effetti soprattutto lungo il reticolato idrografico principale (T. Ripa, T. Thuras, F. Dora di Cesana e T. Chisone): significativi in tal senso gli eventi del 20 maggio 1728 (BOGGE, 1975), del 12-14 giugno 1957 (GOVI, 1971), del 18-19 maggio 1977 (TROPEANO *et alii*, 1999) e del 10-14 giugno 2000 (AA. VV., 2000). Tutti i comuni compresi nel Foglio sono stati colpiti dagli effetti di più eventi alluvionali: in particolare i comuni di Cesana Torinese e di Pragelato (per la parte di territorio compresa nel Foglio) hanno rispettivamente subito gli effetti di 33 e 21 eventi.

Gli effetti morfologici indotti dai processi torrentizi lungo il reticolato idrografico principale sono riconducibili essenzialmente a fenomeni di erosione spondale, alluvionamento e divagazione dell'alveo lungo le ampie fasce fluviali che segnano per lunghi tratti i fondovalli; in termini di danni al tessuto urbano la casistica evidenzia il sistematico coinvolgimento delle infrastrutture viarie e delle opere di attraversamento per tutto il periodo di osservazione, mentre per quanto riguarda le aree edificate i danni si sono verificati esclusivamente nel periodo compreso tra la seconda metà del XVII secolo e la prima metà del XVIII secolo (eventi del 1706, 1708 e soprattutto 1728), nonché in occasione dell'evento del giugno 1957.

Ben diversi gli effetti morfologici registrati lungo il reticolato idrografico affluente, sia per la diversa tipologia dei processi ivi operanti (piene torrentizie iperconcentrate con transizione e fenomeni di tipo *debris torrent*, *debris flow* e *mud flow*), sia per le diverse caratteristiche morfologiche delle aste fluviali (quasi sempre modellate nel substrato roccioso) e dei conoidi sui quali si sviluppano con massima intensità i processi di alluvionamento. Anche in questo caso i danni più frequenti sono stati arrecati alle infrastrutture viarie, coinvolgendo sia la viabilità principale sia la fitta rete di strade ex militari e di servizio localizzate lungo la Val Troncea, la Valle Ripa e la Val Thuras.

L'apparente incremento del numero di eventi di trasporto solido in massa registrati a partire dal XX secolo rispetto al periodo precedente è dovuto essenzialmente alla lacunosità delle fonti storiche nelle quali i dettagli delle descrizioni erano riservati soprattutto agli effetti sul tessuto antropico più che alla dinamica del processo. Tuttavia il cospicuo numero di fenomeni di trasporto solido in massa storicamente documentati appare senza dubbio un elemento particolare che trova riscontro nella composizione litologica del substrato. La roccia dominante è il calcescisto, presente in tutte le sue sfumature composizionali (calcescisto s.s. con passaggio a facies carbonatiche, filladiche e micacee) cui si associano frequenti corpi ofiolitici di natura serpentinitica, spesso brecciati e cataclasati. In molti settori i calcescisti evidenziano un elevato grado di allentamento e disarticolazione per effetto di imponenti collassi gravitativi: in questi ambiti la formazione di estese coltri detritico-colluviali è diffusa ed è in grado di alimentare con volumi pressoché inesauribili il materiale potenzialmente mobilizzabile lungo il reticolato idrografico. Ne consegue che la frazione clastica grossolana risulta quantitativamente subordinata alla frazione sabbioso-siltosa, con formazione di prevalenti fenomeni tipo *mud-flow* (es. bacino del Rio Nero).

Alla base delle pareti a calcescisti che dominano i versanti sinistri della Val Troncea, della Valle Ripa, della Val Thuras e alla base delle pareti calcareo-dolomitiche del Monte Banchetta, del massiccio del Roc del Boucher e della dorsale Monte Chaberton - Punta Rochers Charnier, i processi di degradazione del

substrato si esplicano con il continuo distacco di frammenti e blocchi rocciosi e talora con lo sviluppo di più estesi fenomeni di crollo. Il materiale detritico così prodotto, oltre ad alimentare le estese falde alla base delle pareti, si accumula lungo il reticolato idrografico secondario costituendo una cospicua fonte di sedimenti in grado di alimentare i processi di trasporto solido in massa. Particolarmente significativa, in questo senso, l'evidente asimmetria morfometrica che contraddistingue i conoidi situati sugli opposti versanti delle valli Troncea, Ripa e Thuras: assai più estesi e acclivi quelli posti sui versanti sinistri rispetto a quelli destri, diretta conseguenza della maggiore produzione di detrito, dei maggiori volumi di sedimenti recapitati a valle e dell'elevata frequenza dei fenomeni. In questi contesti la frazione grossolana prevale quantitativamente sulla frazione sabbioso-siltosa con sviluppo di prevalenti fenomeni di *debris flow* (es. bacino del Grand Vallon).

In taluni casi l'elevata acclività dei bacini, spesso di dimensioni esigue (talvolta di pochi ettari), e la presenza di roccia nuda consente una rapida trasmissione dei deflussi idrici verso valle e la repentina rimobilizzazione del detrito accumulato negli estesi conoidi sottostanti: tipico è l'esempio del versante sud-orientale del Monte Chaberton, ripetutamente coinvolto (nel settembre 1919, nell'agosto 1998 e infine nel luglio e agosto 2002) da imponenti colate detritiche che hanno coinvolto, interrompendola, la S.S. n. 24 Cesana-Claviere (TROPEANO & TURCONI, 1998).

Nel corso di alcuni eventi alluvionali gli ingenti volumi di sedimenti veicolati in conoide hanno determinato lo sbarramento dei deflussi a spese del corso d'acqua recipiente e la formazione di invasi lacustri effimeri. Nel 1729 uno sbarramento del T. Ripa in località Brusà del Plan (presumibilmente causato dai sedimenti trasportati dal Rio Colombiera) causò la formazione di un esteso invaso lacustre; nella primavera dell'anno seguente, con il concorso della fusione della neve, avvenne il collasso dello sbarramento che causò gravi danni alle frazioni situate lungo le sponde del T. Ripa. All'incirca un secolo dopo, un fenomeno analogo venne a crearsi per effetto di un *eboulement* nei pressi di Argentera (presumibilmente determinato dagli apporti di uno dei numerosi conoidi presenti in quel tratto vallivo), nell'omonima valle: anche in questo caso il collasso dello sbarramento nel 1826 creò sensibili danni per effetto dell'improvvisa piena del T. Ripa.

Tab. 4 - Cronologia degli eventi alluvionali in alta Valle di Susa e in alta Val Chisone. Tipo: P = piena torrentizia; DF = debris flow e/o mud flow. Effetti: A = allagamento; Al = alluvionamento; C = collaso di sbarramento fluviale; E = erosione; S = sbarramento fluviale. Danni: C = terreni coltivati; D = opere di difesa; E = edifici; V = viabilità.

DATA	COMUNE	LOCALITA'	BACINO	TIPO	EFFETTI	DANNI
1629/08/23	-	Val Chisone	T. Chisone	P	-	?
	-	Valle di Susa	F. Dora Riparia	P	-	?
1685/10/18	Pragelato	Troncea - Traverses	T. Chisone e trib.i	P	E	E, V
		Traverses	R. Salse ?	P	A, Al	E
1705/11/03	Pragelato	Territorio comunale	T. Chisone	P	E	V
1706/11/04	Pragelato	Territorio comunale	T. Chisone	P	E	E, V
	Cesana	Cesana	F. Dora Riparia	P	E	V
1708/08/17	Pragelato	Territorio comunale	T. Chisone	P	E	V
	Sestriere	Territorio comunale	R. des Brachets	DF?	Al	E, V
	Cesana	Bousson - Cesana	T. Ripa	P	E	E, V
		Sauze di C.	R. de la Gaveine	DF	Al	E
		Fenils	F. Dora Riparia	P	-	V
1728/05/20	Pragelato	Pattemouche	T. Chisone e/o Chisonetto	P	E	E
		Territorio comunale	T. Chisone	P	-	C, E
	Sauze di C.	Sauze di C.	T. Ripa	P	A, E	C
		Rollieres	T. Ripa	P	E	C
	Cesana	Bousson	T. Ripa	P	A, E	E, V
		Cesana	R. del Pre de S. Jean	P	?	?
			F. Dora Riparia	P	E	V
		Mollieres	F. Dora Riparia	P	E	E, V
		Fenils	R. di Fenils ?	P	E	E
1729	Sauze di C.	Brusa del Plan	R. Colombiera	DF	S	?
1730	Sauze di C.	Territorio comunale	T. Ripa	P	A, C	?
	Cesana	Territorio comunale	T. Ripa	P	A, C	?
1733	Pragelato	Pattemouche	T. Chisone e/o Chisonetto	P	Al, E	E
1810/09/00	Cesana	Cesana	F. Dora Riparia	P	E	V
1826 ?	Sauze di C.	Argentera	R. Grand Adreit ?	DF	S	-
1826	Sauze di C.	Territorio comunale	T. Ripa	P	A, C	-
1839	Pragelato	Laval - Traverses	T. Chisone	P	Al	V
1856/05/28-30	Sauze di C.	Territorio comunale	T. Ripa	P	E	V
1888/06/29	Cesana	Territorio comunale	T. Ripa	P	A	-
1890/05/00	Cesana	Territorio comunale	R. Zaffuel	P	A, Al	E
1905/08/00	Cesana	Territorio comunale	R. Malnet	DF	S	V
1908/06/20	Pragelato	Territorio comunale	T. Chisone	P	E	V
1910/06/00	Cesana	Fenils	R. Fenils	P	-	V
1919/07/00	Cesana	Chaberton	-	DF	Al	V
1920/09/24	Pragelato	Laval	R. della Volpe	P	-	-
			T. Chisone	P	E	V
		Plan	R. Combeiraut	P	A, Al	C, E, V
		Territorio comunale	R. delle Grangette	P	-	-
			R. della Juberge	P	-	-
		Traverses	R. Salse	P	Al	C
			R. Combalet	P	Al	C
		Troncea - Pattemouche	T. Chisone	P	Al, E	V
	Cesana	Fenils	R. Fenils	P	E	V
		Bousson e Cesana	T. Ripa	P	E	V
1926/04/24	Pragelato	Territorio comunale	T. Chisone e trib.i	P	Al	C
1936/07/06	Oulx	Territorio comunale	R. Nero	DF	Al	-
1947/09/25	Pragelato	Pattemouche	T. Chisone	P	E	V

Segue

DATA	COMUNE	LOCALITA'	BACINO	TIPO	EFFETTI	DANNI
1948/05/13-15	Pragelato	Pattemouche	T. Chisone	P	E	V
	Sauze di C.	T. Ripa	Territorio comunale	P	E	C
	Cesana	Bousson - Cesana	T. Ripa	P	A, E	V
1948/09/04-05	Cesana	Fenils	Dora Riparia o R. Fenils	P	E	V
1957/06/12-14	Pragelato	Laval	R. della Volpe	P	E	D
		Pattemouche	T. Chisone	P	E	D
			T. Chisonetto	P	A, Al	V
		Plan	R. Combeiraut	DF	A, Al	D, V
			T. Chisone	P	A	E
		Traverses	T. Chisone	P	E	D
			R. Salse	DF	Al	V
		Troncea	R. Curba	P	E	D
			R. delle Michele	P	E	D
		Val Troncea	T. Chisone	P	Al, E	V
	Sestriere	Borgata Sestriere	T. Chisonetto	P	A, Al	C, E, V
			R. Croux	DF?	Al, S	V
			R. d'Arz	P	A	-
		Territorio comunale	T. Chisonetto	P	E	D
			Valle Argentera	P	E	V
	Sauze di C.	Sauze di C. - Bousson	T. Ripa	P	E	V
	Cesana	Bousson	T. Thuras e T. Ripa	P	A, Al, E	E, V
		Berengie	Trib.o T. Thuras	P	Al	E
		Bousson - Cesana	T. Ripa	P	A, Al, E	E, V
		Cesana	T. Ripa	P	A, Al, E	E, D
			T. Piccola Dora	P	Al	D, V
		Solomiac	R. de la Grande Cote	P	E	V
		Val Thuras	T. Thuras	P	E	V
		Rhuilles	T. Thuras	P	E	V
			R. Leita	DF	Al	V
			R. Bouchars	DF	Al	V
	Claviere	Claviere	R. Secco	P	A, Al	V
1959/05/22-25	Pragelato	Territorio comunale	T. Chisone	P	E	V
		Pattemouche	T. Chisonetto	P	E	V
		Cesana	T. Ripa	P	A, E	V
1960/05/18	Cesana	Bousson - Cesana	T. Ripa	P	A, E	V
1963	Pragelato	Val Troncea	T. Chisone	P	E	D
1964/07/21	Oulx	Territorio comunale	R. Nero	DF	Al	-
1977/05/18-19	Pragelato	Laval	T. Chisone	P	A	-
		Pattemouche	T. Chisone	P	A	V
		Plan	R. Combeiraut	P	E	-
		Traverses	R. Salse	P	Al	V
		Sauze di C.	T. Ripa	P	E	V
		Grange Sises	Comba Cassen	DF	Al	V
		Cesana	R. Fenils	DF	Al	V
1987/08/24	Cesana	Fenils	R. Fenils	DF	Al	V
1988/07/23	Cesana	Val Thuras	Tributari T. Thuras	P, DF	Al	V
1990/08/03	Cesana	Cesana	Grand Vallon	DF	Al	E
		Fenils	R. Fenils	DF	Al	V
		Claviere	R. Secco	P	A, Al, E	E, V
1992/07/21	Cesana	Cesana	Grand Vallon	DF	Al	-
		Fenils	R. Fenils	DF	Al	-
		Pragelato	La Tuccia	DF	Al	V
1994/06/26	Pragelato	Laval	R. del "Baracot"	DF	Al	V
		Troncea - Plan	T. Chisone	P	Al, E	D, V

Segue

DATA	COMUNE	LOCALITA'	BACINO	TIPO	EFFETTI	DANNI
1997/07/28	Oulx	Territorio comunale	R. Nero	DF	AI	-
	Cesana	Cesana	Grand Vallon	DF	AI	D
1997/08/28	Cesana	Cesana	Grand Vallon	DF	AI	-
1998/08/12	Sauze di C.	F.ne Balme	R. Gentira	DF	AI	V ?
			Vallon Renard	DF	AI	V ?
		Grangia Gutail	R. del Pelvo	DF	AI	V ?
		Lac Laulet	R. della Pissa	DF	AI	V ?
			Vallon Micosse	DF	AI	V ?
		Ponte Ciagrassa	Vallonet	DF	AI	V
		Berengie	Trib.o sx T. Thuras	DF	AI	C, V
		Troncea	R. di Guccio	DF	AI	V ?
	Cesana	Croix de la Plane	R. Comba Crosa	DF	AI	V
		Thuras	Trib.o dx T. Thuras	DF	AI, S	-
		M. Brusà	R. della Musia	DF	AI	V
		Cesana	Grand Vallon	DF	AI	-
1998/08/16	Cesana	Cesana	Grand Vallon	DF	AI, S	-
		M. Chaberton	-	DF	AI	V
	Oulx	Territorio comunale	R. Nero	DF	AI	D
1999/07/21	Cesana	Fenils	R. Fenils	DF	AI	-
2000/06/10-14	Pragelato	La Tuccia	Trib.o sx T. Chisone	DF	AI	V
		Lendeniere - Traverses	T. Chisone	P	E	V
	Sestriere	Territorio comunale	R. Vallonas	DF	AI	D, V
			T. Chisonetto	P	E	V
	Sauze di C.	Argentera	R. Grand Adreit	DF	AI	-
		Clotes	R. Platte	DF	AI	-
		Fontane Balme	V. Micosse	DF	AI	-
			V. Renard	DF	AI	-
			R. Gentira	DF	AI	-
		Grangia Gacès	T. Ripa	P	E	V
		Peronetto	Vallonet	DF	AI	-
		Lac Laulet	R. della Pissa	DF	AI	V
		Ponte Ciatagnera	R. Ecafa	DF	AI	-
			V. Adreit	DF	AI	-
		Punta Marin	R. Secca Chalvet	DF	AI	-
		Rocciaglia	T. Ripa	P	E	D, V
		Sauze di C. - Rollieres	T. Ripa	P	E	D, E, V
		Troncea	R. di Guccio	DF	AI	-
			R. del Pelvo	DF	AI	-
	Cesana	Grand Vallon	F. Dora Riparia	P	E	-
		Croix de la Plane	R. Comba Crosa	DF	AI	-
		Rhuilles	R. Leita	DF	AI	V
			V. Draia	DF	AI	E, V
		Bousson - Cesana	T. Ripa	P	E	D, V
		Cesana	F. Dora Riparia	P	E	D, V
2000/08/12	Cesana	Cesana	Grand Vallon	DF	AI	-
		Fenils	R. Fenils	DF	AI, S	-
2000/10/13-16	Pragelato	Laval	T. Chisone	P	E	V
			R. della Volpe	P	E	V
		Mey - Lendeniere	Trib.i sx T. Chisone	P, DF	AI, E	V
		Laval - Pattemouche	T. Chisone	P	E	V
		Pattemouche - Plan	T. Chisone	P	AI, E	V
	Sestriere	Territorio comunale	T. Chisonetto	P	E	D
	Sauze di C.	Ponte delle Albere	T. Ripa	P	E	V
	Cesana	Case Fauin	R. de la Grande Cote	P	A	V

DATA	COMUNE	LOCALITA'	BACINO	TIPO	EFFETTI	DANNI
2002/07/30	Cesana	M. Chaberton	-	DF	Al	V
2002/08/19	Cesana	M. Chaberton	-	DF	Al	V
2004/08/06	Cesana	Fenils	R. Fenils	DF	Al, S	D
2006/07/06	Sauze di C.	Fontane Balme Peronetto	V. Renard	DF	Al	V
			R. della Pissa	DF	Al	V
			Vallonet	DF	Al	V
			R. della Musia	P	Al	-
			R. Nero	DF	Al, S	-
2006/07/25	Oulx	Territorio comunale	Trib.o dx T. Chisone	DF	Al	V
2008/05/28-30	Pragelato	Troncea	T. Chisone	P	E	E
		Plan - Pattemouche	R. Mait	DF	Al	V
		Duc a Valle	Trib.i sx T. Ripa	P, DF	Al	V
		Sauze di C.	T. Ripa	P	E	V
		Cesana	Territorio comunale	DF	Al	V
2011/07/15	Pragelato	Laval	Rio del "Baracot"	DF	Al	V

PROGETTO

CARG

ABSTRACT

The sheet 171 Cesana Torinese of the Geological Map of Italy, at scale 1:50,000, extends over an area of 295 km² and it was originally surveyed on a detailed map at a scale 1:10,000.

The Plio-quaternary succession consists of continental deposits of different origin. The Moncenisio Supersynthem includes various glacial and glaciolacustrine deposits, irregularly distributed along the slopes of the Susa and Chisone valleys, developed during the Last Glacial Maximum and the subsequent glacial retreat, interrupted only by short intervals of glacial readvances. Since the Dora di Cesana and Chisone glaciers came into contact as a result of the transfluence across the Sestriere Pass, the glacial deposits of the two glaciers are mapped as a single superynthem. The Palazzolo Synthem, late upper Pleistocene to Holocene in age, is made up of alluvial and debris flow deposits, locally with fluvio-lacustrine and peat intercalations, located along the main valleys bottom. Sometimes, alluvial deposits are connected with deep-seated gravitational deformations and large active landslides that involve extensively large areas of the Susa and Chisone valleys: in some cases they impacted significantly on valley bottom morphology due to partial or complete valley dam.

The pre-Pliocene substratum consists of tectono-stratigraphic units (TSUs) of different pre-collisional palaeogeographic origin. These TSUs can be referred to the oceanic Piedmont-Ligurian (ophiolite-rich TSUs) and the continental margin pre-Piedmont domains of the alpine literature.

The Chenaillet TSU, one of the best-preserved ocean-floor sequence in the

Western Alps, is formed by serpentinized peridotites, intrusive mafic rocks (gabbros, diorites, dolerites and albitites) and pillow basalts. The Lago Nero, Albergian and Cerogne-Ciantiplagna TSUs consist of thick sequences of carbonate metasediments (mainly Cretaceous in age) with blocks of ophiolites and related Jurassic sedimentary cover.

The Puys-Venaus TSU consists of a thick sequence of carbonate metasediments (Cretaceous?) and therefore its original paleogeographic location is uncertain.

The Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier is a continental margin unit. It consists of a thick Norian dolomitic succession, upwards passing to Rhaetian-Hettangian calcareous schists, and Jurassic calcareous schists and phyllites with discontinuous beds of breccias.

The Banchetta and Rognosa TSUs, typical of continental margin and oceanic sectors respectively, were intensively deformed and juxtaposed during the Alpine orogeny, and then in the Cesana Sheet they were grouped in the Banchetta-Rognosa tectonic unit. In the Banchetta TSU, pre-Triassic basement rocks are overlaid by a Mesozoic cover characterized by quartzite, dolostone and dolomitic meta-breccia. The Rognosa TSU is composed of serpentinites (often associated with ophicarbonates and ophiolite breccias) and carbonate metasediments.

The TSUs exposed in the Cesana Sheet recorded different alpine tectono-metamorphic evolutions. The oceanic Lago Nero and the Puys-Venaus TSUs are characterized by an earlier lawsonite-blueschists facies metamorphic peak (P of about 11-13 kbar and $T < 400^{\circ}\text{C}$) followed by a later greenschists facies event. The oceanic Albergian and Cerogne-Ciantiplagna TSUs recorded an epidote-blueschist facies metamorphic peak (P of about 13 kbar and $T > 400^{\circ}\text{C}$) and a later greenschists facies re-equilibration. The Chenallet TSU is not affected by alpine metamorphism. The Chaberton - Grand Hoche - Grand Argentier continental margin TSU is lacking of HP mineral assemblages. However, the evolution of this unit has been variably interpreted as typical of a very low grade or of blueschist/greenschist facies conditions.

The Banchetta and Rognosa TSUs (forming the Banchetta-Rognosa tectonic unit) recorded a similar alpine-tectono alpine evolution which is partially different from that of the adjacent units. They reached the metamorphic peak at the transition between lawsonite- and epidote- blueschist facies conditions (P ranging from 17 and 19 kbar and T of about $470\text{--}520^{\circ}\text{C}$), followed by a first decompressional event always inside the blueschist facies conditions and then an event under greenschist facies conditions occurred.

The TSUs are juxtaposed by west-dipping thrusts developed at different P-T conditions and cross-cut by high-angle post-metamorphic faults, mainly NE-SW striking.

LEGEND

PLIOCENE - QUATERNARY UNITS

Ubiquitous units under deposition

Colluvial and detrital-colluvial deposits developed at expense of easily degradable bedrock (**UID_{b2}**). Chaotic deposits made up of heterometric clasts and blocks with sandy-silty matrix in variable proportions; rocky accumulations made up of loosened portions of bedrock, locally of large dimensions (landslide accumulations) (**UID_{a1}**). Openwork and partially openwork deposits made up of angular clasts and blocks and scanty sandy-silty and sandy-gravelly matrix (talus deposits) (**UID_{a3}**). Chaotic accumulations of blocks with partially openwork texture and diamicton with heterometric clasts and blocks embedded in a silty-sandy matrix (undifferentiated till related to the Little Ice Age) (**UID_{c1}**). Chaotic accumulations of angular clasts and blocks with openwork to partially openwork texture, resting on diamicton with predominantly silty-sandy matrix and ice (rock glacier) (**UID_{c7}**). Alternating layers of peat with scarce fine mineral fraction and bluish-gray, silty-clayey sediments (peat bogs and palustrine deposits) (**UID_e**). Carbonatic concretions, massive or stratified, and slope breccia with carbonate cement (travertine) (**UID_{fl}**). Waste disposal (**UID_h**). *UPPER PLEISTOCENE - PRESENT*

Fully-developed ubiquitous units

Chaotic accumulations of heterometric clasts and blocks with silty-sandy matrix (landslide accumulations) (**UIN_{a1}**). Chaotic accumulations of angular clasts and blocks with openwork to partially openwork texture, resting on diamicton with predominantly silty-sandy matrix

(rock glacier) (**UIN_{e7}**). Carbonatic concretions, massive or stratified, and slope breccia with carbonate cement (travertine) (**UIN_{fl}**). *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

PALAZZOLO SYNTHEM

Ghiaia Grande Subsynthem

Clast supported, gravelly-sandy deposits, locally with blocks, and rare sandy or sandy-silty intercalations (alluvial and debris flow deposits) (**CSN_{3b}**). Laminated sandy and silty-sandy deposits (lacustrine deposits) (**CSN_{3e2}**). Partially openwork clasts and boulders, centimetric to decimetric in size, with scanty sandy matrix alternating with lenticular intercalations of diamicton made up of gravelly-sandy matrix and subangular blocks (mixed alluvial, debris flow and snow avalanche deposits) (**CSN_{3i}**). *UPPER PLEISTOCENE - PRESENT*

Crescentino Subsynthem

Clast supported, gravelly-sandy deposits, sometimes containing large blocks, with crude stratification (alluvial and debris flow deposits) (**CSN_{2b}**). Sandy, sandy-gravelly and gravelly stratified deposits, with planar or cross-bedded sandy-silty intercalations (lacustrine deposits) (**CSN_{2e2}**). Diamicton with sandy-silty matrix and angular to subangular clasts and boulders, locally with partially openwork texture (alluvial, debris flow and snow avalanche mixed deposits) (**CSN_{2i}**). *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

MONCENISIO SUPERSYNTHEM

Diamicton with heterometric, subangular to subrounded clasts and boulders, sometimes faceted, smoothed and striated, embedded in a silty-sandy matrix (undifferentiated till) (**MO_{c1}**). Diamicton with subangular to rounded clasts and boulders, often faceted, smoothed and striated, embedded in a well consolidated, silty and silty-sandy matrix (lodgement till) (**MO_{c4}**). Chaotic accumulations of angular to subangular blocks, with a low consolidated silty-sandy matrix (ablation till) (**MO_{c5}**). Alternation of centimetric to decimetric layers made up of sands and silty sands with planar lamination (glacio-lacustrine deposits) (**MO_{c6}**). *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

Seguret - La Riposa Unit

Laminated calcirudites and calcarenites; detrital breccia, made up of clasts of limestone and dolostone, with carbonate cement (**USR**). *PLIOCENE - PLEISTOCENE*

PRE-PLIOCENE BASEMENT

CONTINENTAL MARGIN UNITS

CHABERTON - GRAND HOCHE - GRAND ARGENTIER TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Les Arbours Complex

Schistose carbonate complex (**CLW**) containing intercalations of monogenic and poligenic breccia (**CLW_b**). *UPPER SINEMURIAN - KIMMERIDGIAN ?*

Calcari di Côte Belle

Nodular limestones and dolostones containing Corals, Brachiopods, Lamellibranchs and Crinoids; slates; calcareous schists (**CBL**). *RHAETIAN - HETTANGIAN*

Dolomie dello Chaberton

Stratified, grey dolostones with whitish weathering patina, containing Gastropods (*Worthenia contabulata*), Lamellibranchs, Foraminifera and dasycladacean Algae (**DCB**). *NORIAN*

Arenarie della Coppa

Fine sandstones of brackish environment (**AOA**). Black schists (**AOA_a**). *CARNIAN*

INCERTAE SEDIS UNITS

PUYS-VENAUS TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Puys Complex

Grey-ocher calcschists associated with minor dark-grey marbles. At places, discontinuous levels of micaschists and quartz-mica schists (**CPY**). *CRETACEOUS ?*

OPHIOLITIC UNITS

CHENAILLET TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Thin levels of ophiolitic, green to vinous-red sandstones and siltstones (**CXD**).

Basaltic lavas and dolerite dikes (**CXC**).

Gabbros (**CXB**); troctolite sills (**CXB_a**).

Irregularly brecciated, serpentinized peridotites and ophicalcites (**CXA**); albitite sills (**fa**).

LAGO NERO TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Lago Nero Complex

Undifferentiated calcschists of blueschist facies with lawsonite, glaucophane and chloritoid, re-equilibrated under greenschist facies (**CNR**). Alternation of reddish marbles with silicified rinds and phyllites (*Formation de la Replatte* and *Scisti a Palombini Auct.*) (**CNR_a**), *LOWER CRETACEOUS* ?; black phyllites ("Black shale") with rare and thin horizons of calcschists (**CNR_b**), *LOWER CRETACEOUS* ?; carbonatic schists (**CNR_c**) with ocher weathering patina, *UPPER CRETACEOUS* ?; discontinuous intercalations of micaceous quartzites with variable amounts of fuchsite (**CNR_d**), metagabbros and metabasites (**CNR_e**), serpentinites and ophicalcites (**CNR_f**), breccia with carbonate cement and clasts of limestone/dolostone or siliceous composition (**CNR_g**).

Marbles with whitish weathering patina (*Calcari a Calpionelle Auct.*) (**MPB**). *TITHONIAN - NEOCOMIAN* ?

Fissile varicoloured quartzites (radiolarite and jasper?) (**QLN**). *UPPER CALLOVIAN - MIDDLE KIMMERIDGIAN* ?

Breccia with clasts of feldspar and sporadic clasts of biotite granite, with a fine-grained matrix made up of feldspar, quartz, white mica and biotite (**BGC**).

Ophicalcites and ophicalcic breccia with clasts of serpentinites and basaltic breccia, locally with serpentine sandstones (**OPH**).

Serpentinites and serpentine schists, locally brecciated (**TIN**).

CEROGNE-CIANTIPLAGNA TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Cerogne Complex

Undifferentiated calcschists of epidote-blueschist facies with lawsonite (**LCS**). *LOWER CRETACEOUS* ? Phylladic micaschists (**LCS_u**). *LOWER CRETACEOUS* ? Serpentinites and serpentine schists (**LCS_s**).

ALBERGIAN TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Beige to light grey massive marbles, weakly micaceous, with thin intercalations of micaschists (**ALQ**).

Micaschists and quartz-micaschists, with frequent intercalations of chlorite-albite schists (**ALH**).

Prevailing calcschists with marble intercalations (**ALW**). Detrital intercalations of ophiolitic composition (**ALW_b**).

Undifferentiated ophiolitic cover (**QMM**). Quartzites (radiolarite p.p.) (**QMM_a**); whitish marbles (**QMM_b**); alternation of marbles and phyllites (**QMM_c**); black schists ("Black sha-

le??) (**QMM_d**). *UPPER JURASSIC - LOWER CRETACEOUS ?*

Fissile prasinites and metabasites (**MBA**) of epidote-blueschist facies; metabasites (**MBA_a**) with relics of brecciated structures (autoclastite?, sedimentary breccia?) and rare breccia with clasts of gabbro.

Metagabbros (**GAH**).

Serpentinites, serpentine schists and talcschists (**SEX**); breccia with serpentine clasts (**SEX_a**).

BANCHETTA – ROGNOSA TECTONIC UNIT

MONTE BANCHETTA TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Black calcareous schists and dark spatic limestones (**BHG**). *LOWER CRETACEOUS ?*

Limestones, ankerite-bearing calcschists and stilpnomelane-bearing schists (**BHM**) with levels of chert. Intercalations of breccia with prevailing clasts of limestone and minor clasts of calcareous schists (**BHM_a**). *JURASSIC - CRETACEOUS ?*

Polymict breccias, matrix- to clast-supported, with prevailing clasts of dolostone and limestone and minor clasts of quartzite, quartz-micaschist and chlorite-schist (**BHF**). The calcareous matrix is well foliated and greyish to brownish in colour. *MIDDLE-UPPER JURASSIC ?*

White to yellow carbonatic-rich quartzites (**BHC**), locally containing calcareous and dolomitic clasts. *LOWER-MIDDLE JURASSIC ?*

Ligth grey, stratified dolostones with breccia containing dolomite clasts and intercalations of dark carbonatic schist (**BHD**). *MIDDLE TRIASSIC – UPPER TRIASSIC ?*

Chlorite and albite-bearing micaschists and gneisses, with subordinate chloritoid-bearing micaschists and locally gneisses with jadeite, chloritoid and allanite paragenesis (**BHA**). Local occurence of quartzites and microconglomeratic quartzites *PERMIAN ? - LOWER TRIASSIC ?*

PUNTA ROGNOSA TECTONOSTRATIGRAPHIC UNIT

Massive marbles, pink to ligth grey in colour, weakly micaceous (**RGB**).

Calcschists ocher in colour, containing intercalations of micaschists and locally including masses of serpentinites and metabasites (**RGD**).

Prasinites, usually massive (**RGP**).

Ophicalcites and serpentine breccia, locally with masses of quartzite (**RGO**).

Serpentinites, massive or well foliated (**RGS**).

Main masses of gypsum associated with tectonic detachment horizons (**GSE**).

Breccia with carbonate cement and with prevailing subangular, carbonatic clasts (marble and dolostone) and subordinate clasts of calcschist, micaschist and ophiolites (*Carniole Auct.*) (**BCC**), occurring along major tectonic detachment horizons and fault zones.

PROGETTO

CARG

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2000) - *Eventi alluvionali in Piemonte. 10-14 giugno 2000*. Regione Piemonte. Direzione Servizi Tecnici di Prevenzione: 120 pp.
- ALBERTO W., CARRARO F., GIARDINO M. & TIRANTI D. (2007) - *Genesis and evolution of 'pseudocar-niole': preliminary observations from the Susa Valley (Western Alps)*. In: SCHREIBER B.C., LUGLI S. & BABEL M. (Eds.), *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, **285**, 155-168.
- ALI A.A., MARTINEZ M., FAUVART N., ROIRON P., FIORASO G., GUENDON J.-L., TERRAL J.-F. & CAR-CAILLET C. (2006) - *Incendies et peuplements à Pinus mugo Turra dans les Alpes occidentales (Val de Suse, Italie) durant la transition Tardiglaciaire-Holocène: une zone refuge évidente*. C. R. Biologies, **329**: 494-501.
- BARFÉTY J.C., LEMOINE M., GRACIANSKY P.C. (DE), TRICART P. & MERCIER D. (1995) - *Notice explica-tive, Carte géol. France (1/50.000) feuille Briançon (823)*. Orléans: BRGM: 180 pp.
- BARFÉTY J.C., LEMOINE M., MERCIER D., POLINO R., NIEVERGELT P., BERTRAND J., DUMONT T., AMAU-DRIC DU CHAFFAUT S., PECHER A. & MONJUVENT G. (1996) - *Carte géol. France (1/50.000), feuille Briançon (823)*. BRGM.
- BERTRAND J., DIETRICH V., NIEVERGELT P. & VUAGNAT M. (1987) - *Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **67**:147-169.
- BERTRAND J., STEEN D., TRINKLER C. & VUAGNAT M. (1980) - *The melange zone of the Col du Chenaillet (Montgenèvre Ophiolite, Hautes-Alpes, France)*. Archives des Sciences. Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, **33**: 117-138.
- BERTRAND J., COURTIN B. & VUAGNAT M. (1982) - *Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et province de Turin, Italie)*. Ofioliti, **2** (3): 155-196.
- BLARQUEZ O., BREMOND L. & CARCAILLET C. (2010) - *Holocene fires and a herb-dominated under-storey track wetter climates in subalpine forests*. Journal of Ecology, **98**: 1358-1368.
- BOGGE A. (1975) - *L'alluvione del 1728 in Val di Susa*. Studi Piemontesi, **4** (2): 379-396.
- BOTTINO G., MASTRANGELO F., NATALE P. & ZUCCHETTI S. (1975) - *Memoria illustrativa della Carta Mineraria d'Italia - Alpi Occidentali*. Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia, 14: 1-37.
- CABY R. (1995) - *Plastic deformation of gabbros in a slow-spreading Mesozoic Ridge: example of the Montgenèvre Ophiolite*. In: VISSERS R.L.M. & NICOLAS A. (Eds.), *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*. Kluwer Academic Publishers: 123-145.
- CAMPANINO F. & POLINO R. (2002) - *Carta geologica delle Alpi Piemontesi (1868-1879). Fotomo-saico alla scala 1:380.000 dei 29 fogli alla scala 1:50.000 rilevati da M. Baretti, B. Gastaldi, H. Gerlach, C. Bruno, L. Bruno e G. Michelotti*. Regione Piemonte, Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino. Litografia Geda.
- CAPELLO C.F. (1955) - *Il fenomeno carsico in Piemonte. Le zone interne del sistema alpino*. CNR - Centro Studi per la Geografia Fisica. Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica: 140 pp.
- CARON J.-M. (1969) - *Sur le brèches polygéniques chaotiques intercalées dan les Schistes Lustres piémontais au Mont Banchetta près de Sestriere (Alpes cotiennes, Italie)*. C. R. Soc. Geol. Fr.: 112-113.
- CARON J.-M. (1971) - *Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Ses-triere (Alpes cotiennes, Italie)*. Géol. Alpine, **47**: 45-67.
- CARON J.-M. (1977) - *Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale*. Thèse État, Strasbourg: 326 pp.
- CARON J.-M. & SALIOT P. (1969) - *Nouveaux gisements de lawsonite et de jadeite dans les alpes fran-co-italiennes*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, **268**: 3153-3156.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1911) - *Foglio 66 "Cesana Torinese"*. Servizio Geologico d'Italia.

- CATELLA M. (1951) - *I marmi del Piemonte*. Atti e Rassegna Tecnica della Società degli Ingegneri e degli Architetti in Torino. Nuova Serie, Anno 5, n. 3: 93-95.
- CHALOT-PRAT F. (2005) - *An undeformed ophiolite in the Alps: Field and geochemical evidence for a link between volcanism and shallow plate tectonic processes*. In: Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C. & Anderson D.L. (Eds.), *Plates, plumes, and paradigms*. Geological Society of America Special Paper, **388**: 751-780.
- CHALOT-PRAT F., GANNE J. & LOMBARD A. (2003) - *No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps)*. Lithos, **69**: 69-103.
- CHARRIER G. (1967) - *La torbiera del Colle di Sestriere (Torino): suo significato per la storia del clima e della vegetazione del versante italiano delle Alpi Cozie nell'Olocene superiore*. Allionia, **12**: 221-250.
- CHARRIER G. (1970) - *Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane. I. I legni fossili di larice del Colle del Sestriere (Torino) datati con il metodo C-14*. Allionia, **16**: 155-164.
- CHARRIER G. (1990) - *Documenti di paleoclimi e paleoambienti del Pliocene terminale Pleistocene ed Olocene nel territorio della Valle di Susa e sue adiacenze*. Associazione Mineraria Subalpina. Quaderni di studi e documentazione, n° 11: 55 pp.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1975) - *Analisi palinologica e datazione radiometrica C^{14} di depositi torbosi intermorenici della Regione Piemontese applicate allo studio del clima e dell'ambiente durante il Quaternario superiore*. Boll. Com. Glac. It., **23**: 51-66.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1977) - *Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane. VI - Nuovi contributi alla studio del Neoglaciale nell'alta Valle della Dora Riparia: la serie di San Sicario (Cesana)*. Allionia, **22**, 129-156.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1978-1979) - *Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane. VIII - Documenti del Neoglaciale nella Valle del Gimont (Cesana Torinese)*. Allionia, **23**: 119-153.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1961). *Catasto dei ghiacciai italiani*. Anno geofisico 1957-1958. Vol. I. Torino. Comitato Glaciologico Italiano - Consiglio Nazionale delle Ricerche: 324 pp.
- CORDEY F. & BAILLY A. (2007) - *Alpine ocean seafloor spreading and onset of pelagic sedimentation: new radiolarian data from the Chenaillet-Montgenèvre ophiolite (French-Italian Alps)*. Geodinamica Acta, **20** (3): 131-138.
- CORNO A. (2018) - *Caratterizzazione litostratigrafica, strutturale e petrografica del massiccio Banchetta - Rognosa (alta Val Chisone, To)*. Tesi di Laurea Magistrale, Università degli Studi di Torino: 211 pp.
- CORNO A., MOSCA P., BORGHI A. & GATTIGLIO M. (2019) - *Lithostratigraphy and petrography of the Monte Banchetta - Punta Rognosa oceanic succession (Tronçea and Chisonetto valleys, Western Alps)*. Ofioliti, **44** (2): 83-95.
- COSTA S. & CABY R. (2001) - *Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenèvre ophiolite (France)*. Chemical Geology, **175**: 449-466.
- DAL PIAZ G.V. (2010) - *The Italian Alps: a journey across two centuries of Alpine geology*. In: M. BELTRANDO, A. PECCERILLO, M. MATTEI, S. CONTICELLI & C. DOGLIONI (Eds.), *Journal of the Virtual Explorer*, **36** (8).
- DE GRACIANSKY P.C., ROBERTS D.G. & TRICART P. (2010) - *The Western Alps, from rift to passive margin to orogenic belt: an integrated geoscience overview*. Developments in Earth Surface Processes, **14**: 432 pp.
- DELA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Sc. Geol., **49**: 195-206.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M. & SARTORI M. (1992) - *From Oceanic closure to continental collision: a synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the*

Western Alps. Geol. Soc. Am. Bull., **104**: 127-139.

- ELTER G. (1971) - *Schistes Lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies)*. Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géol. Alpine, **47**: 147-169.
- EVANS B.W. (1990) - *Phase relations of epidote-blueschists*. Lithos, **25**: 3-23.
- FIORASO G. (1999) - *I travertini della Valle di Susa e della Val Chisone (Provincia di Torino): caratterizzazione sedimentologica, morfologica e ipotesi genetiche*. Il Quaternario, **12** (2), 147-160.
- FIORASO G. (2007) - *I travertini delle Alpi Cozie settentrionali: significato geologico, paleoecologico e paleoambientale*. Annali Scientifici del massiccio del Monviso, **3**, 45-65.
- FIORASO G. (2009) - *Carta Geologica della Val Tronca, CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Ente di Gestione Parco Val Tronca, Regione Piemonte*. Litografia Geda, Nichelino.
- FIORASO G. (2017) - *Impact of massive deep-seated rock slope failures on mountain valley morphology in the northern Cottian Alps (NW Italy)*. Journal of Maps, **13** (2): 575-587.
- FIORASO G., TARABRA M. & NEGRO N. (2010) - *La deformazione gravitativa profonda di Sauze d'Oulx (Alpi Occidentali): analisi dei meccanismi defromativi in relazione all'evoluzione trado quaternaria dell'alta Valle di Susa*. Il Quaternario, **23** (1): 37-54.
- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P. & MORTARA G. (1991) - *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Tridentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, **68**: 71-108.
- FORLATI F., BROVERO M. & CAMPUS S. (1995) - *Alcune considerazioni sulle deformazioni gravitative profonde di versante inerenti il territorio piemontese*. Atti del 2° Incontro Internazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata. Peveragno, Cuneo - Italia, 11-13 ottobre 1995: 75-81.
- FRANCHI S. & DI STEFANO G. (1896) - *Sull'età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie*. Boll. R. Com. Geol. It., **27**: 171-180.
- FRANCHI S. (1898) - *Sull'età Mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Com. Geol. It., **29**: 173-247.
- FRANCHI S. (1910) - *Il Reticco quale zona di transizione fra la dolomia principale ed il Lias a "facies piemontese" - calcescisti con belemniti e pietre verdi - nell'alta Valle di Susa*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **41**: 306-340.
- FRANCHI S. (1911) - *L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Reticco nell'alta Valle di Susa*. Boll. R. Com. Geol. It., **42**: 171-187.
- FRANCHI S. (1929) - *Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane*. Mem. Descr. Carta Geol. Ital., **22**: 1-63.
- GASTALDI B. (1871) - *Brevi cenni intorno ai terreni attraversati dalla galleria delle Alpi Cozie*. Boll. R. Com. Geol. It., **9-10**: 193-207.
- GASTALDI B. (1876) - *Sui fossili del calcare dolomitico del Chaberton, Alpi Cozie, studiati da G. Michelotti*. Atti R. Acc. Lincei, sez. II, Tomo III: 1-10.
- GERMANI D., ANGIOLINI L. & CITA M.B. (2003) - *Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica*. APAT. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici. Quaderni Serie III, **9**: 155 pp.
- GIACOMETTI F., EVANS K., REBAY G., CLIFF J., TOMKINS A., ROSSETTI P., VAGGELLI G. & ADAMS D. (2014) - *Sulfur isotope evolution in sulfide ores from Western Alps: assessing the influence of subduction-related metamorphism*. Geochemistry, Geophysics and Geosystems, **15** (10): 3808-3829.
- GIARDINO M. & POLINO R. (1997) - *Le deformazioni di versante dell'alta Valle di Susa: risposta pellicolare dell'evoluzione tettonica recente*. Il Quaternario, **10** (2): 293-298.
- GOVI M. (1971) - *L'evento alluvionale del 12-15 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e della Valle D'Aosta*. Atti del XXI Congresso Geografico Italiano. Verbania 13-18 settembre 1971, **2** (1): 217-239.
- GUIRAUD M., HOLLAND T. & POWELL R. (1990) - *Calculated mineral equilibria in the green-schist-blueschist-eclogite facies in Na₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O*. Contrib. Mineral. Petrol., **104**: 85-89.
- HOLLAND T.J.B. (1980) - *The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600 - 1200°C*. Amer. Mineral., **65**: 129-134.
- KORUP O., ALEXANDER L.S., STROM L. & WEIDINGER J.T. (2006) - *Fluvial response to large rock-slo-*

pe failures: Examples from the Himalayas, the Tien Shan, and the Southern Alps in New Zealand. Geomorphology, **78**: 3-21.

JEANBOURQUIN P. (1988) - *Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv.*, **81** (2): 511-538.

LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. & DUTTO F. (1982) - *Sedimentary cover of some ophiolites of the Cottian Alps. Ofioliti*, **2-3**: 339-350.

LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNESTETTER M., ROBERT D. & TRICART P. (1984) - *Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien: analyse du rapport entre les ophiolites et leur couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. Ofioliti*, **9**: 67-88.

LAROCQUE I. & FINSINGER W. (2008) - *Late-glacial chironomid-based temperature reconstructions for Lago Piccolo di Avigliana in the southwestern Alps (Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **257**: 207-223.

LEMOINE M. (1971) - *Données nouvelles sur la Série du Gondrand près de Briançon (Alpes Cottien-nes). Réflexion sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. Géol. Alpine*, **47**: 181-201.

LEMOINE M., STEEN D. & VUAGNAT M.O. (1970) - *Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: observation dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basse Alpes, France). C.R. Soc. Phys. Hist. Nat.*, **5**: 44-59.

LEMOINE M., BOURBON M. & TRICART P. (1978) - *Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. C.R. Acad. Sci. Paris*, **286**: 1237-1240.

LEMOINE M. & TRICART P. (1979) - *Une partie des Schistes Lustrés et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulement au pied d'un escarpement de faille océanique? C.R. Acad. Sci. Paris*, **288**: 1655-1658.

LEMOINE M. & TRICART P. (1986) - *Les Schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales: approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. Eclogae geol. Helv.*, **79**: 271-294.

LORY M.C. (1863) - *Carte géologique et coupes géologiques générales du Briançonnais. Bul. Soc. Geol. Fr.*, **20**: 3-4.

LUCCHESI S., FIORASO G., BERTOTTO S. & CHIARLE M. (2014) - *Little Ice Age and contemporary glacier extent in the Western and South-Western Piedmont Alps (North-Western Italy). Journal of Maps*, **10** (3), 409-423.

MANATSCHAL G., SAUTER D., KARPOFF A.M., MASINI E., MOHN G. & LAGABRIELLE Y. (2011) - *The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: an ancient analogue for an Oceanic Core Complex? Lithos*, **124**: 169-184.

MARINI P., POLINO R. & ZUPPI G. (1983) - *Analisi geochimiche di carbonati del massiccio dello Chaberton. Atti Acc. Sci. Torino*, **117**: 111-119.

MASINI R. (1929) - *I dintorni di Cesana Torinese, di Bousson e di Clavières (Alpi Cozie) nella geologia e nell'industria marmifera. Parte I. Boll. Soc. Geol. It.*, **48** (2): 281-313.

MASINI R. (1930) - *I dintorni di Cesana Torinese, di Bousson e di Clavières (Alpi Cozie) nella geologia e nell'industria marmifera. Parte II. Boll. Soc. Geol. It.*, **49** (1): 105-142.

MASSONE H.J. & SCHREYER W. (1987) - *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contr. Miner. Petrol.*, **96**: 212-224.

MEGARD-GALLI J. & CARON J.-M. (1972) - *Decouvert de carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Gran Roc, Alpes Cotiennes septentrionales, Italie). C. R. Acad. Sci. Paris*, **275**: 1959-1963.

MEGARD-GALLI J. (1974) - *Âge et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (Zone du Gondran), entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales). Géol. Alpine*, **50**: 111-129.

MÉVEL C., CABY R. & KIENAST J.-R. (1978) - *Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolized fiaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). Earth and Planetary Science Letters*, **39**: 98-108.

MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco*

- alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche.* Boll. Soc. Geol. It., **106**: 303-314.
- MOSCA P. & FIORASO G. (2016) - *La Carta Geologica delle Alpi Occidentali in scala 1:400.000 del Regio Ufficio Geologico: inestimabile documento della cartografia geologica italiana.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **100**: 61-72.
- NATALE P. (1966) - *Sulla pirite di alcuni giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi Occidentali.* Bollettino Associazione Mineraria Subalpina, **3-4**: 356-363.
- NATALE P. (1969) - *Recrystallization and remobilization in some stratiform pyrite deposits of the Western Alps.* Convegno sulla rimobilizzazione dei minerali metallici e non metallici, Cagliari agosto 1969: 129-148.
- NATALE P. & VISETTI A. (1980) - *Contributo alla conoscenza minerogenica delle piriti di origine esalativo-sedimentaria.* Bollettino Associazione Mineraria Subalpina, **1**: 180-210.
- NATALE P. & ZUCCHETTI S. (1966) - *Studi sui giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi della Alpi Occidentali - Nota I. Compendio delle conoscenze attuali delle piriti stratiformi.* L'Industria Mineraria, **17**: 443-451.
- NOVARESE V. (1900) - *La miniera del Beth e del Ghinivert.* Rassegna Mineraria, **12** (7): 97-99, **12** (8): 113-115, **12** (9): 131-133.
- OROMBELLI G., RAVAZZI C. & CITA M.B. (2005) - *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UGM), tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino.* Il Quaternario, **18** (2): 147-155.
- PIANA F., FIORASO G., IRACE A., MOSCA P., D'ATRI A., BARALE L., FALLETTI P., MONEGATO G., MORELLI M., TALLONE S. & VIGNA G.B. (2017) - *Geology of Piemonte region (NW Italy, Alps-Apennines interference zone).* Journal of Maps, **13** (2): 395-405.
- POLI S. & SCHMIDT M.W. (1995) - *H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems.* J. Geoph. Res., **100**: 22299-22314.
- POLINO R. (1984) - *Les séries océaniques du haut Val de Suse (Alpes Cottiniennes): analyse des couvertures sédimentaires.* Ofioliti, **9**: 547-554.
- POLINO R., MONTICELLI F. & VACCARO D. (1983) - *L'unità piemontese Chaberton-Grand Hoche (Val Susa-Alpi Occidentali): evoluzione litostratigrafica, assetto strutturale e rapporti con i complessi circostanti.* Mem. Soc. Geol. It., **26**: 489-498.
- POLINO R. & LEMOINE M. (1984) - *Detritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligure: la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes).* C. R. Acad. Sci. Paris, **298**: 359-364.
- POLINO R., BORGHİ A., CARRARO F., DELA PIERRE F., FIORASO G., GATTIGLIO M., GIARDINO M. (2002a). *Carta Geologica d'Italia. Foglio 132-152-153 "Bardonecchia" alla scala 1:50.000.* Servizio Geologico d'Italia.
- POLINO R., BORGHİ A., CARRARO F., DELA PIERRE F., FIORASO G., GIARDINO M. (2002b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 132-152-153 "Bardonecchia".* Servizio Geologico d'Italia.
- POWELL R. & HOLLAND T.J.B. (1990) - *An enlarged and updated internally consistent thermodynamic data-set with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H-O₂.* J. Metamorphic Geol., **8**: 89-124.
- PROYER A. (2003) - *Metamorphism of pelites in NKFMASH - a new petrogenetic grid with implications for the preservation of high-pressure mineral assemblages during exhumation.* J. Metamorphic Geol., **21** (5): 493-509.
- PUMA F., RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1984) - *Carta dei movimenti di massa delle alte valli del Chisone e di Susa (scala 1:100.000).* In: AA.VV. (1984), "Geotraversa della zona piemontese nella Valle di Susa". Servizio Geologico Regione Piemonte. Guida all'escursione pre-congresso, 72° Congr. Soc. Geol. It., 10-11 settembre 1984: 28 pp.
- PUMA F., RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G. (1989) - *Movimenti di massa nelle alte valli di Susa e Chisone.* Boll. Soc. Geol. It., **108**: 391-399.
- RADBRUCH-HALL D.H., VARNES D.J. & SAVAGE W.Z. (1978) - *Gravitational spreading of deep-sided ridges ("Sacking") in Colorado.* J. Research U.S. Geol. Survey, **5**: 359-363.

- RAO B.B. & JOHANNES W. (1979) - *Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages*. N. Jb. Miner. Mh., **10**: 437-447.
- SACCO F. (1921) - *Il glacialismo della Valle di Susa, con carta 1:100.000*. L'Universo, **3** (8): 1-32.
- SACCO F. (1928) - *Il glacialismo nelle valli di Pinerolo*. Boll. R. Uff. Geol. It., **53**: 1-25.
- SAVAGE W.Z. & SWOLFS H.S. (1986) - *Tectonic and gravitational stresses in long asymmetric ridges and valleys*. J. Geophys. Res., **91** (B3): 3677-3685.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1908) - *Carta Geologica delle Alpi Occidentali in scala 1:400.000*. Regio Ufficio Geologico d'Italia. Roma.
- SISMONDA A. (1866) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*. Pubblicata per cura del governo di S. M. Vittorio Emanuele II Re d'Italia. Scala 1:500.000, Torino.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 179-185.
- TROPEANO D. & OLIVE P. (1993) - *Eventi geomorfologici nelle Alpi italiane e nella pianura occidentale del Po: inquadramento cronologico in base a radiodattazioni ¹⁴C*. Il Quaternario, **6** (2): 189-204.
- TROPEANO D. & TURCONI L. (1998) - *Colate detritiche del 12, 15 e 16 agosto 1998 in alta Valle di Susa (Piemonte)*. GEAM, **94**: 177-188.
- TROPEANO D., GOVI M., MORTARA G., TURITTO O., SORZANA P., NEGRINI G. & ARATTANO M. (1999) - *Eventi alluvionali e frane dell'Italia Settentrionale. Periodo 1975-1981*. CNR-IRPI Torino. Pubblicazione n. 1927 CNR-GNDICI: 279 pp.
- VALETTI L. (2011) - *Studio geologico dei settori del Vallon des Baisses - Val Clarée e del Col Longet (Alpi Occidentali): considerazioni strutturali e paleogeografiche sulle "écaillés intermédiaires"*. Tesi di Laurea Magistrale, Università degli Studi di Torino: 178 pp.
- VALETTI L. & MOSCA P. (2015) - *Geologic and structural features of the Vallon des Baisses-Mount Chaberton area (western Alps, Italy-France border)*. Rend. Online Soc. Geol. It., **36** (1), 80.
- VARNES D.J., RADBRUCH-HALL D.H. & SAVAGE W.Z. (1989) - *Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the Western United States*. U.S. Geol. Sur. Prof. Pap., **1496**: 28 pp.
- ZACCAGNA D. (1887) - *Sulla geologia delle Alpi occidentali*. Boll. R. Com. Geol. It., **18**: 346-417.
- ZISCHINSKY U. (1966) - *On the deformations of high slopes*. Proc. 1st Congr. Int. Soc. Rock Mech., Lisbon, **2**: 179-185.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. Rock Mechanics, **1**: 30-52.