



ISPRA

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 090

AOSTA

A cura di

R. Polino⁽¹⁾, M.G. Malusà^(1,2), S. Martin⁽³⁾

(per il basamento pre-quadernario)

F. Carraro⁽⁴⁾, F. Gianotti⁽⁴⁾

(per la copertura quadernaria)

F. Bonetto⁽⁵⁾

(per gli eventi alluvionali, le risorse minerarie e la geologia applicata)

Con contributi di:

per le Unità Houiller e Sion-Courmayeur: P. Perello⁽⁶⁾

per l'Unità del Ruitor: A. Schiavo⁽⁶⁾

per le Unità del Flassin, Gran Testa e Fallère-Métailler: Y. Gouffon⁽⁷⁾

(1) - CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse - Sezione di Torino

(2) - Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie - Università di Milano-Bicocca

(3) - Dipartimento di Geoscienze - Università di Padova

(4) - Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Torino

(5) - Regione Autonoma Valle d'Aosta

(6) - Libero Professionista

(7) - Landesgeologie, BWG, CH 3003 Bern-Ittingen, Schweiz

Ente realizzatore



Regione Autonoma Valle d'Aosta

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 la Regione Autonoma Valle d'Aosta:
F. BONETTO

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA:

Allestimento editoriale e cartografico:

M.G. Malusà, R. Polino

Informatizzatori:

M.G. Malusà, P. Mosca

Informatizzazione e allestimento cartografico della Banca Dati:

M.G. Malusà, P. Mosca

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

F. Bonetto - Regione Autonoma Valle d'Aosta

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 7
II	- CARATTERI GEOMORFOLOGICI	» 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 13
1.	- LA GEOLOGIA DEL FOGLIO AOSTA NEL QUADRO DELLE ALPI OCCIDENTALI	» 13
2.	- LE UNITÀ DEL FOGLIO AOSTA	» 14
2.1.	- UNITÀ SION-COURMAYEUR.....	» 15
2.2.	- SISTEMA MULTIFALDA DEL GRAN SAN BERNARDO.....	» 15
2.3.	- UNITÀ OFIOLITICHE.....	» 17
2.4.	- UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE.....	» 18
2.5.	- UNITÀ DEL MONT MARY.....	» 18
3.	- L'ASSETTO TETTONICO.....	» 19
4.	- LE FORMAZIONI SUPERFICIALI.....	» 22
IV	- BASAMENTO PRE-QUATERNARIO	» 27
1.	- UNITÀ DI CROSTA CONTINENTALE.....	» 27
1.1.	- UNITÀ DEL GRAND NOMENON	» 27
1.1.1.	- <i>Basamento pre-triassico</i>	» 28
1.1.1.1.	- <i>Complesso del Gran Nomenon</i>	» 28
1.1.1.2.	- <i>Metagranodioriti del Favret</i>	» 30
1.1.2.	- <i>Copertura mesozoica</i>	» 31
1.1.2.1.	- <i>Marmi del Trajo</i>	» 32
1.1.2.2.	- <i>Calcescisti di Belleface</i>	» 32
1.2.	- UNITÀ DI LEVEROGNE.....	» 32
1.2.1.	- <i>Complesso di Leverogne</i>	» 32
1.2.2.	- <i>Metagranofiri di Changier</i>	» 34
1.3.	- UNITÀ DEL RUITOR.....	» 35
1.3.1.	- <i>Complesso del Ruitor</i>	» 35
1.3.2.	- <i>Ortogneiss di Vedun</i>	» 38
1.4.	- UNITÀ DEL FALLERE-MÉTAILLER.....	» 38
1.4.1.	- <i>Complesso del Fallere</i>	» 39
1.4.2.	- <i>Complesso del Métailler</i>	» 40
1.5.	- UNITÀ DELLA GRAN TESTA.....	» 41
1.5.1.	- <i>Complesso della Gran Testa</i>	» 41
1.6.	- UNITÀ DEL FLASSIN	» 42
1.6.1.	- <i>Complesso del Flassin</i>	» 42
1.7.	- UNITÀ DELL'HOULLER	» 43
1.7.1.	- <i>Complesso Houiller</i>	» 44
1.7.2.	- <i>Gneiss di Costa Citrin</i>	» 45

1.8.	- UNITÀ DEL MONT MARY	»	46
1.8.1.	- <i>Complesso polimetamorfico indifferenziato</i>	»	47
1.8.2.	- <i>Marmi di Roisan</i>	»	48
2.	- UNITÀ OFIOLITICHE	»	48
2.1.	- UNITÀ DELLA GRIVOLA-URTIER	»	48
2.1.1.	- <i>Calcescisti indifferenziati</i>	»	49
2.2.	- UNITÀ DI ROVENAUD	»	51
2.2.1.	- <i>Complesso di Rovenaud</i>	»	51
2.3.	- UNITÀ DELL'AOUILLETTA	»	52
2.3.1.	- <i>Calcescisti indifferenziati</i>	»	54
2.3.2.	- <i>Scisti fillonitici e marmi grigi</i>	»	54
2.3.3.	- <i>Marmi dolomitici</i>	»	54
2.3.4.	- <i>Quarziti micacee e micascisti quarzosi</i>	»	54
2.3.5.	- <i>Metabasiti e gneiss prasinitici</i>	»	55
2.3.6.	- <i>Mg-metagabbri</i>	»	55
2.3.7.	- <i>Serpentiniti ed oficarbonati</i>	»	55
3.	- UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE	»	55
3.1.	- UNITÀ DI COGNE	»	55
3.1.1.	- <i>Quarziti di Tavaillon</i>	»	56
3.1.2.	- <i>Dolomie di Creya</i>	»	56
3.1.3.	- <i>Marmi di Epinel</i>	»	56
3.1.4.	- <i>Calcescisti del Drinc</i>	»	56
3.2.	- UNITÀ DI SION-COURMAYEUR	»	57
3.2.1.	- <i>Complesso delle Brecce di Tarantasia</i>	»	57
4.	- ZONE DI TAGLIO E MÉLANGES TETTONICI ...	»	59
4.1.	- ZONA DI TAGLIO DI ENTRELOR	»	60
4.2.	- MÉLANGE TETTONICO DI FELUMA	»	60
4.3.	- MÉLANGE TETTONICO DI AVISE-TZABOC	»	61
4.4.	- FRONTE BRIANZONESE	»	62
V	- COPERTURA QUATERNARIA	»	65
1.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	»	70
1.1.	- SINTEMA DI IVREA	»	74
1.1.1.	- <i>Subsintema di Nissod</i>	»	74
1.1.2.	- <i>Subsintema di Colle San Carlo</i>	»	75
1.1.3.	- <i>Subsintema di Excenex</i>	»	77
1.1.4.	- <i>Subsintema di Pileo</i>	»	80
1.2.	- SINTEMA DEL MIAGE	»	86
1.2.1.	- <i>Subsintema di Chateau Blanc</i>	»	86
1.2.2.	- <i>Subsintema di Les Iles</i>	»	88

2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	»	90
2.1.	- UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE.....	»	90
2.1.1.	- <i>Unità di Saint Pierre</i>	»	90
2.1.2.	- <i>Depositi ubiquitari completamente formati</i>	»	91
2.2.	- UNITÀ UBIQUITARIE IN FORMAZIONE	»	91
VI	- EVOLUZIONE STRUTTURALE	»	99
1.	- STRUTTURE SIN-METAMORFICHE ALPINE.....	»	100
1.1.	- RELITTI DI STRUTTURE PREALPINE	»	100
1.2.	- LA FOLIAZIONE REGIONALE ALPINA	»	101
1.3.	- MÉLANGES TETTONICI E ZONE DI TAGLIO SIN-METAMORFICHE	»	101
2.	- PRINCIPALI STRUTTURE POST-METAMORFICHE..	»	105
3.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	»	108
VII	- EVOLUZIONE METAMORFICA	»	113
1.	- CICLO METAMORFICO PREALPINO	»	113
2.	- CICLO METAMORFICO ALPINO	»	115
3.	- ESUMAZIONE DELLE UNITA' METAMORFICHE.....	»	118
VIII	- EVENTI ALLUVIONALI	»	121
IX	- RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE	»	127
X	- GEOLOGIA APPLICATA	»	131
	BIBLIOGRAFIA	»	133
	ABSTRACT	»	141

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 090-Aosta, prende il nome dall'abitato di Aosta (560 m), posto al margine orientale del Foglio. Copre un'area di 575 km² al limite tra Alpi Pennine e Graie, ed è attraversato dall'asta valliva principale della Dora Baltea. A nord della Dora è caratterizzato dal massiccio del M. Fallère (3059 m) e dai suoi versanti meridionali caratterizzati da imponenti deformazioni di versante, dai valloni sospesi di Planaval e di Vertosan e dallo sbocco nella valle principale della valle del Torrente Buthier. A sud è invece caratterizzato dallo sbocco sull'asta principale della Valgrisenche, della Val di Rhêmes, della Valsavaranche e della valle di Cogne. La morfologia di queste ultime è estremamente impervia e culmina, nell'area del Foglio, nei massicci della Becca di Tos (3301 m), della P. Bioula (3414 m) e del Grand Nomenon (3488 m).

Il progetto è stato eseguito sotto la responsabilità di Franco BONETTO (Regione Autonoma Valle d'Aosta) con il coordinamento scientifico di Riccardo POLINO (CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse - Unità operativa di Torino). Il rilievo geologico è stato effettuato nelle estati 1996-2003 dagli autori riportati nel quadro a margine della carta utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Regionale (CTR). Ulteriori revisioni, effettuate con lo scopo di omogeneizzare il lavoro dei vari rilevatori e di fornire una interpretazione omogenea dei nuovi dati emersi dai rilevamenti e dall'analisi dei campioni, sono state condotte negli anni 2002-2006 da Riccardo POLINO, Silvana MARTIN e Marco G. MALUSÀ.

I rilievi nel territorio del Parco nazionale del Gran Paradiso sono stati grandemente facilitati dalla disponibilità di quest'ultimo a concedere un appoggio logistico ai rilevatori.

La carta degli affioramenti, è stata trasferita su base topografica I.G.M. alla scala 1:25.000 e informatizzata ad opera di Marco G. MALUSÀ e Pietro MOSCA. La generalizzazione e l'allestimento per la stampa alla scala 1:50.000 sono stati realizzati da Marco G. MALUSÀ.

Le coperture quaternarie di tutto il bacino della Dora Baltea sono state rilevate ed interpretate, anche con l'ausilio di foto aeree a varie scale, sotto il coordinamento di Francesco CARRARO (Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Torino). I depositi della valle della Dora sono stati rilevati da Franco GIANOTTI, quelli delle zone di media e alta montagna dai rilevatori del substrato roccioso, poi controllati ed interpretati da Franco GIANOTTI. La suddivisione in alloformazioni, effettuata nella fase iniziale del rilievo, è stata sostituito, in corso d'opera, dalla suddivisione in sintemi.

Le unità di basamento prequaternario appartengono a quel complesso di falde che nella letteratura alpina vengono definite mediopennidiche e più in particolare, dall'esterno all'interno della Catena, alle "Zona Sion-Courmayeur", alla "Falda del Gran san Bernardo", nella quale sono distinte una "Zona Houillère" o "Permocarbonifero assiale" e diverse unità di basamento mono- o polimetamorfico (Falda di Mont Fort, Falda del Siviez-Mischabel, Falda di Pontis, Unità del Ruitor, Zona Brianzonese interna ed esterna) (ELTER, 1987; GOUFFON, 1993; THELIN *et alii*, 1993 con riferimenti bibliografici), alla "Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi" (unità ofiolitiche) ed alla Unità Austroalpina del M. Mary.

Nella rappresentazione dei dati si è cercato di mantenere al massimo la nomenclatura esistente nella letteratura alpina, al fine di evitare un incontrollato proliferare di nomi che renderebbero più ardua la comprensione del complesso assetto tettono-metamorfico di questo settore di catena. Tuttavia, liberi dal preconetto di voler trovare a tutti i costi una collocazione paleogeografica preorogena a unità che hanno seguito traiettorie complesse nel prisma collisionale, si è privilegiato un approccio tettono-stratigrafico (*sensu* DELA PIERRE *et alii*, 1997) e/o tettono-metamorfico (*sensu* SPALLA *et alii*, 1998) per delimitare volumi rocciosi ad evoluzione omogenea. L'interpretazione che viene fornita in queste note tende a mettere in evidenza soprattutto le geometrie di esumazione ed i rapporti geometrici esistenti tra le varie unità. Le numerose datazioni radiometriche eseguite in concomitanza e a seguito dei rilevamenti col metodo delle tracce di fissione su apatite (MALUSÀ *et alii*, 2005a, b; 2009), hanno permesso di porre vincoli forti per l'interpretazione della cinematica recente di questa porzione di catena alpina.

Dedichiamo il lavoro svolto per la realizzazione di questo Foglio a Giulio ELTER, indimenticabile maestro di geologia alpina e di vita.

II - CARATTERI GEOMORFOLOGICI

Il Foglio Aosta è interamente compreso nell'alto bacino montano della Dora Baltea, tra Morgex ed Aosta, morfologicamente costituito dal profondo solco della valle principale, da uno sviluppato sistema vallivo tributario e dalle alte vette che li contornano.

Il tratto superiore della valle principale, che è parte dell'alta Valle d'Aosta, si sviluppa tra Morgex ed Avise con direzione NW-SE, ed è relativamente stretto e roccioso; su esso si affacciano alcuni valloni tributari di modesta estensione (con l'eccezione della *Comba* di Vertosan, assai articolata), attraverso soglie sospese con un dislivello di 700÷1000 m. Il suo versante sinistro è compreso tra le dorsali del Mont Cormet - Testa di Liconi e della Court di Bard - Testa di Serena, che culminano, fuori carta, nella Grand Rochère (m 3.326). Quello destro si sviluppa tra le dorsali del Monte Charvet e del Monte Colombo, che fanno capo al M. Paramont (m 3.300).

Il tratto vallivo successivo, parte della media Valle d'Aosta (qui con direzione prevalente WSW-ENE), è molto più ampio e meno acclive; esso è caratterizzato, in destra (fig. 1a), dalla confluenza ravvicinata di alcune tra le maggiori valli tributarie della regione (Valgrisenche, Val di Rhêmes, Valsavarenche e Valle di Cogne), separate da creste che superano i 3.000 m di quota; queste culminano nella vetta del Grand Nomenon (3.488 m) tra Valsavarenche e Val di Cogne, massima elevazione dell'area compresa nel Foglio. Più ad Est si estende il bacino di Pila, comprensorio sciistico collegato da cabinovia ad Aosta. Sul versante opposto (il secco *adret*, esposto a Sud) il paesaggio è dominato dal gruppo montuoso che fa capo al M. Fallère (m 3.059),

caratterizzato dalla deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) di P. Leisser (fig. 1b), mentre l'unica grande valle ad innestarsi è quella del T. Buthier, a Nord del capoluogo.

Il fondovalle principale discende dalla quota di circa 1.000 m s.l.m. del Montbardon ai 550 m della piana tra Aosta e Plan Felinaz.

Tra Morgex e Sarre la Dora Baltea scorre più o meno profondamente incassata, con l'eccezione di limitate piane alluvionali (il *Marais* di La Salle e le piane di Derby, di Champrotard e di St. Pierre). Prevalgono infatti i settori di restringimento vallivo, come quello di 7 km in coincidenza con l'affiorare delle rocce di basamento delle Unità del Ruitor e di Leverogne, particolarmente marcato nelle gole rocciose della *Pierre Taillée* e di Avise-Leverogne, e quello di sbarramento del fondovalle all'innesto del potente conoide d'Echarlod a La Salle, o di scoscendimento del versante sinistro per la DGPV di P. Leisser contro la dorsale di *Châtel Argent* a Villeneuve. Locali allargamenti sono determinati dalle confluenze della Valgrisenche a Leverogne e della Valsavarenche-Val di Rhêmes a Introd.

A valle di Sarre il fondovalle acquisisce una notevole ampiezza, che diventa massima in corrispondenza di Aosta alla confluenza con la valle del Buthier. Questa caratteristica si mantiene, fuori Foglio, per circa 30 km lungo tutta la media valle, fino alla stretta di Montjovet.

La conformazione dei versanti è dominata, a varia scala, dalle forme ereditate dal glacialismo, soprattutto nel corso dell'ultima grande espansione del tardo Pleistocene. Esempio è la morfologia glaciale conservata in Valgrisenche, sia di esarazione (profilo trasversale a truogolo, con "spalle glaciali"; estese superfici levigate sui fianchi vallivi; raggruppamenti di forme a "dosso di cetaceo" sul fondovalle a Revers; vallecola longitudinale di Baulin) che di deposito (morena laterale di Pileo, cerchia stadiale tributaria di La Bethaz). La bassa Valle del T. Buthier è notevole per la continuità e l'estensione dei terrazzi con cui si articola il suo versante destro. La Valle di Cogne si caratterizza per l'estrema articolazione della parte alta del suo bacino, costituito da estese valli glaciali convergenti verso la conca di Sant'Orso a Cogne (fuori Foglio), in contrapposizione alla monotona incisione del lungo ramo inferiore. Più in generale le maggiori valli tributarie sono accomunate da una spiccata asimmetria del profilo trasversale: in particolare la Valgrisenche, la Val di Rhêmes e la Valsavarenche presentano un versante sinistro molto più acclive di quello destro.

L'impronta glaciale è stata localmente cancellata dai processi di deformazione gravitativa profonda, numerosi sia nella valle principale (M. Charvet, Torre Tonda, P.ta Falita, P.ta Leisser, Villeneuve-Champlong, P.te de La Pierre, Oveillan, Vignoles) che nei bacini laterali (Beauregard, Quattro Denti, M. Paillasse, P.ta Bioula, Pila, P.ta Chaligne, Costa Labiez, P.ta Ziule,

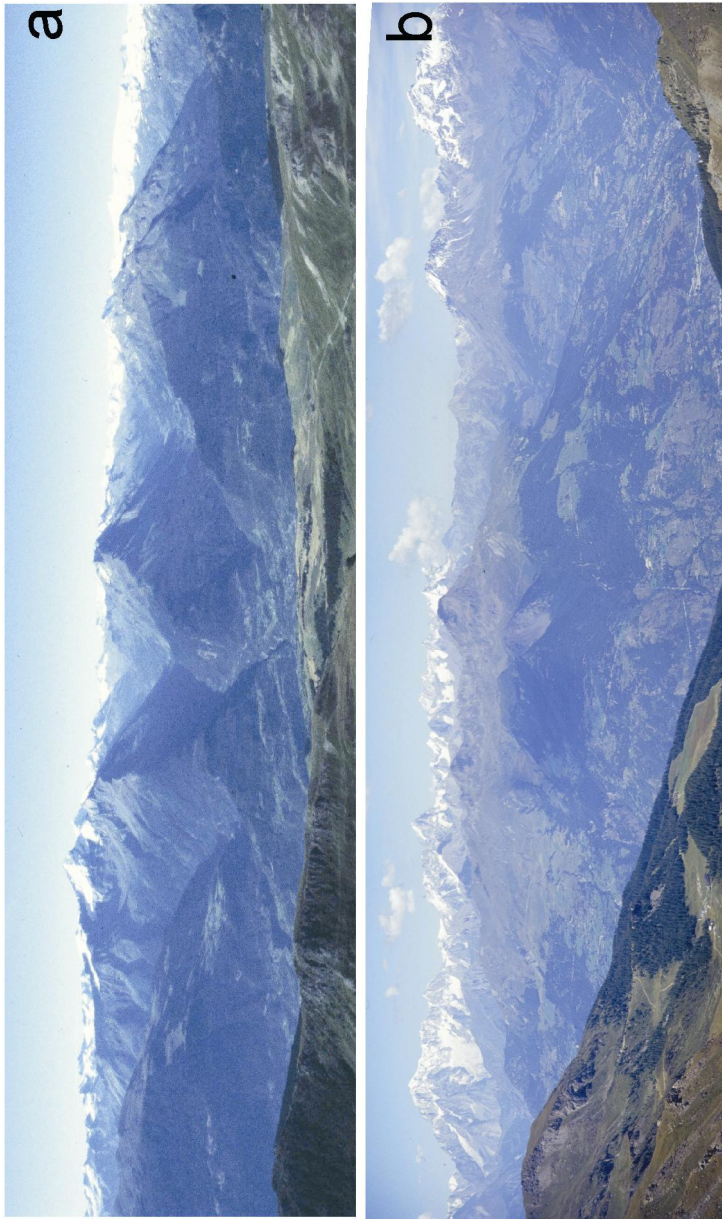


Fig. 1 - a) Panorama del versante destro della Valle d'Aosta tra lo sbocco della Valle di Cogne a sinistra e quello della Valgrisenanche a destra; b) Panorama del versante sinistro della Valle d'Aosta tra la valle dell'Urthier a destra ed il Monte Bianco a sinistra.

ecc.). Da notare come tali fenomeni siano modesti o assenti nelle valli maggiormente incise e strette (Valsavarenche, bassa Val di Cogne). Tra le grandi frane di tipo parossistico, da citare quella *post*-glaciale di S. Pierre, che ha interessato il fondovalle principale fino ad Aosta, e quella storica della Becca France, dall'accumulo a cordoni paralleli che colma il fondovalle del T. Clusella.

Vari altri elementi caratterizzano i singoli settori: nella media valle della Dora Baltea sono la *Côte de Gargantua* a Gressan (potente rilievo ghiaioso, allungato trasversalmente all'asse vallivo, maggiore relitto di un complesso di conoidi fluvio-glaciali smembrati); la grande nicchia di distacco della Becca France, visibile già da St Vincent; i rilievi rocciosi di esarazione di S. Pierre e di M. Torrette, isolati sul centrovalle, e il ripiano sospeso di Fossaz (S. Nicolas), bordato da calanchi; nell'alta valle notevole è il delta-conoide smembrato su cui sorge Avise, oltre al già citato conoide d'Echarlod.

Gli unici ghiacciai attuali di dimensioni ragguardevoli presenti nell'area del Foglio sono quelli del gruppo del Rutor (culminante nella Testa del Rutor a q. 3.486). I due minori del versante orientale (di Château Blanc e di Morion) sono parte imprescindibile del panorama dalla media valle.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - LA GEOLOGIA DEL FOGLIO AOSTA NEL QUADRO DELLE ALPI OCCIDENTALI

Una rassegna esaustiva della imponente mole bibliografica sulla geologia della valle d'Aosta esula dagli scopi di queste note e richiederebbe ben altro numero di pagine.

Appare tuttavia doveroso ricordare alcune carte geologiche che interessano anche l'area del Foglio e che rappresentano altrettanti capisaldi nella storia della cartografie e della geologia alpina. Primo esempio di cartografia al 50.000 sono le carte rilevate da GASTALDI e BARETTI tra il 1864 e il 1879 su tutto l'arco delle Alpi occidentali, cui segue la carta di GERLACH (1869) al 1:200000 del versante settentrionale della Valle d'Aosta e del Vallese. Questi primi lavori rappresentarono la base conoscitiva per la stesura delle carte alla scala 1:100000 (rilevate al 1:25000) per il Regio Servizio Geologico d'Italia tra la fine dell'800 e l'inizio del '900 principalmente da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE e STELLA, e mirabilmente riassunte da questi Autori nella "Carta geologica delle Alpi occidentali" alla scala di 1:400.000 (1908). Il lavoro analitico effettuato per questa cartografia, servirà come base di dati per le interpretazioni ed i modelli sulle costituzione e genesi delle Alpi messi a punto all'inizio del secolo scorso da grandi nomi della geologia alpina quali Lugeon e Argand (LUGEON & ARGAND, 1905; ARGAND, 1911, 1916).

Per il secolo scorso meritano un cenno particolare la carta all'1:200.000 di HERMANN (1937) su buona parte dell'arco delle Alpi occidentali e soprattutto quella al 1:100.000 di ELTER (1987) che integra nella sua sintesi cartografica sulla Valle d'Aosta più di mezzo secolo di lavori.

Un quadro d'insieme della geologia alpina, anche se a piccola scala, viene fornito dal monumentale "Structural model of Italy" (BIGI *et alii*, 1993), che fornisce una immagine completa della geologia italiana e che é servito come base per lo schema strutturale che compare in carta ed in Fig. 2.

In anni più recenti le sezioni sismiche profonde attraverso la catena alpina e ai margini della regine valdostana, ottenute alla fine degli anni 90 nel quadro dei progetti CROP, ECORS e NFP20 (ROURE *et alii*, 1990, 1996; PFIFFNER *et alii*, 1997) hanno fornito alle interpretazioni geologiche la terza dimensione. L'interpretazione di questi dati ha messo in evidenza la struttura a doppia vergenza della porzione assiale (metamorfica) della catena collisionale (Fig. 3). In questa interpretazione la catena assiale metamorfica appare come un insieme di unità ad evoluzione tettonometamorfica complessa separate dal *foreland* e *hinterland* rispettivi da due discontinuità tettoniche di dimensioni crostali: il Fronte pennidico ed il Fronte insubrico rispettivamente (POLINO *et alii*, 1990).

In base all'evoluzione metamorfica le unità comprese tra queste due discontinuità possono essere divise in tre gruppi principali (cf. OBERHÄNSLI R. *et alii.*, 2004): i) unità ofiolitiche e di basamento che hanno raggiunto condizioni di picco metamorfico in facies eclogitica, affioranti principalmente all'interno della catena (ad esempio le unità Zermatt Saas, Grivola-Urtier, Avic, Emilius, Gran Paradiso; Monte Rosa e Sesia Lanzo sulla trasversale valdostana); ii) unità ofiolitiche e di basamento che hanno raggiunto condizioni di picco metamorfico in facies scisti blu e affioranti in posizione intermedia (Combin, Rovenaud, Aouilletta, Gran San Bernardo p.p., Vallese); iii) unità di copertura che hanno raggiunto condizioni metamorfiche in facies scisti verdi (Zona houillère e unità esterne al Fronte pennidico).

Di seguito richiamiamo, per le unità comprese nel Foglio, le caratteristiche peculiari ed i risultati salienti conseguenti alla realizzazione della carta e dei lavori da questa scaturiti.

2. - LE UNITÀ DEL FOGLIO AOSTA

Il Foglio copre un'ampia porzione della parte esterna del prisma collisionale esumato (Fig. 3, 4); le unità che vi compaiono sono, dall'esterno all'interno:

- l'Unità Sion-Courmayeur;

- il sistema multifalda del Gran San Bernardo, costituito da unità di basamento ercinico (Unità del Flassin, della Gran Testa e del Fallère-Metailier a nord della Dora Baltea e Unità del Ruitor, di Leverogne e del Grand Nomenon a sud) e da unità di copertura post-ercinica (Unità dell'Houiller);

- unità ofiolitiche (Unità dell'Aouilletta, di Rovenaud e della Grivola-Urtier);

- unità scollate di copertura mesozoica (Unità di Cogne);

- unità di basamento ad affinità austroalpina (Unità del Mont Mary).

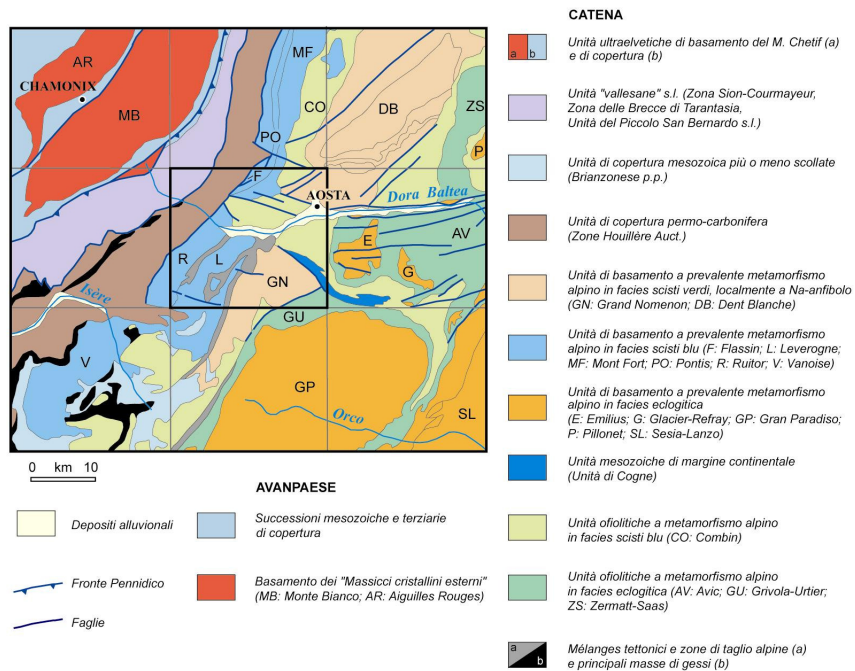


Fig. 2 - Inquadramento tettonico-metamorfico dell'area del Foglio Aosta nelle Alpi nord-occidentali. Le sigle delle unità sono riportate in legenda (dalla carta geologica allegata).

2.1. - UNITÀ SION-COURMAYEUR

È costituita da un insieme di marmi e scisti con intercalazioni di intervalli terrigeni grossolani ed è localizzata nella porzione nordoccidentale del foglio. Appartiene a quell'insieme di unità che affiora con maggiore evidenza lungo tutto il margine esterno del prisma collisionale e che è stato definito nel tempo come unità sub-brianzonesi o zona delle Breccie di Tarantasia dalla letteratura francese (ANTOINE, 1972 con rif. bibliografici) o come unità vallesane o unità nord-pennidiche dalla letteratura svizzera (STAMPFLI, 1993 con rif. bibliografici). Nell'area del foglio sono presenti associazioni metamorfiche tipiche della facies scisti verdi.

2.2. - SISTEMA MULTIFALDA DEL GRAN SAN BERNARDO

Verso l'esterno della catena l'Unità dell'Houiller è costituita da scisti filladici, micascisti e da metareniti con sporadici livelli di metaconglomerati che

mostrano associazioni metamorfiche in facies scisti verdi. Sovrascorre verso nord-ovest l'unità Sion-Courmayeur lungo il Fronte Brianzonese; il suo limite interno è costituito dal Fronte interno Houiller, contatto ad alto angolo che la separa dall'Unità del Ruitor a SW e dalle unità Flassin e della Gran Testa a NE.

Nell'area del Foglio le unità che formano il Sistema del Gran San Bernardo mostrano una notevole disarmonia, sia litologica, sia metamorfica, sia strutturale a nord e a sud dell'asse vallivo principale.

A nord della Dora affiorano principalmente unità correlabili con quelle del Vallese

Unità del Flassin,

E' costituita da un basamento monometamorfico, formato da prevalenti micascisti, paragneiss e ortoderivati di composizione granodioritica, con impronta metamorfica alpina in facies scisti blu e scisti verdi. Affiora in una scaglia tettonica plurichilometrica, delimitata da zone di taglio fragili ad alto angolo, interposta tra l'Unità dell'Houiller e le unità più interne della falda del Gran San Bernardo. Per posizione geometrica, é stato correlato alla falda di Pontis affiorante più estesamente nelle Alpi svizzere (THELIN *et alii*, 1993).

Unità della Gran Testa

Costituita da gneiss albitico-cloritici con relitti di un metamorfismo prealpino di medio grado e una sovrainpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi. E' separata dall'unità del Flassin per mezzo di piani di taglio ad alto angolo ed é sovrascorsa dall'unità del Fallère-Métailler ad est. E' classicamente attribuita al sistema multifalda del Gran San Bernardo ed è correlata alla falda del Siviez-Mischabel (THELIN *et al.*, 1993 con riferimenti bibliografici).

Unità del Fallère-Métailler

E' costituita da micascisti e paragneiss con subordinate metabasiti con sola impronta metamorfica alpina in facies scisti blu e riequilibrio in scisti verdi. Viene correlata alla falda del Mont Fort (GOUFFON, 1993). Dove non é obliterato da piani di taglio ad alto angolo, il contatto con l'unità dell'Aouilletta appare come una zona di taglio ripiegata.

Verso sud, separate da piani di taglio ad alto angolo orientati NW-SE, affiorano invece unità correlabili con le unità brianzonesi della Vanoise.

Unità del Ruitor,

Costituita da un basamento paleozoico con intrusivi di età Ordoviciano (BERTRAND *et al.*, 2000), mostra una impronta prealpina in facies anfibolitica con rari relitti in facies eclogitica, ed una riequilibrio alpina in facies scisti blu ad epidoto e facies scisti verdi (SCHIAVO, 1997 con riferimenti bibliografici). E' delimitata a NW dal sistema di faglie ad alto angolo del Fronte Interno Houiller e a SE dalla Zona di Taglio a basso angolo ed immergente verso NW di Avise/Tzaboc.

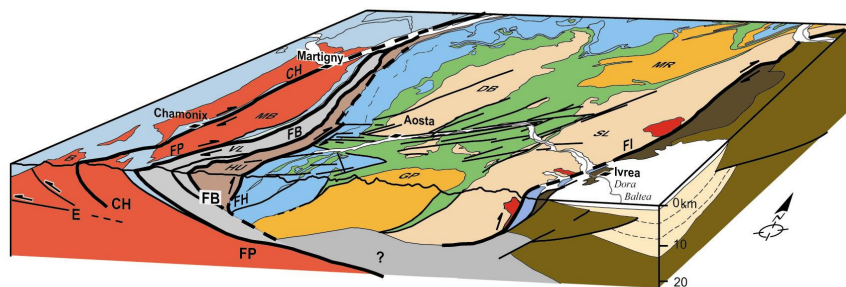


Fig. 3 - Stereogramma tettonico attraverso le alpi valdostane. I limiti geologici della faccia superiore sono tratti da BIGI *et alii* (1990), la faccia anteriore coincide con il profilo sismico CROP-ECORS (ROURE *et alii*, 1990, 1996). B: Belledonne; DB: Dent Blanche; GP: Gran Paradiso; HU: Zona Houillère; MB: Monte Bianco; MR: Monte Rosa; SL: Sesia Lanzo; VL: unità vallesane; ?: Unità pennidiche inferiori e/o mantello. CH: Faglia di Chamonix; FB: Fronte Brianzonese; FH: Fronte interno houiller; FI: Fronte Insubrico; FP: Fronte pennidico.

Unità di Leverogne

E' costituita da micascisti, paragneiss e quarziti paleozoici con intrusivi di età Cambriano media (BERTRAND *et alii*, 2000) e con impronta metamorfica alpina in facies scisti blu riequilibrata in facies scisti verdi (MALUSÀ *et alii*, 2005a). E' limitata a tetto dalla Zona di Taglio di Avise/Tzaboc e a letto dalla Zona di taglio di Feluma, entrambe immergenti verso ovest.

Unità del Grand Nomenon

E' costituita da un basamento polimetamorfico pre-alpino formato da paragneiss con subordinate metabasiti, da intrusivi di età devoniana superiore - carbonifera (BERTRAND *et alii*, 2000) a composizione granodioritica e da una copertura sedimentaria di possibile età mesozoica. E' delimitata a tetto e a letto dalla zona di taglio dell'Entrelor e quella di Feluma, verso sud dalla faglia Belleface-Traio, e verso nord-est da una zona di deformazione ad alto angolo (Zona di taglio di Cogne).

2.3. - UNITÀ OFIOLITICHE

Unità di Rovenaod

Costituita da metasedimenti e metabasiti in facies scisti blu, é sovrascorsa dall'unità del Gran Nomenon per mezzo della zona di taglio dell'Entrelor ed é separate dall'unità della Grivola-Urtier dal sistema di faglie ad alto angolo di Belleface-Traio.

Unità della Grivola-Urtier

Costituita da prevalenti metaofioliti e subordinati metasedimenti, affiora nell'angolo SE, dove viene in contatto con le unità del Grand Nomenon e di Rovenaud attraverso le faglie ad alto angolo del sistema di Belleface-Traio. Sul versante orientale della Grivola sono ben preservate belle associazioni eclogitiche. E' l'unica unità ofiolitica del Foglio che mostra chiari relitti di paragenesi eclogitiche alpine.

Unità dell'Aouilletta

E' costituita principalmente da scisti più o meno carbonatici caratterizzati da un fabric milonitico generalizzato e da subordinati marmi dolomitici, quarziti e micascisti, metabasiti, gabbri tettonici e serpentiniti. E' posta sulla prosecuzione occidentale del Sistema di faglie Aosta-Ranzola ed alla sua intersezione con i sistemi di faglie ad alto angolo di Gignod e Chaligne, di Cogne e del Fronte interno houiller.

Elevata a rango di unità per la sua estensione areale, non é dissimile, per litofacies e grado di tettonizzazione, alle Zone di taglio ed ai Mélanges tettonici descritti più avanti.

2.4. - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

Unità di Cogne

E' un'unità non ofiolitifera caratterizzata da una successione deposta su un margine continentale in estensione con quarziti, dolomie e scisti carbonatici con breccie sedimentarie. E' delimitata da un sistema di faglie ad alto angolo orientate NW-SE tra l'Unità dell'Aouilletta a nordest e le Unità del Grand Nomenon e della Grivola-Urtier a sud.

2.5. - UNITÀ DEL MONT MARY

Ben sviluppata fuori Foglio verso nord est. Su questo é costituita da paraderivati con rari relitti metamorfici prealpini in facies anfibolitica, metapegmatiti e granitoidi porfirici (ortogneiss). E' delimitata da due strutture fragili ad alto angolo che si intersecano nei pressi dei Punta Chaligne e che la mettono a contatto con metasedimenti carbonatici dell'Unità dell'Aouilletta.

Gli elementi che caratterizzano il Foglio rispetto alla cartografia precedente ed alle interpretazioni degli ultimi decenni sono:

- le grandi strutture fragili ad alto angolo che delimitano le unità affioranti;
- l'indipendenza strutturale dell'Unità dell' Houiller dalle altre unità del sistema multifalda del Gran San Bernardo;
- la non correlabilità delle unità del sistema multifalda del Gran San Bernardo attraverso i due versanti della valle principale;

- l'interpretazione della "sinclinali" interposte tra le unità di basamento del sistema del Gran San Bernardo come zone di taglio da sin- a tardometamorfiche.

3. - L'ASSETTO TETTONICO

L'assetto geometrico che si osserva nel Foglio (Fig. 4) é il risultato di una storia polifasica che giustappone le varie unità per mezzo di melanges tettonici e zone di taglio a basso e ad alto angolo che hanno agito in momenti diversi. Tali unità hanno seguito, durante l'evoluzione tettono-metamorfica alpina traiettorie indipendenti all'interno del prisma collisionale (POLINO *et alii*, 1990) e si sono accoppiate nell'Eocene in condizioni P-T tipiche della facies scisti verdi (MALUSÀ *et alii*, 2005a). I contatti sono caratterizzati da zone di taglio e melanges tettonici di spessore da decametrico a pluriettonometrico. Tali contatti mostrano una evidente disarmonia a nord e a sud della valle principale: immergenti verso nordovest sul versante meridionale ed immergenti verso sudest in quello settentrionale. La pila di unità é delimitata verso ovest dal Fronte Interno Houiller, che la separa dai metasedimenti in facies scisti verdi dell'unità Houiller, a loro volta sovrascorsi lungo il Fronte Brianzonese sui calcescisti ed i marmi dell'unità Sion-Courmayeur.

I contatti riconosciuti sono, dal basso all'alto:

- la zona di taglio dell'Entrelor, che mette a contatto l'unità ofiolitica di Rovenaud con quella del Gran Nomenon;
- il mélange tettonico di Feluma, che separa l'unità del Gran Nomenon da quella di Leverogne;
- il mélange tettonico di Avise-Tzaboc, che mostra una attività contrazionale di età eocenica, anteriore a quella registrata dal sottostante mélange tettonico di Feluma, e giustappone l'unità del Ruitor alla sottostante unità di Leverogne. I limiti del mélange risultano deformati da pieghe sinmetamorfiche in facies scisti verdi (BAUDIN, 1987; SCHIAVO, 1997; MALUSÀ *et alii*, 2005a).
- il Fronte brianzonese separa l'unità Sion-Courmayeur a letto dall'unità Houiller a tetto. L'attività contrazionale lungo questa struttura è testimoniata da una pervasiva foliazione milonitica datata a 32-27 Ma (FREEMAN *et alii*, 1998).

Tra le grandi discontinuità tettoniche post-metamorfiche classicamente descritte in questo settore di catena si ricorda il sistema di faglie Aosta-Ranzola, che si estende principalmente ad est della città di Aosta. Sono stati inoltre messi in evidenza altri sistemi di faglie che controllano l'assetto tettonico dell'area, giustapponendo localmente unità con evoluzione tettono-metamorfica contrastante.

I principali sistemi riconosciuti sono:

- Fronte Interno Houiller (MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii.*, 2005b): struttura ad alto angolo che separa l'unità Houiller, ad ovest, dalle unità di basamento del Ruitor, della Gran Testa e del Flassin ad est. Costituisce un fascio di deformazione largo alcuni chilometri con direzione NE-SW. Lungo questa struttura l'unità Houiller ha accomodato un rigetto superiore ai 2 km nell'intervallo Pliocene-Attuale (MALUSÀ, 2004).
- Faglia Belleface-Traio (POLINO *et alii.*, 2002; MALUSÀ *et alii.*, 2005a): struttura plurichilometrica sub-verticale, che giustappone l'unità della Grivola-Urtier, a SE, alle unità di Rovenaud e del Grand Nomenon, a NW. La sua attività è posteriore a quella della zona di taglio dell'Entrelor ed anteriore a quella del sistema di Cogne.
- Sistema di Gignod (POLINO *et alii.*, 2002; MALUSÀ, 2004): rappresentato da faglie ad alto angolo ad orientazione NE-SW che giustappongono i metasedimenti dell'unità dell'Aouilletta, a NW, all'unità del Mont Mary, a SE. A SW interferisce con il sistema di Chaligne,
- Sistema di Chaligne (POLINO *et alii.*, 2002): costituisce una zona di deformazione ampia alcuni chilometri, con orientazione ESE-WNW che separa l'unità del Mont Mary dall'unità dell'Aouilletta.. Si sviluppa tra la città di Aosta e la cresta P.ta Chaligne - M. Fallère. Verso est è mascherato dai depositi della Dora Baltea, mentre verso ovest è interrotto dal Fronte Interno Houiller.
- Sistema di Cogne (POLINO *et alii.*, 2002, MALUSÀ, 2004): fascio di deformazione ad orientazione NW-SE, ampio 3-4 km, costituito da piani di taglio coniugati a medio o alto angolo e sviluppato dall'abitato di Epinel a quello di La Salle. Delimita verso nord le unità del Ruitor e di Leverogne e giustappone più a SE l'unità del Gran Nomenon, l'unità di Cogne e l'unità dell'Aouilletta.

Le unità distinte nel Foglio si sono accoppiate nell'Eocene in condizioni P-T tipiche della facies scisti verdi (MALUSÀ *et alii.*, 2005a). L'esumazione delle unità metamorfiche prosegue quindi in condizioni duttili-fragili e successivamente in condizioni francamente fragili. Queste fasi tardive sono state vincolate cronologicamente mediante analisi di tracce di fissione su apatite e zircone. Tali età indicano che le unità affioranti a SE del Fronte Interno Houiller sono state esumate a profondità compatibili con la temperatura di chiusura dell'apatite (3-4 chilometri) nell'Oligocene superiore. Nello stesso intervallo temporale, le unità a NW di questa struttura si trovavano invece a profondità compatibili con la temperatura di chiusura dello zircone (7-8 chilometri) o anche superiori. Queste unità sono state esumate a livelli crostali compatibili con la temperatura di chiusura dell'apatite solo nel Pliocene (MALUSÀ *et alii.*, 2005b).

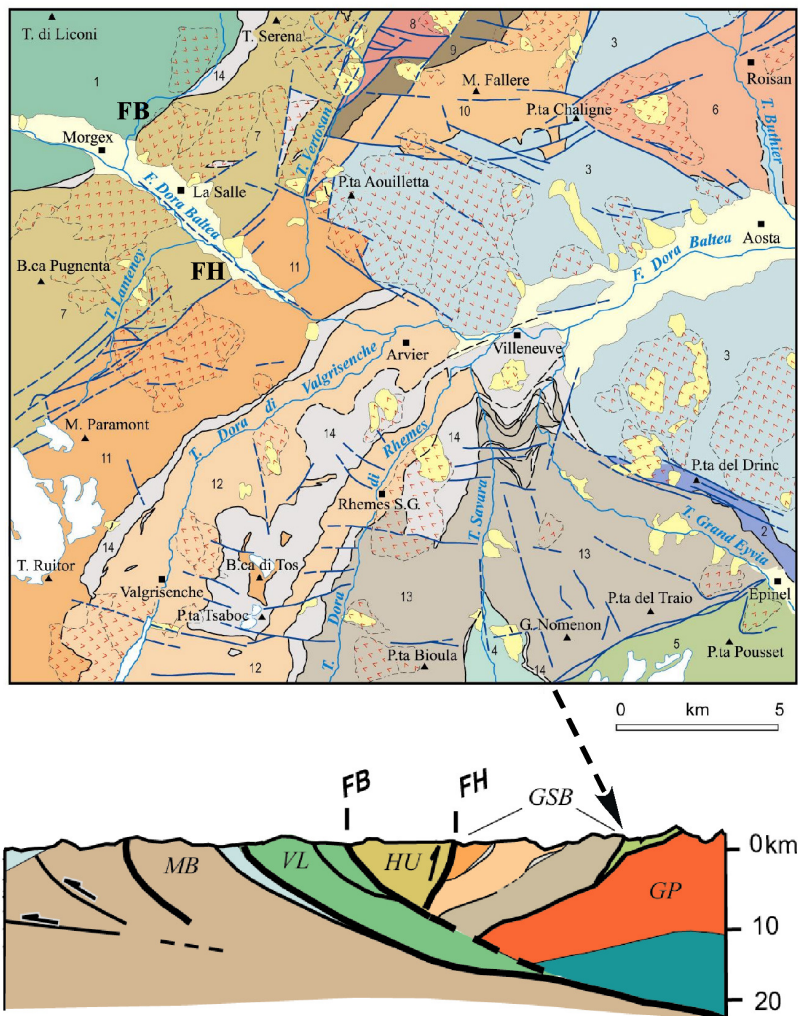


Fig. 4 - Schema tettonico del Foglio e sezione crostale attraverso la pila di falde del versante meridionale della Valle d'Aosta. MB: Monte Bianco; VL: unità Vallesane; HU: unità dell'Houiller; GSB: sistema del Gran San Bernardo; GP: Gran Paradiso. FB: Fronte Brianzese; FH: Fronte Interno Houiller.

4. - LE FORMAZIONI SUPERFICIALI

La maggior parte della letteratura geologica sulle formazioni superficiali della Valle d'Aosta è dedicata al fenomeno glaciale, per l'importanza che esso assunse nel modellamento del rilievo del grande bacino montano e per la diffusione e grandiosità delle forme e dei depositi ad esso legati.

Caratteristica comune della maggior parte dei primi lavori sull'argomento è la trattazione a livello di sintesi (BARETTI, 1877, 1893; BRUNO, 1897; NOVARESE, 1911, 1913-1914, 1915; SACCO, 1927).

Accenni a carattere geologico e glaciologico sul territorio valdostano sono già presenti negli scritti di DE SAUSSURE (1779, 1796) e di GASTALDI & MARTINS (1850). I primi studi sul quaternario in valle, ancorchè pioneristici, sono però opera di BARETTI (1877, 1893) e di BRUNO (1897).

BARETTI (1877), in accordo con GASTALDI, fa risalire i depositi glaciali presenti nell'Anfiteatro morenico d'Ivrea, edificato dal ghiacciaio della Dora Baltea, ad un'unica grande glaciazione, successiva alla "*formazione dei coni di deiezione*" ("*diluvium alpino*"). Egli elenca le principali testimonianze ("*rocce arrotondate e morene*") che "*confermano lungo tutta la valle il passaggio della colossale corrente di ghiaccio di circa 100 km di lunghezza, 2 a 3 e più di larghezza, di 600 fino ad 800 m di spessore*" e fornisce una sintetica descrizione del glacialismo nei bacini tributari. Una descrizione particolareggiata della geologia della Val di Rhêmes, della Valgrisenche e dei valloni tributari di destra fino a quello d'Arpy è contenuta nel lavoro sulle Alpi Graie settentrionali (1879). Nella sua monumentale opera del 1893, BARETTI riprende e sviluppa gli argomenti già trattati, descrivendo inoltre le *formazioni postglaciali* della Valle d'Aosta, come i vari conoidi alluvionali, le morene recenti e le frane (tra le quali la frana della Becca France del 1564).

BRUNO, geologo dilettante e profondo conoscitore dell'Anfiteatro morenico di Ivrea, scrisse anche del fenomeno glaciale nella valle della Dora Baltea (1897), asserendo come le tracce di sosta durante la fase di ritiro glaciale entro la valle si trovino solo a monte di Saint Vincent e come da qui a Courmayeur *i depositi morenici formino un tutto senza discontinuità*.

È del 1909 la pubblicazione dell'opera di PENCK & BRÜCKNER, che costituisce una pietra miliare nella storia della geologia del quaternario alpino: in essa i due studiosi esplicano lo schema, divenuto da subito classico, delle 4 glaciazioni nelle Alpi (dalla più recente alla più antica: Würm, Riss, Mindel, Günz), desunto dalle loro ricerche nel territorio bavarese e da essi utilizzato per correlare vari anfiteatri morenici delle Alpi (tra i quali quello di Ivrea).

Seguono, all'inizio del '900, i lavori fondamentali sul glacialismo della Valle d'Aosta effettuati in occasione del rilevamento per la prima edizione della

Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100.000, ad opera degli ingegneri del Real Ufficio Geologico d'Italia.

Sui fogli geologici i depositi glaciali sono estesamente rappresentati ed indicati in modo indifferenziato come “*morene wurmiane, postwurmiane e recenti*”. Vengono inoltre cartografati i depositi alluvionali (“*alluvioni recenti, laghi colmati*” e “*alluvioni terrazzate*”), i “*conoidi di deiezione*” ed i “*detriti di falda*”. Non sono invece indicati gli accumuli di frana.

L'ampio studio sul glacialismo valdostano di NOVARESE è apparso sul Bollettino del Real Comitato Geologico Italiano, suddiviso in tre articoli (1911, 1913-1914, 1915). Egli ritiene forme e depositi glaciali intravallivi “*quasi esclusivamente würmiani o postwürmiani*”. Nella fase di ritiro intravallivo del ghiacciaio balteo distingue “*tre stadi ben riconoscibili*”, considerati *postwürmiani* ed indicati come stadi di Chambave (I), di Aymavilles (II) e di Courmayeur (III) “*da tre paesi della valle principale posti colà dove si osservano avanzi ben conservati dei corrispondenti anfiteatri stadiali*” e correlati ipoteticamente agli stadi di Bühl, Gschnitz e Daun istituiti da PENCK e BRUCKNER (1909). I tre stadi sarebbero stati preceduti da una “*sosta*” glaciale (di Verres), di minore importanza, e da una marcata “*oscillazione*” (di Chatillon), quest'ultima correlata all'oscillazione di Achen. Secondo NOVARESE lo stadio di Aymavilles corrisponde al momento in cui i tre ghiacciai complessi, che davano origine a quello maestro, si erano ormai divisi, pur stazionando ancora con le loro fronti separate nella valle della Dora Baltea. Durante il successivo stadio di Courmayeur ogni ghiacciaio aveva ritirato la rispettiva fronte all'interno del proprio bacino di provenienza.

Il glacialismo valdostano fu oggetto di una revisione nel 1927 da SACCO, contenente una puntuale descrizione dei vari lembi di depositi glaciali e di forme di erosione conservati sui versanti della valle principale e di quelle tributarie, oltre che nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea. Egli distingue nell'anfiteatro tre “*glaciazioni*”, che correla dubitativamente al *Mindel*, *Riss* e *Würm* di PENCK e BRUCKNER (1909). SACCO data alla 1^a *glaciazione (mindeliana?)* le morene più esterne dell'anfiteatro (Mongrando-Salussola in sinistra e Meugliano in destra), mentre in valle sarebbero conservate solo rare *tracce* molto elevate sul versante destro della Val d'Ayas. Alla 2^a *glaciazione (rissiana?)* attribuisce le morene più elevate dell'anfiteatro, tra cui la famosa Serra d'Ivrea. Nel bacino montano la 2^a *glaciazione* è rappresentata “*dai depositi più alti esistenti sui fianchi vallivi, nonché da parecchie ed anche importanti morene insinuate*”, seppure questi “*furono abrasati dal ghiacciaio wurmiano, oppure mascherati dai depositi morenici successivi, talora da detriti di falda*”.

Per SACCO nel corso della 3^a *glaciazione (“wurmiana?”)* il ghiacciaio balteo raggiunse, nei momenti di *maximum*, gli 800÷1000 m a Courmayeur, i 1200 m a

Villeneuve e alla stretta di Montjovet e i 900÷1000 m allo sbocco vallivo. A tale potenza del ghiacciaio nel bacino montano non avrebbe corrisposto però un'estensione altrettanto imponente nel settore di anfiteatro, dove il ghiacciaio si sarebbe limitato ad edificare le morene formanti la modesta cerchia di Strambino-Tina-Albiano-Bollengo. L'autore riconosce, come NOVARESE, tre "formazioni moreniche di fondovalle, stadiarie" che considera di età postwurmiana e cioè olocenica, i cui fronti colloca presso Fenis-Nus, Gressan-Aymavilles e Verrand (Courmayeur).

Per quanto riguarda invece studi di carattere più locale o relativi a temi specifici, SQUINABOL (1888) segnala la presenza di travertini presso Aosta, che PEOLA (1902) studia dal punto di vista botanico. Particolarmente feconda fu l'opera dello stesso SACCO, che tra il 1917 ed il 1941 pubblicò una ventina tra lavori ed articoli sul glacialismo della regione e sulle sue formazioni superficiali, anche se pochi di essi riguardano l'areale compreso nel Foglio Aosta (1919, 1921, 1925, 1935). VALBUSA (1927) ritiene *prewurmiani* molti depositi del fondovalle principale (come tra Villeneuve e Aymavilles), definendoli come *morene valicate*, cioè sormontate dal ghiacciaio würmiano senza essere state erose. I *rock glaciers*, già citati da SACCO ("i Ghiacciai di rocce degli Americani"; SACCO, 1927, pag. 63) sono oggetto di una nota di HERMANN (1929), relativa a quelli della Valsavarenche.

La seconda guerra mondiale determinò una stagnazione della ricerca scientifica ed una sua lunga e difficile ripresa. Da segnalare in seguito è il lavoro di AMSTUTZ (1962) sulla geologia della Val di Cogne, in cui per la prima volta è conferita notevole importanza alla rappresentazione cartografica delle formazioni superficiali, distinte in un ampio numero di facies e in unità di valore stratigrafico. In esso si ha una prima chiara dichiarazione della capacità erosiva dei ghiacciai, ed una suddivisione dei depositi glacialigenici su base paleoclimatica (i depositi glaciali vengono correlati con gli stadi Bühl, Gschnitz e Daun).

DAL PIAZ (1965) descrive alcuni esempi di antichi alvei glaciali abbandonati (a Chamençon in Valgrisenche e nel vallone di Lenteney), attribuendoli all'azione dei ghiacciai locali e delle acque subglaciali. Basandosi su uno studio isotopico DEBENEDETTI & TURI (1975) legano la genesi delle carniole valdostane al glacialismo ed in particolare all'azione di soluzione di rocce carbonatiche ad opera delle acque subglaciali in pressione e ad una successiva precipitazione dei carbonati. Al lavoro di AMSTUTZ si collega quello di BIANCOTTI & PEYRONEL (1980) sul modellamento glaciale e fluviale della Valle di Cogne, in cui i depositi glaciali vengono suddivisi in quattro unità stratigrafiche sulla base della correlabilità dei lembi sedimentari lungo il profilo longitudinale della valle e su base pedogenetica.

CARRARO & FERRARINO (1982) sperimentano nella media valle d'Aosta il metodo morfostratigrafico e mettono in luce l'importanza dell'approfondimento

dovuto all'esarazione glaciale, in analogia con il terrazzamento fluviale. Attraverso lo studio dei rapporti geometrici fra le forme ed i depositi glaciali della valle principale CARRARO & PEROTTO (1991) scandiscono il modellamento glaciale della Valle d'Aosta in una successione di cinque complessi, riferita all'intervallo di tempo compreso tra la parte finale del Pleistocene superiore e l'Olocene. In corrispondenza alla loro terminazione verso valle, gli autori individuano quattro settori di probabile formazione di apparati morenici frontali intravallivi: rispettivamente, da valle verso monte, Bard, Fenis, Aosta e La Salle. Nel terzo volume delle Guide Geologiche Regionali (DAL PIAZ, 1992) CARRARO riconosce, nell'ambito del Foglio Aosta, la facies deltizio-glacio-lacustre della *Côte de Gargantua* a Gressan, il delta-conoide smembrato di Avise e descrive la morfologia calanchiva nel till di alloggiamento a Chantel (Saint Pierre). In accordo con i risultati di studi più recenti (SIBRAVA *et al.*, 1986) viene rigettato lo schema classico delle "glaciazioni alpine" di PENCK e BRÜCKNER, in quanto viene accertata l'improponibilità della correlazione di successione di depositi di bacini differenti sulla sola base morfologica (numero e posizione delle cerchie moreniche).

Fondamentali per la conoscenza del fondovalle della Dora Baltea sono state le indagini geognostiche (profili sismici e sondaggi elettrici verticali) condotte da ARMANDO & DAL PIAZ (1970), ARMANDO (1971) e, più recentemente, attraverso il progetto GEOLEP (NICOU *et al.*, 2000), che hanno indicato l'esistenza di una conca di sovraescavazione, profonda fino a 350 m, nel fondovalle di Aosta.

In una sintesi sul carsismo CASALE & DI MAIO (1983) forniscono un elenco descrittivo delle grotte e doline note in Valle d'Aosta (nell'areale del foglio: *Borna d'la Glace* a Chabodey, *Trou du Diable* all'Arp Vieille in Valgrisenche, *Borna du Rau* a Rovenaud in Valsavarenche, *Borna de Feie* a Plan di Avise, *Grotta del Bosco di Combes* ad Arvier, varie cavità presso Verrogne).

VANUZZO (1994) presenta uno studio sui *rock glaciers* della Valle d'Aosta settentrionale ed occidentale.

Sulla frana della Becca France del 1564 in letteratura sono riportati dati di ordine prevalentemente storico (FENOIL, 1883; BARETTI, 1893; DUC, 1911; HENRY, 1917; CERUTTI, 1993; CANIGGIA, LIMONET & POGGIANTI, 1999).

Per quanto riguarda le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), molte aree interessate da tali fenomeni sono indicate sulla "Carte Geologique de la Vallée d'Aoste" (ELTER, 1987) come "*masses glissés*"; vengono inoltre segnalate in una sintesi sulle DGPV delle Alpi Occidentali (MORTARA & SORZANA, 1987). CARRARO (in DAL PIAZ, 1992) interpreta la DGPV di Champlong-Villeneuve come dovuta alla corrosione profonda di gessi e marmi.

PROGETTO
CARG

IV - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO

1. - UNITÀ DI CROSTA CONTINENTALE

1.1. - UNITÀ DEL GRAND NOMENON

L'Unità del Grand Nomenon è costituita da un basamento polimetamorfico prealpino e da sporadici lembi di copertura carbonatica di età sconosciuta classicamente attribuiti alla Zona brianzonese interna (sensu ELTER, 1960). Il basamento del Grand Nomenon viene descritto in letteratura come il nucleo di una piega regionale retrovergente ad asse ENE-WSW, la cosiddetta piega retroflessa della Valsavarenche (ELTER, 1960, 1971, 1972, con rif. bibliografici; AMSTUZ, 1962; HERMANN, 1927). Questa geometria è stata immaginata per analogia con le strutture retrovergenti dell'unità di basamento brianzonese del Mischabel (ESCHER, 1988 con rif. bibl.) e partendo dal presupposto che i calcescisti di letto e di tetto costituivano rispettivamente il fianco diritto e quello rovescio di una struttura chilometrica vergente verso SE. Il rilevamento eseguito in occasione del progetto CARG mette in evidenza come le strutture alla mesoscala di questa unità non siano compatibili con l'interpretazione correntemente accettata. Questa unità è delimitata a tetto e a letto da due importanti zone di taglio immergenti rispettivamente verso i quadranti settentrionale ed occidentale, la zona di taglio dell'Entrelor e quella di Feluma, verso sud da una struttura fragile più recente, ad alto angolo, denominata faglia Belleface-Traio, e verso nord-est da un'altra zona di deformazione ad alto angolo (Zona di taglio di Cogne).

1.1.1. - *Basamento pre-triassico*

1.1.1.1. - Complesso del Grand Nomenon

Il Complesso del Grand Nomenon è costituito da un basamento pre-alpino, formato da paragneiss con subordinate metabasiti, e da intrusivi di età devoniana superiore - carbonifera (356 - 363 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000) a composizione granodioritica ("diorite di Cogne" o "plutone di Cogne-Valsavarenche" auct.); l'incassante presenta una discreta variabilità litologica, raggruppata come di seguito.

Gneiss minuti ad albite, clorite, biotite e granato (GNM)

Costituiscono il tipo litologico volumetricamente più importante dell'unità del Grand Nomenon e sono costituiti da paraderivati di colore grigio chiaro a patina di alterazione da grigio-bruna a nocciola, massicci, di composizione prevalentemente quarzoso-feldspatica con individui isolati di clorite e mica chiara; presentano una tessitura granoblastica a grana fine, definita da aggregati di albite peciloblastica con abbondanti inclusioni di quarzo, diffusi granati eudrali alpini di piccole dimensioni ed aggregati cloritici cresciuti a spese di biotite; sono inoltre presenti relitti di granato prealpino parzialmente sostituito da clorite; la scistosità, mal definita, è sottolineata dall'isorientazione di livelli lateralmente discontinui a mica chiara e da filari discontinui di opachi. Nel vallone del Grand Nomenon è inoltre preservato localmente un *fabric* planare prealpino, rappresentato da un *layering* compositivo millimetrico-centimetrico definito dall'alternanza di livelli quarzoso-feldspatici e di livelli micaceo-anfibolici.

Gli gneiss minuti a albite, clorite, biotite e granato affiorano diffusamente sia in Val di Cogne sia sui versanti della bassa Valsavarenche. Sono localmente intercalati subordinati livelli di micascisti quarzosi, micascisti a biotite e granato e scisti scuri carboniosi.

I micascisti quarzosi, di colore grigio-biancastro, presentano una composizione prevalentemente quarzoso-feldspatica con subordinata mica chiara concentrata in livelli di spessore sub-millimetrico che definiscono una scistosità pervasiva normalmente non disgiuntiva. Sono localmente osservabili clivaggi di piano assiale ben sviluppati. I micascisti quarzosi costituiscono livelli con continuità laterale dell'ordine di alcune centinaia di metri. Affiorano prevalentemente a letto della zona di taglio di Feluma, tra i torrenti Feluma e Courthoud, lungo la fascia altimetrica compresa tra le quote 1850 e 2150 m s.l.m., e sulla sponda sinistra del torrente Dora di Rhemes tra gli abitati di Frassiney e Voix.

I micascisti a biotite e granato sono rocce a tessitura pianoscistosa di colore grigio e patina di alterazione localmente rugginosa. La scistosità, pervasiva ma non disgiuntiva e localmente crenulata, è messa in evidenza dall'alternanza di livelli millimetrici granoblastici lateralmente continui, costituiti prevalentemente da quarzo con sporadici individui isolati di mica chiara e biotite e rari blasti di granato con strutture coronitiche a biotite, e di livelli lepidoblastici a mica bianca e subordinate clorite e biotite lateralmente discontinui e fortemente ripiegati. Questi micascisti costituiscono bancate di spessore da decametrico a ettometrico intercalate agli gneiss minuti albitico-cloritici. Gli affioramenti principali sono ubicati in Valsavarenche, nel settore compreso tra gli abitati di Fenille e Chevrere, tra quota 1750 m s.l.m. ed il fondovalle, ed a quota 2500 m s.l.m. circa alla base della parete orientale del M. Favret. Affiorano, inoltre, con continuità sul versante sinistro della Val di Rhemes tra quota 2450 m s.l.m. ed il fondovalle, tra gli abitati di Melignon e Creton.

Livelli lateralmente discontinui di scisti scuri carboniosi sono invece osservabili nella bassa Val di Cogne.

Gneiss quarzosi massicci grigio scuro (GNMa)

Rappresentano, insieme agli gneiss minuti albitico-cloritici a biotite e granato, il paraderivato volumetricamente più importante tra quelli distinti all'interno dell'unità del Grand Nomenon. Sono rocce estremamente competenti, di colore grigio scuro e a patina di alterazione grigio-biancastra tendente localmente al giallo ocre, composte prevalentemente da quarzo e rara mica bianca. La blanda foliazione non presenta carattere disgiuntivo; la roccia è invece spesso interessata da sistemi di giunti che delimitano blocchi equidimensionali metrici o plurimetrici.

Affiorano diffusamente sul versante sinistro della Val di Cogne, in corrispondenza delle pareti di P.ta del Traio e di P.te Lavincusse, ed in Valsavarenche, lungo i ripidi versanti del Grand Nomenon, della P.te Forquin de Bioula e di B.ca Piana.

Gneiss quarzosi leucocratici e quarziti bianche (GNMb)

Sono rocce massicce, di composizione quarzoso-feldspatica, a patina di alterazione grigio-biancastra.

Costituiscono bancate da decametriche a pluridecametriche intercalate ai micascisti a biotite e granato nei pressi degli abitati di Melignon, Courthoud e Proussaz.

Le quarziti bianche, caratterizzate da una patina di alterazione nocciola, costituiscono invece sporadiche bancate di spessore da decametrico a pluridecametrico sulla sponda sinistra del torrente Dora di Rhemes, nei pressi dell'abitato di Creton.

Gneiss occhiadini (GNMc)

Roccia leucocratica foliata caratterizzata dalla presenza di individui centimetrici di feldspato avviluppati da livelli fillosilicatici lateralmente discontinui.

Costituiscono piccoli affioramenti in località Poignon, sulla cresta spartiacque tra Val di Cogne e Valsavarenche. I rapporti con gli altri litotipi dell'unità non sono osservabili direttamente sul terreno, in quanto i rari affioramenti di questa litofacies sono isolati nella copertura quaternaria.

Metabasiti a relitti di orneblenda, biotite e granato prealpini, prasiniti e gneiss prasinitici (GNMd)

Le metabasiti costituiscono corpi di spessore da metrico a decametrico, intercalati agli gneiss minuti albitico-cloritici a biotite e granato, parallelizzati alla foliazione regionale e con caratteristica patina di alterazione bruno-rossastra. Le litofacies più diffuse sono rappresentate da prasiniti e gneiss prasinitici, cioè da litotipi completamente riequilibrati in facies scisti verdi durante gli eventi tettono-metamorfici alpini. Localmente sono preservate metabasiti con relitti dell'originaria paragenesi prealpina di medio-basso grado, cioè orneblenda attinolitica, granato e biotite (MALUSÀ *et alii*, 2005a). La foliazione di queste rocce, generalmente poco pervasiva, è definita dall'isorientazione di sciami di titanite.

Gli affioramenti più importanti sono nel Vallone del Grand Nomenon, alle pendici della cima omonima e della P.ta del Traio.

1.1.1.2. - Metagranodioriti del Favret

Metagranodioriti e metaquarzodioriti, localmente a tessitura milonitica (FVT)

Le rocce intrusive del basamento polimetamorfico sono a grana media, con l'originaria struttura magmatica normalmente ben preservata. In sezione sottile si osservano plagioclasio ed orneblenda da euedrali a subedrali, biotite subedrale, quarzo interstiziale e grossi individui di titanite, apatite e zircone. La composizione di queste rocce è di tipo tonalitico/quarzodioritico, ed è riconducibile ad un trend di tipo calcalcalino (DESMONS e PLOQUIN, 1989). La loro età di messa in posto è compresa tra 356-363 Ma (Devoniano sup. - Carbonifero inf.; U-Pb su zirconio; BERTRAND *et al.*, 2000). Le metagranodioriti e le metaquarzodioriti del Favret non mostrano evidenze di metamorfismo prealpino, ma solo una blanda riequilibrio in facies scisti verdi di età alpina (AMSTUTZ, 1962; ELTER, 1971, 1972), che si esplica principalmente nei settori in cui il litotipo è maggiormente deformato ed assume una tessitura di tipo milonitico (ad esempio sul versante orientale del M. Favret).

Le metagranodioriti, insieme agli gneiss minuti albitico-cloritici a biotite e granato, costituiscono alcune delle cime più elevate ricadenti nell'area del Foglio: la P.ta Bioula, il Grand Nomenon, il M. Favret e la P.ta del Traio.

Apliti (FVTa)

Intrusivi filoniani aplitici, di dimensioni per lo più metriche, sono associati ai paraderivati dell'unità del Grand Nomenon e rappresentano verosimilmente gli ultimi stadi dell'attività magmatica connessa alla messa in posto delle metagranodioriti e delle metaquarzodioriti del Favret.

Sono rocce a grana fine, di colore biancastro e a patina di alterazione giallastra, costituite da un aggregato granoblastico di quarzo ed albite e sporadici fillosilicati, con strutture grafiche talvolta visibili anche sul campione a mano. Sono diffusi prevalentemente nei valloni del Grand Nomenon e del Tradzo, dove sono localmente osservabili i rapporti primari con la roccia incassante: i filoni aplitici tagliano chiaramente la foliazione prealpina degli gneiss minuti albitico-cloritici. Sono inoltre osservabili numerosi filoni di quarzo, non distinti in carta date le loro esigue dimensioni, particolarmente abbondanti all'interno degli gneiss quarzosi massicci grigio scuro affioranti sul versante sinistro della bassa Valsavarenche.

1.1.2. - *Copertura mesozoica*

Una possibile copertura mesozoica del Grand Nomenon è costituita da sporadici lembi discontinui di una ridottissima successione sedimentaria (massimo qualche decina di metri) costituita da marmi più o meno dolomitici e calcescisti micacei, spesso con una importante sovraimpronta cataclastico-milonitica (brecce a cemento carbonatico). Sono conservati nei pressi di Pondel, al Colle di Belleface, al colle del Traio e presso l'abitato di Epinel. L'associazione di marmi e marmi dolomitici più o meno ricchi in materiale detritico e di marmi micacei, ha portato gli Autori (ELTER, 1971; LEMOINE in ELTER, 1971) ad assimilare questa copertura ad una successione brianzonese. Tuttavia la limitatissima estensione degli affioramenti in cui i metasedimenti sono in contatto diretto col basamento e la sistematica presenza di scaglie di carbonati lungo le zone di taglio duttili (Entrelor, Feluma) o fragili (faglie del sistema Traio-Belleface) che bordano l'unità del Grand Nomenon, impone cautela nel considerare queste rocce come appartenenti alla stessa successione stratigrafica e/o alla copertura autoctona dell'Unità del Grand Nomenon. Anche le attribuzioni cronologiche sono puramente indicative; le facies di marmi dolomitici (TRJ) sono tentativamente attribuibili al Trias inf.-medio, mentre i calcescisti (BLF) sono attribuibili al Cretacico superiore per le analogie che

mostrano con i *calcschistes planctoniques* delle successioni Brianzonesi classiche.

1.1.2.1. - Marmi del Traio (TRJ)

Marmi dolomitici grigi, marmi scuri laminati e marmi chiari

Affioramenti di marmi dolomitici in livelli da metrici a decametrici si trovano sia in prossimità del Colle del Traio, in associazione con i marmi scuri laminati, che nei pressi di località Grandzette, sul versante sinistro della Val di Cogne. Varie facies di marmi laminati affiorano in livelli non cartografabili nei pressi del Colle di Belleface (versante NE) e del sentiero che da Degioz conduce al colle stesso.

1.1.2.2. - Calcescisti di Belleface (BLF)

Scisti carbonatici, marmi grigi e marmi rosati

Calcescisti con intercalati livelli marmorei di spessore decimetrico, sono diffusi in scaglie affioranti al Colle del Traio. Altri calcescisti marmorei-grigio rosati, affiorano a quota di circa 3000 m s.l.m., nei pressi del versante occidentale del C.le di Belleface, in associazione con i marmi dolomitici grigi.

1.2. - UNITÀ DI LEVEROGNE

Affiora in Val di Rhêmes e in Valgrisanche ed è limitata a tetto dalla Zona di Taglio di Avise/Tzaboc e a letto dalla Zona di taglio di Feluma.

È costituita da un basamento paleozoico con intrusivi di età Cambriano media (BERTRAND et al., 2000) con impronta metamorfica alpina in facies scisti blu riequilibrata in facies scisti verdi (MALUSÀ *et alii*, 2005a; SCHIAVO, 1997).

L'assetto litologico e l'evoluzione metamorfica alpina portano ad attribuire a questa unità parte di quelle successioni litologiche note in letteratura come Zona interna (DESMONS e MERCIER, 1993; CIGOLINI, 1995) e quella parte di unità del Rutor sottostante la Zona di Taglio di Avise/Tzaboc.

1.2.1. - *Complesso di Leverogne*

Micascisti quarzosi e paragneiss a granato e cloritoide (LVR)

I micascisti quarzosi rappresentano, insieme ai micascisti albitici, il litotipo volumetricamente più importante dell'unità di Leverogne. Sono rocce di colore biancastro, a patina di alterazione giallastra, costituite prevalentemente da quarzo e mica chiara con subordinate albite e clorite. Quest'ultima diviene

localmente più abbondante, concentrandosi in plaghe millimetriche visibili sul campione a mano. I micascisti quarzosi presentano una foliazione pervasiva priva di carattere disgiuntivo, fortemente ripiegata con il locale sviluppo di un clivaggio di piano assiale a spaziatura centimetrica. Localmente i domini lenticolari di composizione quarzoso-feldspatica ed i livelli micacei che li avviluppano definiscono strutture tipo S-C. Affiorano con continuità in Valgrisenche, sul versante sinistro della Val di Rhemes, a quote progressivamente più basse procedendo da sud verso nord dal circo di P.ta di Tzaboc sino al fondovalle nei pressi dell'abitato di Frassinney.

I paragneiss a granato e cloritoide sono rocce pervasivamente foliate, di colore grigio-argenteo, costituite prevalentemente da mica chiara, quarzo e clorite, con subordinati granato, in individui pluri-millimetrici talvolta scheletrici, e cloritoide. Sono inoltre localmente presenti rari individui di glaucofane e di epidoto. La tessitura foliata è sottolineata dall'isorientazione dei livelli a mica chiara, clorite e cloritoide all'interno di una matrice granoblastica di composizione prevalentemente quarzosa. Gli affioramenti più estesi sono ubicati sul versante sinistro della Valgrisenche, a letto della zona di taglio di Avise/Tzaboc.

Micascisti albitici (LVRa)

I micascisti albitici dell'unità dei Leverogne, di colore grigio e a patina di alterazione rugginosa, hanno composizione prevalentemente quarzoso-feldspatica con clorite, epidoto, granato e cloritoide in quantità subordinata. La proporzione tra minerali costituenti è comunque molto variabile, dando luogo ad un'ampia varietà di litofacies. La foliazione, pervasiva ma priva di caratteri disgiuntivi, è normalmente definita dall'isorientazione di livelli fillosilicatici lateralmente discontinui e fortemente crenulati in una matrice granoblastica costituita prevalentemente da quarzo e albite. Localmente l'albite diventa prevalente, e costituisce peciloblasti avviluppati da livelli discontinui a mica chiara e clorite che concorrono, insieme ai filari di epidoto, a definire la foliazione della roccia. Questi micascisti albitici passano localmente a gneiss a tendenza prasinitica, di colore grigio-verdastro e a patina di alterazione giallo-ocra, presentanti un debole layering composizionale definito da livelli millimetrici ad albite e carbonato.

Affiorano abbondantemente in Valgrisenche e sul versante sinistro della Val di Rhemes.

E' inoltre da segnalare la presenza di micascisti quarzosi e di quarziti micacee grigio scuro in bancate di spessore pluridecametrico, intercalate ai micascisti albitici ed ai micascisti quarzosi, particolarmente diffuse sul versante sinistro della bassa Val di Rhemes.

Quarziti bianche massicce (LVRb)

Rocce di colore da bianco a verde-biancastro, a patina di alterazione giallastra o localmente rubefatta, caratterizzate da un fabric localmente disgiuntivo rappresentato da un clivaggio a spaziatura centimetrica, costituiscono sporadiche bancate di spessore da metrico a decametrico alle pendici della Becca dell'Aouille, sul versante sinistro della Valgrisenche, e lungo il sentiero che da Frassinney conduce a M. di Lor, sul versante sinistro della Val di Rhemes.

Glaucofaniti a granato e prasiniti a Na-anfibolo (LVRc)

Le glaucofaniti a granato e le prasiniti a Na-anfibolo costituiscono lenti da metriche a decametriche e localmente di dimensioni anche superiori, particolarmente diffuse sui due versanti della Valgrisenche. Le glaucofaniti a granato tendono ad essere associate ai paragneiss a granato e cloritoide affioranti sul versante sinistro della valle.

Le glaucofaniti a granato sono rocce di colore scuro costituite essenzialmente da anfibolo sodico e granato, con subordinati quarzo, epidoto, rutilo e titanite. Gli individui di anfibolo sodico presentano corone di attinoto e sono parzialmente sostituiti da clorite. All'interno degli individui di granato SCHIAVO (1997) descrive inclusioni di rutilo, titanite, anfibolo sodico e quarzo.

Le prasiniti a Na-anfibolo sono rocce massicce a patina di alterazione grigio-bruna, costituite prevalentemente da albite ocellare e clorite, con subordinati epidoto e carbonato concentrati in livelli millimetrici lateralmente continui che definiscono un evidente layering composizionale. In sezione sottile sono inoltre osservabili sporadici individui di anfibolo sodico, spesso sostituiti quasi totalmente da attinoto o da clorite, e titanite in filari.

1.2.2. - *Metagranofiri di Changier (CHG)*

I metagranofiri di Changier sono rocce di aspetto massiccio, di colore biancastro e con patina di alterazione nocciola. Sono costituiti prevalentemente da quarzo e feldspato alcalino micropertitico, che definiscono strutture grafiche ben preservate, da subordinato plagioclasio parzialmente sericitizzato, biotite verde, mica chiara e clorite. Sono inoltre presenti, in quantità accessorie, individui euedrali di zircone, apatite e minerali opachi. La blanda foliazione è definita dall'isorientazione delle lamelle di biotite e di mica chiara e dai filari di opachi. Sebbene gli originari caratteri tessiturali magmatici risultino ben preservati, il limite primario con l'incassante è stato completamente trasposto e parallelizzato alla foliazione regionale, per cui gli originari rapporti tra i litotipi non sono osservabili.

Hanno affinità alcalina (DESMONS & PLOQUIN, 1989); la loro età di messa in posto è riferibile al Cambriano medio (511 ± 9 Ma, U-Pb su zirconi, BERTRAND *et alii*, 2000).

Affiorano sul versante sinistro della Val di Rhemes, tra quota 2500 e quota 2850 m s.l.m., in corrispondenza dei circhi della B.ca Pré d'Amont e della P.ta di Feluma.

1.3. - UNITÀ DEL RUITOR

Affiora prevalentemente in Valgrisanche, delimitata a SE dalla Zona di Taglio a basso angolo ed immergente verso NW di Avise/Tzaboc, e a NW dal sistema di faglie ad alto angolo del Fronte Interno Houiller.

E' costituita da un basamento paleozoico con intrusivi di età Ordoviciana (BERTRAND *et al.*, 2000) ed una impronta prealpina in facies anfibolitica cin rari relitti in facies eclogitica, ed una riequilibrio alpina in facies scisti blu ad epidoto e facies scisti verdi (DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997 con riferimenti bibliografici).

1.3.1. - *Complesso del Ruitor*

Paragneiss e micascisti a granato \pm cloritoide (RUI)

I paragneiss ed i micascisti a granato \pm cloritoide sono le litofacies largamente predominanti nell'unità del Ruitor. Privi di relitti mineralogici pre-Alpini, sono costituiti prevalentemente da mica chiara e da quarzo, concentrati in letti che definiscono una foliazione pervasiva, e in quantità subordinate da granato alpino in piccoli individui euedrali. Il cloritoide è localmente abbondante, e costituisce individui idiomorfi isorientati lungo la foliazione. A luoghi sono inoltre presenti pseudomorfo di albite e clorite su precedente anfibolo sodico. I minerali accessori sono rappresentati da epidoto, rutilo e minerali opachi.

Queste rocce sono associate a paragneiss quarzoso-albitici, di colore grigio e a patina di alterazione beige, derivanti dalla pervasiva riequilibrio, in facies scisti blu e scisti verdi, di originari paragneiss a biotite e muscovite. I paragneiss quarzoso-albitici sono costituiti da un aggregato granoblastico isorientato a quarzo ed albite prevalenti, con mica chiara, biotite verde e clorite concentrate in livelli lateralmente discontinui che definiscono la foliazione. Sono inoltre presenti sporadici individui di epidoto, glaucofane per lo più alterato e rari individui euedrali di granato alpino.

Sul versante sinistro della valle principale GOUFFON (1993) segnala la presenza sporadica di bancate di micascisti quarzosi localmente a granato.

Paragneiss e micascisti con relitti pre-alpini (RUIa)

I paragneiss ed i micascisti a granato sono le litofacies più abbondanti tra quelle presentanti relitti di associazioni metamorfiche pre-alpine in facies anfibolitica. Trattasi di rocce di colore argenteo costituite prevalentemente da quarzo e mica chiara, con clorite, albite e granato in quantità subordinate. Il granato costituisce sia porfiroclasti di dimensioni centimetriche parzialmente alterati (granato pre-alpino), che piccoli individui idiomorfi in equilibrio con le paragenesi alpine. I rari individui di glaucofane sono per lo più sostituiti da clorite.

I paragneiss ed i micascisti a granato affiorano con continuità lungo tutto il margine occidentale dell'unità del Ruitor, dalla soglia del Vallone di Vertosan sino alla Testa del Ruitor.

Sono inoltre da segnalare dei micascisti di colore argenteo, a patina di alterazione rossastra, costituiti prevalentemente da quarzo, biotite bruna, muscovite, plagioclasio, granato ed individui di staurolite di dimensioni anche pluricentriche. Localmente tale associazione mineralogica è accompagnata da cianite, in individui di piccole dimensioni riconoscibili al microscopio. Nei volumi maggiormente retrocessi, gli individui di staurolite sono sostituiti da aggregati di cloritoide e sericite. Queste litofacies sono particolarmente abbondanti nel settore del M. Flambeau e, al margine sud-occidentale del foglio, in corrispondenza della testata del Vallone di San Grato.

Paragneiss a biotite, muscovite e plagioclasio pre-alpini (RUIb)

I paragneiss a biotite e muscovite pre-alpini sono rocce foliate a tessitura pianoscistosa, di colore grigio e a patina di alterazione beige.

In sezione sottile presentano un'alternanza di letti a prevalente muscovite e di letti biotitici, separati da livelli granoblastici a prevalenti quarzo e plagioclasio, con subordinato feldspato alcalino normalmente sericitizzato, che definiscono una foliazione ben sviluppata. Sono localmente presenti individui di granato e di anfibolo sodico, normalmente sostituito da aggregati di clorite e albite. I minerali accessori sono rappresentati da epidoto, tormalina, apatite ed opachi.

La biotite, la muscovite (spesso in porfiroblasti di dimensioni centimetriche) ed il plagioclasio rappresentano relitti mineralogici delle paragenesi pre-alpine di medio grado tipiche dell'unità del Ruitor. In seguito alla riequilibrio più o meno completa in facies scisti blu e scisti verdi in età alpina, questi relitti risultano però spesso oblitterati.

I paragneiss a biotite e muscovite affiorano prevalentemente sul versante sinistro della Valgrisenche, dove costituiscono una bancata continua di potenza pluriottometrica, intercalata ai paragneiss ed ai micascisti a relitti pre-alpini, che si estende dal Ghiacciaio del Ruitor sino alla Torre del Tighet.

Metabasiti listate con relitti di granato e orneblenda (RUIc)

Le metabasiti listate sono caratterizzate da un'alternanza di letti femici di spessore decimetrico-metrico e di letti leucocratici di spessore centimetrico-decimetrico. I primi sono costituiti prevalentemente da orneblenda verde, granato, clorite, albite, quarzo, clinozoisite, titanite, rutilo e ilmenite; l'orneblenda verde è sostituita più o meno completamente da anfibolo sodico o da attinoto, il granato da aggregati di epidoto, clorite e talvolta albite. I letti leucocratici sono invece costituiti prevalentemente da albite e quarzo con subordinate clinozoisite ed allanite, e con individui di mica chiara, biotite verde, clorite ed anfibolo sodico che definiscono una scistosità poco marcata.

Sono inoltre presenti, in corpi metrici, anfiboliti ad orneblenda costituite da individui millimetrici di anfibolo in una matrice a clorite ed epidoto con subordinato granato (ETERADOSSI, 1983).

Queste rocce, caratterizzate da una sovrimpronta metamorfica alpina in facies scisti blu e scisti verdi, sono diffuse in tutto l'areale di affioramento dell'unità del Ruitor. Corpi particolarmente continui e potenti si segnalano alle pendici della Torre del Tighet e, sul versante sinistro della valle principale, ad ovest dell'abitato di Vedun.

Si segnala infine la presenza di rare glaucofaniti a granato, con relitti di pirosseno sodico preservato al nucleo di nematoblasti di glaucofane, in cui è ancora osservabile l'originaria tessitura eclogitica. Questa facies è stata descritta da CABY e KIENAST (1989) lungo la valle principale, ed è analoga a quella rinvenuta nel corpo di anfiboliti della Gran Becca du Mont, immediatamente ad ovest del limite del foglio, da SCHIAVO (1997). Relitti di minerali e fabric eclogitico preservati sono stati osservati anche da AYRTON all'interno del potente corpo di metabasiti ubicato ad ovest di Vedun (citato in GOUFFON, 1993). Lo stesso autore attribuisce questa associazione mineralogica al ciclo metamorfico pre-alpino.

Quarziti (RUId)

Le quarziti dell'unità del Ruitor sono rocce di colore da bianco a verde-biancastro, di aspetto massiccio, a patina di alterazione giallastra o localmente rubefatta. Sono caratterizzate localmente dalla presenza di individui millimetrici euedrali di granato e di pseudomorfofi di albite e clorite su precedente anfibolo sodico.

Le quarziti costituiscono bancate di spessore da metrico a decametrico intercalate ai paragneiss e ai micascisti a granato \pm cloritoide dell'unità del Ruitor. La varietà con pseudomorfofi su anfibolo sodico, non distinte in carta, sono invece osservabili nel settore compreso tra Cerellaz e Avise.

1.3.2. - *Ortogneiss di Vedun (VDN)*

Gli ortogneiss di Vedun sono rappresentati da gneiss leucocratici a grana media con patina di alterazione biancastra, costituiti prevalentemente da quarzo e albite con subordinato microclino e sporadici individui di mica chiara. Tra gli accessori è particolarmente abbondante l'apatite. Questi ortogneiss presentano spesso una tessitura di tipo occhiadino o micro-occhiadino, soprattutto in corrispondenza degli orizzonti maggiormente deformati al margine con la roccia incassante. L'originario contatto con l'incassante è completamente trasposto e parallelizzato alla foliazione regionale. La loro posizione geometrica li ha fatti interpretare come appartenenti all'unità del Ruitor.

Affiorano prevalentemente sul versante sinistro della valle principale, in corrispondenza della soglia del Vallone di Vertosan, dove costituiscono un corpo di spessore pluri-ettometrico. Bancate di spessore più limitato sono inoltre presenti sul versante destro della valle principale, nei pressi del M. Flambeau e nel Vallone di S. Grato, dove sono anche riconoscibili subordinati livelli di gneiss aplitici con minuti individui eudrali di granato ed epidoto.

L'età di intrusione degli ortogneiss di Vedun, ricavata da datazioni U-Pb su zirconi (BERTRAND et al., 2000) è di ca. 460 Ma (Ordoviciano). Non sono segnalati relitti di paragenesi riconducibili a cicli metamorfici pre-alpini. Questa associazione viene interpretata come conseguenza di una completa riequilibrio durante gli eventi tettono-metamorfici di età alpina.

1.4. - UNITÀ DEL FALLÈRE-MÉTAILLER (FALDA DEL MONT FORT)

L'Unità del Fallère-Métailler è costituita da un basamento monometamorfico con impronta metamorfica alpina in facies scisti blu e scisti verdi. E' l'unità di basamento meglio esposta sul versante sinistro della valle principale, ed è formata da micascisti e paragneiss con subordinate metabasiti classicamente attribuiti al sistema multifalda del Gran San Bernardo.

Al suo interno sono stati distinti due complessi: il complesso del Métailler ad ovest ed il complesso del Fallère ad est, che corrispondono alle omonime unità litologiche della falda del Mont Fort. Sebbene nell'area del Foglio i due complessi siano molto simili litologicamente, si è preferito mantenere la distinzione proposta dagli Autori svizzeri che più a nord ne hanno messo in evidenza i rispettivi caratteri distintivi. Le due unità sono inoltre chiaramente distinguibili in affioramento grazie alla differente patina di alterazione: grigio-bruna quella del complesso del Métailler, rossastra quella del complesso del Fallère (alla quale deve il nome il M. Rosso).

1.4.1. - *Complesso del Fallère*

Micascisti e paragneiss albitico-cloritici (FLR)

I micascisti ed i paragneiss albitico-cloritici, di colore grigio-bluastro e con patina di alterazione rossastra, rappresentano la litofacies prevalente del complesso del Fallère. Sono costituiti, in proporzioni variabili, da quarzo, albite porfiroblastica, clorite e mica chiara con raro granato in piccoli individui idiomorfi. I fillosilicati sono concentrati in letti lateralmente discontinui che concorrono, insieme a diffusi film grafitici, a definire una foliazione abbastanza pervasiva. Tra gli accessori è particolarmente abbondante la titanite.

Localmente, sono presenti intercalazioni metriche di gneiss quarzosi che hanno un aspetto compatto, colore chiaro e patina di alterazione bruna. Sono costituiti principalmente da albite e quarzo, con mica chiara ed epidoto in quantità accessorie. Sono inoltre presenti gneiss a tendenza prasinitica, rappresentanti termini intermedi tra le metapeliti ed i termini più basilari del complesso.

Si segnala infine, sulla cresta NE del M. Rosso, una bancata plurimetrica lateralmente continua di quarziti a cloritoide. Questo minerale è stato segnalato anche in alcuni micascisti affioranti alla base della parte orientale del M. Vertosan (GOUFFON, 1993).

Prasiniti, ovariditi, metabasiti a glaucofane e granato e glaucofaniti a granato (FLRa)

All'interno del complesso del Fallère sono state riconosciute numerose lenti di metabasiti, di spessore anche plurimetrico e con una continuità laterale di ordine decametrico o ettometrico. La maggior parte di queste metabasiti è costituita da prasiniti ed ovariditi, che mostrano una pervasiva retrocessione metamorfica in facies scisti verdi.

Le prasiniti, di colore verde chiaro, sono rocce a grana fine caratterizzate da una foliazione poco pervasiva. Sono costituite da clorite, anfibolo, albite peciloblastica, epidoto in individui subedrali e da sciami di titanite. Le ovariditi, di colore verde scuro, presentano una maggior variabilità mineralogica rispetto alle prasiniti e sono prive di foliazione. Sono costituite prevalentemente da albite ocellare e da clorite, con quarzo, mica chiara, carbonato, epidoto e rutilo in proporzioni variabili. Possono inoltre presentare piccoli individui eudrali di granato e belle pseudomorfose su precedente anfibolo blu.

Laddove i corpi di metabasiti siano solo parzialmente retrocessi, è invece possibile osservare la paragenesi di alta pressione. Si riconoscono metabasiti a glaucofane e granato e glaucofaniti a granato. Le prime sono costituite prevalentemente da albite, clorite, anfibolo blu parzialmente retrocesso, epidoto e granato; il granato compare sia in grossi individui fratturati e parzialmente

cloritizzati che in piccoli individui euedrali. Le glaucofaniti a granato sono invece costituite da nematoblasti di anfibolo blu parzialmente retrocesso, da piccoli individui idiomorfi di granato e da titanite. Affiorano a quota 2700 m s.l.m. circa a NW di P.ta Chaligne.

Micascisti a granato \pm Na-anfibolo (FLRb)

I micascisti grigio-bluastri a granato \pm Na-anfibolo si differenziano dalla litofacies prevalente del complesso del Fallère per la relativa abbondanza di granato, presente sia in grossi individui fratturati e parzialmente cloritizzati che in piccoli cristalli idiomorfi, e per la locale presenza di anfibolo sodico, per lo più retrocesso in aggregati di clorite e albite. Le pseudomorfofisi su anfibolo sodico possono costituire localmente sino al 30-40% circa della roccia.

1.4.2. - Complesso del Métailler

Gneiss albitico-cloritici a granato e Na-anfibolo (MTL)

Gli gneiss albitico-cloritici rappresentano il litotipo prevalente del complesso del Métailler. Sono rocce foliate dall'aspetto relativamente compatto, di colore grigio-verdastro, caratterizzate da una patina di alterazione grigio-bruna. Sono costituite prevalentemente da quarzo, albite peciloblastica, mica chiara e clorite, con subordinato anfibolo blu, per lo più sostituito da aggregati di albite e clorite, granato parzialmente cloritizzato ed epidoto.

Sono inoltre presenti subordinate intercalazioni di micascisti quarzosi e di micascisti con individui idiomorfi millimetrici di granato e plaghe prismatiche millimetriche di cloritoide.

Ovarditi, prasiniti a Na-anfibolo \pm granato e glaucofaniti a cloritoide (MTLa)

A differenza del complesso del Fallère, caratterizzato da una relativa abbondanza di rocce basiche, nel complesso del Métailler le metabasiti costituiscono piccoli corpi di dimensioni metriche, la maggior parte dei quali non cartografabili. Tali corpi presentano comunque una notevole varietà litologica. Tra le litofacies più significative GOUFFON (1993) segnala: (i) ovarditi, localmente a cloritoide, di colore verde scuro; (ii) prasiniti con Na-anfibolo parzialmente retrocesso e, localmente, con granato subedrale sostituito parzialmente da aggregati di clorite ed epidoto; (iii) glaucofaniti con individui di cloritoide millimetrici.

1.5. - UNITÀ DELLA GRAN TESTA (FALDA DEL SIVIEZ-MISCHABEL)

L'Unità della Gran Testa (che deve il nome ad una cima fuori carta, a nord di Costa Labiez) è costituita da un basamento polimetamorfico con relitti di un metamorfismo pre-alpino di medio grado obliterato, quasi completamente, da una pervasiva sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi. Questa unità, formata prevalentemente da gneiss albitico-cloritici, affiora esclusivamente sul versante sinistro della valle principale ed è interposta tra l'unità del Flassin ad ovest e l'unità del Fallère-Métailler, ad est.

E' classicamente attribuita al sistema multifalda del Gran San Bernardo, ed è probabilmente correlabile alla falda del Siviez-Mischabel descritta sul versante svizzero della catena alpina (THELIN et al., 1993 con riferimenti bibliografici).

1.5.1. - *Complesso della Gran Testa*

Gneiss albitico-cloritici a carbonato (GTS)

Gli gneiss albitico-cloritici a carbonato costituiscono il litotipo volumetricamente più importante del complesso della Gran Testa. Presentano un colore verdastro ed una patina di alterazione di colore bruno scuro, con abbondanti carie legate alla dissoluzione del carbonato. Sono costituiti prevalentemente da albite peciloblastica e aggregati granoblastici di quarzo e da livelli lateralmente discontinui a prevalenti mica chiara e clorite, in proporzioni variabili. L'abbondante carbonato è rappresentato sia da calcite interstiziale, sia da individui euedrali di ankerite. Tra gli accessori sono particolarmente abbondanti gli opachi e la tormalina. Una varietà di gneiss a grana più fine, con quarzo ed albite granoblastici, abbondante epidoto e piccoli individui euedrali di granato sostituiti parzialmente da clorite, affiora sul versante destro di Comba Flassin.

Intercalati agli gneiss albitico-cloritici a carbonato sono localmente presenti livelli centimetrico-decimetrico di scisti filladici di colore nerastro (versante W della Gran Testa), bancate metriche di scisti sericitici di colore grigio (cresta a S del C.le Flassin), ed un livello decimetrico a tessitura porfiroide interpretato come metavulcanite di composizione riolitica (cresta a N del Col d'Artsy) (GOUFFON, 1993).

Sono infine note alcune bancate di micascisti albitico-quarzosi (Comba Meanaz, Col d'Artsy), al cui interno GOUFFON (1993) descrive livelli a clasti centimetrici di quarzo e rari clasti di granitoidi. Questi livelli sono stati interpretati dallo stesso Autore come originarie arcose localmente conglomeratiche.

Micascisti a cloritoide e relitti di staurolite (GTSa)

Roccia scistosa di colore grigio scuro, di colore bruno sulla superficie alterata, caratterizzata dalla presenza di pseudomorfose costituite da aggregati di cloritoide e sericite su ex-staurolite ben riconoscibili sul campione a mano. E' costituita prevalentemente da mica chiara, con subordinati quarzo, albite, Fe-clorite e rara biotite. Sono inoltre presenti rari porfiroblasti di granato. Questa litofacies, descritta per la prima volta da GOUFFON (1993), affiora alla base del versante orientale della Gran Testa a quota 1950 m s.l.m. circa.

1.6. - UNITÀ DEL FLASSIN (FALDA DI PONTIS)

Con questo nome viene indicata una scaglia tettonica plurichilometrica, delimitata da zone di taglio ad alto angolo a carattere fragile, interposta tra l'Unità dell'Houiller e le unità più interne della falda del Gran San Bernardo. L'Unità del Flassin è costituita da un basamento monometamorfico, formato da prevalenti micascisti e paragneiss albitico-cloritici e da ortoderivati di composizione granodioritica, con impronta metamorfica alpina di facies scisti blu e scisti verdi. Gli ortoderivati sono conosciuti in letteratura con il nome di "Complesso magmatico del M. Flassin", sono stati descritti per la prima volta da CABY (1968) e sono classicamente attribuiti al sistema multifalda del Gran San Bernardo. GOUFFON (1993) attribuisce il complesso magmatico del Flassin alla falda di Pontis affiorante più estesamente nelle Alpi svizzere (ESCHER, 1988; THELIN et al., 1993). Il rilevamento non ha permesso di mettere in evidenza elementi che permettano di correlare con certezza questo basamento a quello di altre unità del Gran San Bernardo.

1.6.1. - *Complesso del Flassin*

Micascisti a carbonato e paragneiss albitico-cloritici (FLA)

I micascisti a carbonato ed i paragneiss albitico-cloritici costituiscono il litotipo volumetricamente più importante del complesso del Flassin. La litofacies prevalente è rappresentata da una roccia scistosa a grana medio-fine, di colore grigio e a patina di alterazione nocciola. E' costituita prevalentemente da quarzo e albite, con subordinata Fe-clorite, ankerite interstiziale e mica chiara, spesso sotto forma di aggregati sericitici.

In corrispondenza di alcune bancate più ricche in fillosilicati (settore di Testa Cordellaz), è osservabile un anfibolo blu localmente sostituito da aggregati di clorite e albite.

Sul versante sinistro di Comba Flassin è infine presente qualche rara bancata di gneiss occhiadini. A differenza degli gneiss occhiadini della falda di Pontis, affioranti più a nord, presso il passo del Gran San Bernardo, e descritti da

THELIN (1983), in queste bancate non vi è alcuna evidenza di relitti mineralogici pre-alpini.

Prasiniti ed anfiboliti a glaucofane e granato (FLAa)

Le prasiniti del complesso del Flassin, di colore verde scuro, sono rocce a grana fine, di aspetto omogeneo e compatto, e prive di foliazione. Sono costituite da Mg-clorite, anfibolo calcico, piccoli ocelli di albite, epidoto, calcite e rara titanite. Costituiscono bancate di spessore metrico parallelizzate alla foliazione regionale ed affiorano sia lungo la cresta N del M. Flassin che sul suo versante orientale.

Corpi decimetrici di anfiboliti a glaucofane e granato sono stati inoltre descritti da GOUFFON (1993) nel settore di Testa Cordellaz. All'interno di questi corpi è ben preservata la paragenesi di alta pressione rappresentata da granato, anfibolo sodico e quarzo. I peciloblasti di granato sono sostituiti parzialmente da epidoto e calcite; gli individui di anfibolo presentano una periferia a composizione sodico-calcica e sono spesso sostituiti da aggregati di albite e clorite.

Gneiss leucocratici a grana media (FLAb)

Roccia quarzoso-feldspatica a grana media, di colore grigio-biancastro ed a patina di alterazione bruno-rossastra. Presenta un aspetto omogeneo e compatto ed una foliazione poco pervasiva. Il protolite, probabilmente magmatico, ha una composizione granodioritica (GOUFFON, 1993).

La litofacies prevalente è costituita da albite e quarzo con subordinata sericite, Fe-clorite, epidoto, granato in piccoli individui parzialmente retrocessi e calcite secondaria. Localmente sono osservabili individui di microclino (comba Meanaz).

Gli gneiss leucocratici a grana media costituiscono bancate di spessore pluridecametrico intercalate ai micascisti ed ai paragneiss albitico-cloritici. Affiorano in corrispondenza della parete SW del M. Flassin e lungo la cresta che dalla cima discende verso il colle omonimo. Ulteriori bancate sono osservabili più a nord, nel settore di Testa Cordellaz. Qui la roccia tende a divenire meno ricca in quarzo, è costituita prevalentemente da albite e mica chiara, con abbondante epidoto e subordinati stilpnomelano, granato, titanite e Fe-clorite e presenta una patina di alterazione leggermente più scura.

1.7. - UNITÀ DELL'HOULLER

L'Unità dell'Houiller coincide con la Zona Houillère degli Autori precedenti. Nel settore rilevato presenta una larghezza di diversi chilometri. Il suo limite interno è sottolineato dal contatto ad alto angolo con l'Unità di basamento

polimetamorfico del Ruitor a SW e l'Unità del Flassin a NE. Verso nord-ovest ricopre l'unità Sion-Courmayeur lungo il Fronte Brianzonese, meglio esposto nel contiguo Foglio Courmayeur.

La successione stratigrafica cui si fa riferimento riprende in parte quella proposta da GOVI (1966) e successivamente rivista e semplificata da ELTER (1987). Tale successione è coerente con quanto riportato nell'attiguo Foglio Courmayeur, durante il rilevamento del quale sono state cartografate successioni equivalenti appartenenti alla stessa Unità.

La successione è costituita da scisti filladici nerastri con intercalazioni di micascisti grigio-neraistri localmente grafitici e da metareniti con intercalazioni di micascisti quarzosi grigio-neraistri con sporadici livelli di metaconglomerati.

In prossimità del contatto con il basamento polimetamorfico del Ruitor, questi litotipi mostrano localmente livelli con tessiture milonitiche e isoorientazione e stiramento dei clasti.

Nella porzione interna sono stati descritti anche livelli di metabasiti in probabile facies scisti blu. Viste le condizioni generali di giacitura, nell'interpretazione qui accettata queste rocce, come anche il loro incassante, sono state considerate come litoni lungo il contatto con l'Unità del Ruitor e appartenenti a quest'ultima.

1.7.1 - *Complesso Houiller*

In tutta l'unità l'associazione metamorfica alpina prevalente è in facies scisti verdi. Abbondante risulta inoltre l'antracite. Si segnala che nelle immediate vicinanze della fronte del ghiacciaio del Ruitor, gli scisti e la matrice dei metaconglomerati presentano talvolta del cloritoide, probabile relitto di una fase metamorfica di alta pressione e bassa temperatura.

Le suddivisioni litostratigrafiche principali sono:

Meta-areniti grigio biancastre e micascisti quarzosi grigio-neraistri (QHO)

Sono costituiti da alternanze metrico-decametriche di metareniti, micascisti quarzosi di colore grigio-nerastro e quarziti bianche impure e subordinati metaconglomerati poligenici a clasti di quarzo e subordinati litici. I micascisti quarzosi grigi sono costituiti da mica, grafite, clorite e quarzo. All'interno di questa successione le metareniti sono normalmente prevalenti. Localmente (Colle Citrin) si osservano livelli continui, generalmente di potenza metrica, di micascisti grigio-neraistri debolmente carboniosi.

Scisti filladici nerastri (QHOa) - (Carbonifero?)

Bancate generalmente metrico-decametriche di scisti filladici grigio-neraistri e di più rari livelli di micascisti quarzosi scuri localmente grafitici. Gli scisti

sono caratterizzati dalla presenza di livelli antracitico-carboniosi ed orizzonti più ricchi in solfuri. Il colore di alterazione è marrone-bruno, mentre alla frattura le rocce presentano un colore grigiastro.

Sul versante sinistro della Valle d'Aosta queste facies affiorano prevalentemente lungo il margine interno dell'Unità dell'Houiller e sottolineano il suo contatto tettonico con le Unità del Flassin e della Gran Testa.

Meta-conglomerati (QHOb) (Permiano?)

I metaconglomerati sono costituiti da clasti di quarziti bianche e rosate, da scisti neri e, nel settore più prossimo al contatto con il basamento, da clasti di rocce ignee (metarioliti, micrograniti, prasiniti). La matrice é arcossica di colore grigio chiaro o verdognolo. Intercalati ai metaconglomerati si rinvengono talora livelli di metareniti e di scisti grigio-verdastri.

Anche se localmente è ancora preservata l'originaria tessitura sedimentaria, sono generalmente caratterizzati da stiramento e isoorientazione dei clasti, e mostrano una chiara struttura milonitica. All'interno dei metaconglomerati sono stati inoltre osservati, nei pressi di Leseney, nel vallone di Lenteney, lungo la destra orografica dello stesso vallone ed in corrispondenza del passo che mette in comunicazione la Combassa con il Vallone d'Arpy, livelli metrici di rocce verdi caratterizzate da una paragenesi a mica chiara, quarzo, albite, biotite verde e clorite.

1.7.2. - *Gneiss di Costa Citrin*

Gneiss di Costa Citrin (CCI)

Roccia a grana media, foliata, di colore bianco e a patina di alterazione grigia. E' costituita prevalentemente da mica chiara, quarzo e albite, sovente peciloblastica, e da subordinati attinoto, biotite e clorite, con titanite, epidoto, apatite e zirconio in quantità accessorie.

La roccia, la cui età di messa in posto è riferibile al Carbonifero (323±8 Ma, 324±17 Ma, U-Pb su zirconi, BERTRAND et al., 1998), mostra una composizione variabile da granitica a leucogranitica ed un'affinità calcicalina.

Gli gneiss di Costa Citrin affiorano nella località omonima, in corrispondenza di Punta Valletta, dove costituiscono una bancata deformata, di spessore apparente di alcune centinaia di metri, all'interno delle metareniti grigio-biancastre del Complesso Houiller.

Sulla base dell'età di intrusione, più vecchia dell'età stratigrafica classicamente attribuita alle metareniti incassanti, è ipotizzabile un contatto di natura tettonica tra questi due litotipi.

1.8. - UNITÀ DEL MONT MARY

Affiora a nord della Valle d'Aosta, tra la bassa Valle del Buthier e il Vallone di St. Barthélémy. Nel Foglio Aosta affiora solo il settore più occidentale dell'unità, mentre la parte restante è compresa nei Fogli Chatillon e Monte Cervino. In letteratura questa unità è considerata come uno dei lembi superiori del Sistema Austroalpino, separato dalla sovrastante Unità della Dent Blanche dai metasedimenti della cosiddetta Zona di Roisan (v. infra). Il Mont Mary è una unità di basamento composita (CANEPA *et al.*, 1990) situata a tetto della Zona del Combin (sensu ARGAND, 1911). Comprende due complessi (inferiore e superiore), derivati da protoliti prealpini di tipo differente. Il Complesso superiore, non affiorante sul Foglio, è un frammento di crosta profonda, a tratti ben preservato dalla rielaborazione metamorfica alpina. È costituita da paragneiss ("kinzigiti" Auct.), anfiboliti, marmi a silicati e ultramafiti. Questo complesso è molto simile alla Serie di Valpelline della Dent Blanche (DIEHL *et al.*, 1952). Il Complesso inferiore, di gran lunga più esteso, è costituito da paraderivati che a luoghi conservano relitti di un evento metamorfico prealpino in facies anfibolitica. Si tratta di parascisti, spesso associati a differenziazioni concordanti e/o filoni di pegmatiti a muscovite, talora in masse anche ragguardevoli. Locali anfiboliti si rinvencono solo nei settori meridionali (Aosta e Brissogne - vedi Foglio Chatillon) e, in rari casi, sono presenti granitoidi porfirici.

In letteratura il versante sinistro della valle del Buthier è attribuito alla Falda Dent Blanche, separata dal Mont Mary dai metasedimenti della Zona di Roisan.

Non esistono elementi di terreno per descrivere e localizzare sul terreno il limite tra le due unità e definirne geometrie e natura. La maggior parte degli affioramenti ubicati su questo versante è compreso in grosse deformazioni gravitative profonde e l'area di distribuzione appare delimitata verso NW da una grossa struttura fragile ad alto angolo orientata NE-SW. Per questo motivo si preferisce includere nel Complesso polimetamorfico indifferenziato dell'Unità del M. Mary anche gli affioramenti di paragneiss del versante destro della Valle del Buthier.

La Zona di Roisan della letteratura alpina, che affiora in modo continuo solo nel Foglio Monte Cervino, sino a sfiorare il margine settentrionale del Foglio Chatillon è una zona di taglio costituita in prevalenza da rocce milonitiche in cui sono conservati boudins di dimensioni anche pluriettometriche di rocce ad affinità continentale di probabile età mesozoica e di basamento cristallino affine alle unità austroalpine sopra e sottostanti. Nelle rocce di copertura si riconoscono litofacies che possono essere ordinate in una ipotetica successione di margine continentale in estensione (austroalpino?): scisti carbonatici con intercalati livelli di scisti quarzoso-albitico-cloritici che possono essere

interpretate come intercalazioni terrigene (Cretacico?), marmi chiari a liste di selce (Giurassico sup?), breccie sedimentarie a matrice carbonatica ed elementi calcareo-dolomiti (Giurassico inf.), dolomie di piattaforma stratificate (Trias sup?) e rare quarziti bianche (Trias inf.?) (R. Polino, dati inediti).

Nel foglio Aosta, a differenza di quanto indicato abitualmente in schemi a piccola scala, le rocce attribuibili alla Zona di Roisan sono osservabili solo in limitati affioramenti sul fondovalle della valle del Buthier. La loro collocazione strutturale è estremamente incerta. Il collegamento tra questi affioramenti e la Zona (di taglio) di Roisan vera e propria, che affiora con continuità solo a partire dal Colle di St. Barthelemy verso NE, avviene attraverso una zona di taglio fragile ad alto angolo che interessa prevalentemente gli ortogneiss leucocratici del Mont Mary che affiorano nell'angolo nordorientale del Foglio. Questa Zona di taglio fragile, orientata NE-SW, contiene al suo interno, a quota 1680, nei pressi dell'Alpe Rochaud e fuori dall'area coperta dal Foglio, un boudin ettometrico di metadolomie.

1.8.1. - *Complesso metamorfico indifferenziato*

Paragneiss a tessitura e paragenesi pre-alpine parzialmente preservate, localmente a tessitura milonitica (MMY)

Questa litofacies è costituita prevalentemente da parascisti a dominante sovrainpronta metamorfica alpina, derivanti dalla retrocessione in facies scisti verdi di paragneiss in facies anfibolitica. La paragenesi tipica comprende quarzo, albite porfiroblastica, clorite, mica chiara ed epidoto con tormalina, apatite, zircone ed opachi in quantità accessoria. I rari litotipi che conservano memoria della paragenesi prealpina sono paragneiss, con paragenesi relitte in facies anfibolitica a biotite-muscovite-plagioclasio \pm K-feldspato e granato, localmente ad andalusite (Castello di Quart; Dal Piaz, 1993), cianite o staurolite (cf. note illustrative Foglio Chatillon). Macroscopicamente i paragneiss con impronta prealpina ben preservata hanno colore bruno-rossastro e tessitura a bande discontinue, con alternanza di letti ricchi in biotite e domini granoblastici a quarzo e feldspato prevalenti. Il granato raggiunge localmente dimensioni plurimillimetriche. Sono diffusi prevalentemente nella parte meridionale dell'unità, in riva sinistra del Buthier e sulla cresta sudorientale di P. Chaligne

Metapegmatiti (MMYb)

Affioramenti discontinui di rocce leucocratiche di derivazione pegmatitica sono concentrate al limite tra i paragneiss MMY e gli ortogneiss MMYd. I corpi maggiori sono ubicati a est della Punta Chaligne e sul versante sinistro della Valle del Buthier. Sono generalmente fortemente foliate; l'associazione

mineralogica è costituita da quarzo, albite, mica chiara e porfiroclasti di K-feldspato e/o albite a scacchiera.

Sono ancora riconoscibili domini poco deformati in cui sono preservate la tessitura e la mineralogia del protolite (pegmatiti massive, prive di foliazione, a quarzo K-feldspato e muscovite). In alcuni casi filoni centimetrico-decimetrici di pegmatiti preservate tagliano la foliazione prealpina.

Ortogneiss leucocratici, ortogneiss quarzosi e gneiss occhiadini localmente a tessitura milonitica (MMYd)

Le litofacies del Complesso polimetamorfico indifferenziato più diffuse nel Foglio sono rappresentate da ortoderivati acidi costituiti da ortogneiss leucocratici, ortogneiss quarzosi e gneiss occhiadini a porfiroclasti lenticolari di K-feldspato in matrice albitico-quarzoso-micacea ad epidoto, con struttura localmente milonitica.

Affiorano diffusamente nella parte settentrionale dell'unità su entrambi i versanti della valle del Buthier e sembrano delimitati verso NW da una struttura fragile ad alto angolo orientata NE-SW, che prosegue a scala regionale al di fuori del limite nordorientale del Foglio e che delinea le direttrici morfologiche della Valpelline.

1.8.2. - *Marmi di Roisan*

Marmi di Roisan (ROI)

Sul fondovalle del Buthier sono visibili scarsi affioramenti di metadolomie estremamente tettonizzate, cui sono associate breccie tettoniche carbonatiche con piani di taglio e faglie congruenti con la struttura NE-SW sopradescritta (BCC). I rapporti di questi metasedimenti con le rocce circostanti non sono visibili in affioramento.

2. - UNITÀ OFIOLITICHE

2.1. - UNITÀ DELLA GRIVOLA-URTIER

È l'unica unità del Foglio che mostra chiari relitti di paragenesi eclogitiche alpine. Affiora limitatamente nell'angolo SE, dove viene in contatto con le unità del Grand Nomenon e di Rovenaud attraverso il sistema di faglie ad alto angolo Belleface-Traio. Questa unità è meglio sviluppata verso SE, dove costituisce l'involuppo dell'Unità del Gran Paradiso. Nell'area di affioramento le litofacies mostrano una generale riequilibrio in facies scisti verdi; belle associazioni eclogitiche sono invece preservate immediatamente a S al Col Lauson e sul

versante orientale della Grivola. I metasedimenti non mostrano significative paragenesi di alta pressione, ad eccezione di rare pseudomorfose su lawsonite e raro granato.

2.1.1. - *Calcescisti indifferenziati*

Calcescisti e calcemicascisti (GRV)

I calcescisti ed i calcemicascisti rappresentano, insieme alle metabasiti, il litotipo volumetricamente più importante dell'unità della Grivola.

Affiorano diffusamente sul versante sinistro della Val di Cogne. Sono rocce di colore grigio ad alterazione grigio-bruna costituite da un'alternanza di livelli submillimetrici prevalentemente fillosilicatici e di livelli di spessore millimetrico prevalentemente quarzosi localmente ricchi in carbonato; presentano una scistosità pervasiva localmente deformata ed una fissilità poco marcata. Sono riconoscibili aggregati romboidali di mica bianca, albite ed epidoto interpretabili come pseudomorfose su originarie lawsoniti. Localmente (valloni del Traio e del Pousset) si riconoscono bancate di calcemicascisti e micascisti con individui millimetrici di granato.

A quota 2600 m s.l.m. circa sul versante destro del vallone del Traio, si riconoscono rare bancate metriche di quarziti bianche e intervalli di spessore da decametrico a pluri-decametrico di calcescisti filladici nerastri. Sono rocce scistose di colore grigio scuro, tendente localmente al nerastro per la presenza di abbondante grafite, costituite prevalentemente da fillosilicati; contengono subordinati livelli millimetrici di colore biancastro, lateralmente continui, costituiti prevalentemente da carbonato con sporadico quarzo; il litotipo è caratterizzato da una fissilità molto marcata.

Serpentiniti e serpentinoscisti (GRVa)

In questo settore dell'Unità della Grivola-Urtier, le serpentinitè ed i serpentinoscisti non costituiscono importanti volumi ma sono confinati in bancate di spessore pluridecametrico ripiegate all'interno dei calcescisti. Affiorano alla base della parete N della Grivola. Sono rocce massicce, di colore verde scuro, ad alterazione nocciola localmente rugginosa; i serpentinoscisti, di colore verde leggermente più chiaro della facies precedente, sono invece fortemente rufefatti sulla superficie alterata, e presentano una scistosità pervasiva a carattere disgiuntivo.

Metabasiti eclogitiche retrocesse, prasiniti e scisti albitico-cloritici (GRVb)

Le metabasiti in facies eclogitica sono generalmente costituite da rocce retrocesse (prasiniti), a grana da fine a molto fine, localmente caratterizzate da un layering compositivo definito dall'alternanza di livelli planari lepido-

nematoblastici a clorite e anfibolo e di livelli granoblastici discontinui a carbonato, epidoto e albite; la scistosità è sottolineata dall'isorientazione dei nematoblasti di anfibolo e dei lepidoblasti di mica chiara e clorite, dai filari di titanite e opachi e da livelli granoblastici quarzosi. Relitti delle primitive associazioni eclogitiche dell'unità della Grivola-Urtier sono state descritte al di fuori dell'area del Foglio a sud della cima omonima (Col Lauson, Rifugio Vittorio Sella, Vallone delle Acque Rosse).

Gli scisti albitico-cloritici a granato sono rocce di colore grigio-verdastro, a patina di alterazione nocciola, a clorite, albite e carbonato, subordinati mica bianca, epidoto, quarzo e raro granato.

Si riconoscono inoltre fels albitico-epidotici a granato, di colore verde pallido e a patina di alterazione nocciola, costituiti da individui isolati di mica chiara, granato e titanite in una matrice omogenea di albite peciloblastica ed epidoto. Affiorano in corrispondenza della cresta Colle Poussetet - Punta Pousset e, fuori carte, sulla cresta M.Ouille - M. Erban. Subordinati metagabbri sono stati rinvenuti nel detrito alla base della parete nord della Grivola.

Metabasiti a Na-Ca anfibolo e subordinate anfiboliti ad albite (GRVc)

Formano una bancata ettometrica, intercalata agli scisti albitico-cloritici a granato, affiorante dal Col Pousset alla parete S della punta omonima. Sono rocce di colore verde chiaro, ad alterazione grigio-nocciola, localmente rugginose, a grana da fine a molto fine costituite da Na-Ca anfibolo prevalente e subordinate albite, clorite ed epidoto \pm quarzo e carbonato. Presentano una foliazione da blanda a pervasiva, localmente crenulata, caratterizzata da un layering compositivo definito dall'alternanza di livelli planari a clorite e anfibolo e di livelli a epidoto, albite e carbonato.

Le anfiboliti ad albite, volumetricamente meno importanti, sono rocce ad alterazione bruno-rossastra caratterizzate da un aggregato grano-nematoblastico a grana fine ad anfibolo blu/verde, epidoto ed albite; presentano tessitura variabile, da massiccia a pervasivamente foliata. La foliazione è definita dalla presenza di livelli lateralmente discontinui di albite, da trails di titanite e dall'isorientazione dell'anfibolo.

Calcescisti marmorei e marmi chiari (GRVd)

I calcescisti marmorei costituiscono sporadiche bancate, di spessore da pluri-decimetrico ad ettometrico, intercalate ai calcescisti ed alle metabasiti dell'Unità Grivola-Urtier. Sono rocce costituite da prevalente carbonato di colore biancastro e patina di alterazione giallo nocciola. Diffusi in tutta l'unità, sono state distinte solo le bancate più significative, ubicate nel vallone del Traio e del Pousset.

2.2. - UNITÀ DI ROVENAUD

Questa unità è stata distinta dall'adiacente unità della Grivola-Urtier su base geometrica, in base al riconoscimento del significato tettonico del sistema di faglie ad alto angolo di Belleface-Traio. Inoltre non sono stati ritrovati al suo interno relitti delle associazioni eclogitiche che caratterizzano l'unità della Grivola-Urtier, né nelle metabasiti, né nei metasedimenti.

L'estensione di questa unità all'interno del foglio è estremamente limitata; affiora nella bassa Valsavarenche, dove è delimitata a tetto dalla Zona di taglio dell'Entrelor che la separa dall'Unità del Grand Nomenon. La sua estensione a scala regionale non è ancora stata definita; tuttavia riveste un ruolo importante nella comprensione della storia cinematica della pila di falde di questo settore di catena, poiché sottolinea un salto metamorfico importante.

2.2.1. - *Complesso di Rovenaud*

Calcescisti e calcemicascisti indifferenziati (RVN)

Affiorano diffusamente su entrambi i versanti della Valsavarenche, intercalati alle metabasiti. Sono rocce di colore grigio, a patina di alterazione grigio-bruna, costituite da un'alternanza di livelli submillimetrici prevalentemente fillosilicatici e di livelli di spessore millimetrico prevalentemente quarzosi localmente ricchi in carbonato; presentano una fissilità poco marcata ed una scistosità pervasiva localmente deformata.

Sul versante destro della Valsavarenche, presso località Bois de Clin, affiorano, associati ai calcescisti, bancate di spessore variabile di calcemicascisti e micascisti con individui millimetrici di granato. Sono scisti grigio-biancastri a quarzo prevalente e mica bianca, in cui gli abbondanti individui plurimillimetrici di granato possono costituire sino al 10% della roccia. Sul versante sinistro, nei pressi dell'abitato di Rovenaud, affiora associata ai calcescisti una bancata di spessore metrico di quarziti bianche.

Serpentiniti, serpentinoscisti e talcoscisti (RVNa)

Le serpentiniti ed i serpentinoscisti sono estremamente rari in questa unità. Sono rocce massicce di colore verde scuro, a patina di alterazione nocciola localmente rugginosa (serpentiniti) o di colore verde leggermente più chiaro, fortemente scistososi e rubefatti sulla superficie alterata (serpentinoscisti). Sono stati cartografati limitati affioramenti a quota 1900 m s.l.m circa presso località Bocconere. Subordinati livelli di talcoscisti, di colore verde biancastro, sono presenti lungo piani taglio impostati nelle principali masse di serpentiniti.

Metabasiti ad anfibolo blu/verde ± granato con subordinate quarzo-albititi (RVNb)

Le metabasiti ad anfibolo blu/verde sono rocce di colore verde chiaro, ad alterazione grigio-nocciola, localmente rugginose; presentano un layering composizionale, generalmente poco evidente, che in alcuni campioni è materializzato dall'alternanza di bande cloritico-anfiboliche, di spessore da subcentimetrico a centimetrico, e bande ad albite, epidoto e subordinato carbonato; sono caratterizzate da una scistosità da blanda a pervasiva, localmente crenulata, spesso a carattere disgiuntivo. Mostrano anfiboli sodico-calcici (sino al 40% del totale) e localmente piccoli individui di granato.

Sul versante destro della Valsavarenche, in associazione con metabasiti, sono presenti anche limitati livelli di quarzoalbititi, rocce massicce di colore verde pallido, a tessitura grano-nematoblastica costituite da prevalente quarzo e albite con subordinato anfibolo in nematoblasti che concorrono a definire una foliazione poco pervasiva.

Metagabbri (RVNc)

I metagabbri costituiscono rare bancate di spessore decametrico associate alle metabasiti ad anfibolo blu/verde; affiorano tra quota 1950 m s.l.m. e quota 2000 m s.l.m. circa lungo il sentiero che da Degioz conduce a Bocconere (margine meridionale del Foglio).

Gli individui di pirosseno, di dimensioni centimetriche, sono stati sostituiti da pseudomorfofosi ad anfibolo e albite; gli individui di plagioclasio sono stati sostituiti da aggregati di albite ed epidoto. Mostrano struttura di tipo "flaser".

Calcescisti marmorei e marmi chiari (RVNd)

Sono state distinte in carta sporadiche bancate, di spessore da pluri-decametrico ad ettometrico, di calcescisti marmorei. Il litotipo é costituito da domini centimetrici lentiformi a prevalentemente carbonato, di colore biancastro ed alterazione giallo-nocciola, avviluppati da livelli fillosilicatici submillimetrici di colore grigio scuro che definiscono una scistosità pervasiva; il litotipo presenta una fissilità poco marcata.

2.3. - UNITÀ DELL'AOUILLETTA

Analogamente alle principali zone di taglio descritte più avanti, questa unità è costituita principalmente da scisti più o meno carbonatici caratterizzati da un fabric milonitico generalizzato e da subordinati marmi dolomitici, quarziti e micascisti, metabasiti, gabbri tettonitici e serpentiniti. Nell'area coperta da

questa unità sono state descritte (CABY, 1981) associazioni litologiche interpretate di volta in volta come successioni oceaniche (cresta sud dell'Aouilletta) o successioni ad affinità brianzonese (marmi micacei in facies di *Calcschistes planctoniques* al Lago delle Rane e calcescisti a livelli di breccie sul versante occidentale dell'Aouilletta.). Tuttavia, come già indicato da CABY (1981), quest'area è caratterizzata da una insieme di scaglie di dimensioni variabili, separate talora da orizzonti milonitici, entro le quali l'Autore riconosce facies attribuibili a varie successioni con pertinenza paleogeografica diversa. L'area di affioramento è tuttavia caratterizzata da una estesissima copertura e dallo sviluppo di alcune fra le più importanti deformazioni gravitative profonde della valle d'Aosta (oltre il 50% dell'area). Come ben si evince dalla lettura della carte i rapporti stratigrafici fra le varie litofacies sono raramente visibili, mentre la geometria degli affioramenti è spesso condizionata dalla tettonica fragile recente ad alto angolo (cf. Cap. 6.2). Si è quindi preferito mettere in evidenza il carattere strutturale di quest'area piuttosto che tentare ipotetiche correlazioni geometriche e paleogeografiche tra volumi rocciosi coinvolti in zone di taglio ad alto angolo o in deformazioni gravitative di versante che presentano talora dislocazioni plitichilometriche (cf. Cap. 6.4; fig. 12)

Regionalmente è posta sulla prosecuzione occidentale del Sistema Aosta-Ranzola (cf. Foglio Chatillon), ed alla sua intersezione con i sistemi di faglie ad alto angolo di (cf. Cap. 6.3, fig. 10):

- Gignod e Chaligne, che la separano a nord dalle Unità del Mont Mary e dall'Unità del Fallere-Métailler;
- Cogne, che la separa a sud dall'Unità di Cogne, dall'Unità del Grand Nomenon, dall'Unità di Leverogne e dall'Unità del Ruitor;
- Fronte interno houiller, che ne delimita verso ovest il contatto con le unità del Ruitor e del Fallere-Métailler.

Al margine nordorientale del Foglio sono stati inoltre attribuiti a questa unità i pochi affioramenti a prevalenti calcescisti, concentrati principalmente lungo le zone di taglio, compresi tra il margine settentrionale dell'Unità del M. Mary e quello meridionale dell'Unità del Fallere Métailler che tradizionalmente costituiscono la terminazione meridionale della Zona del Combin della letteratura.

La massa di fondo di questa unità è simile a quella delle Zone di Taglio e Mélanges tettonici descritti più avanti. L'attribuzione di filloniti più o meno carbonatiche a questa unità piuttosto che ai contigui Mélanges tettonici di Feluma e di Avise-Tsaboc è spesso aleatorio. Si è quindi scelto di porre convenzionalmente il limite in corrispondenza della superficie di involuppo tra le varie unità.

2.3.1. - *Calcescisti indifferenziati*

Calcescisti indifferenziati in facies scisti blu (AUI)

Costituiscono la parte volumetricamente più importante dell'Unità. La litofacies prevalente è costituita da calcescisti carbonatici che contengono percentuali variabili di quarzo e mica bianca e subordinate clorite e albite. Sono talora presenti intercalazioni da centimetriche a metriche di marmi impuri (cresta tra Punta Auilletta e Punte Leisser), di marmi micaceo-cloritici a patina di alterazione di colore ocraceo (versante meridionale del Monte Fallere) e di scisti filladici di colore plumbeo, distinti ove formano corpi maggiori. Quando le percentuali di mica bianca e quarzo diventano abbondanti, si possono avere sottili intercalazioni di scisti quarzoso-micacei, sino a quarziti micacee chiare.

2.3.2. - *Scisti fillonitici e marmi grigi*

Alternanze di scisti fillonitici e marmi grigi (AUIa)

Sono state distinte le masse maggiori di rocce con una scistosità pervasiva e fabric milonitico. Sono costituite principalmente da fillosilicati (mica bianca \pm clorite) con subordinati carbonato, quarzo e albite. Presentano un colore grigio plumbeo tendente al nero. Talora contengono intercalazioni di marmi grigi più o meno micacei.

2.3.3. - *Marmi dolomitici*

Marmi dolomitici (AUIb)

Marmi grigi o bianchi \pm dolomitici con locali livelli di breccie ad elementi di calcari e dolomie sono concentrati soprattutto al margine settentrionale dell'Unità, nei pressi del contatto con l'Unità del Fallere-Métailler. Litofacies analoghe affiorano, associate e calcescisti e metabasiti, affiorano nell'alto vallone di Pila sul versante orientale del colle del Drinc.

2.3.4. - *Quarziti micacee e micascisti quarzosi*

Quarziti micacee e micascisti quarzosi (AUIc)

Quarziti a bande di possibile derivazione oceanica affiorano in prossimità di Montagna Secheron sul versante sudest del Monte Auilletta. Altri piccoli affioramenti di quarziti più o meno micacee e micascisti quarzosi si rinvencono entro la deformazione gravitativa profonda di Punta Leisser. Nei pressi della Punta Chaligne, allineati lungo faglie ad alto angolo del sistema di Gignod, affiorano alcune scaglie pluridecametriche di quarziti bianche (Trias inferiore?).

2.3.5. - *Metabasiti e gneiss prasinitici*

Metabasiti e gneiss prasinitici in facies scisti blu (AUI_d)

Costituite principalmente da albite ± ocellare, clorite, anfibolo attinolitico ed epidoto, con percentuali variabili di anfibolo sodico, mica bianca e carbonati. Presentano tessitura massiccia o listata; la variazione percentuale dei minerali costituenti fornisce litofacies che variano dallo scisto clorito ± albitico ad albite ocellare (prasinite) all'anfibolite. Possono derivare sia dalla trasformazione metamorfica di metabasalti oceanici, sia da Mg-gabbri. Le masse maggiori affiorano sui versanti meridionali della Becca France e della Pointe del Met, e nell'alta conca di Pila.

2.3.6. - *Mg-metagabbri*

Mg-metagabbri, localmente a struttura milonitica (AUI_f)

Metabasiti ad albite porfiroblastica, anfibolo calcico ed epidoto con struttura *flaser* o milonitica e riconducibili a protoliti gabbri, sono rinvenibili in rari affioramenti sul versante nordorientale della Punta di Mompers.

2.3.7. - *Serpentiniti ed oficarbonati*

Serpentiniti ed oficarbonati (AUI_h)

Piccoli affioramenti di serpentiniti foliate, talora con arricchimenti in carbonari (oficalci) sono disperse, verosimilmente lungo piani di taglio interni all'Unità, soprattutto sul versante sinistro della valle principale (conca di Pila).

3. - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

3.1. - UNITÀ DI COGNE

E' un'unità di margine continentale, non ofiolitifera, compresa in una fascia orientata NW-SE e allineata lungo il versante destro della Valle di Cogne. Viene indicato con questo nome quanto descritto per la prima volta da ELTER (1971) come Faisceau di Cogne, ed interpretato da questo Autore come insieme pre-ofiolitico formatosi durante la distensione che ha preceduto la formazione dell'oceano piemontese. Mancando del tutto i fossili, la successione stratigrafica viene confrontata da questo autore con altre successioni analoghe conosciute e datate delle Alpi occidentali, in particolare le successioni della Valgrana (FRANCHI, 1911; MICHARD, 1966), della Vanoise (ELLENBERGER (1958) e della

Val di Susa (FRANCHI, 1911). E' caratterizzata da una successione terrigena di probabile età triassica inferiore (quarziti) seguita da depositi di piattaforma di probabile età triassico medio-superiore e da scisti carbonatici cui sono associate breccie sedimentarie di possibile età giurassica. Tuttavia, per analogia con le successioni di margine continentale dell'alta Val di Susa (LEMOINE *et alii*, 1982; POLINO *et alii*, 1984, 2001), i calcescisti della parte alta della successione potrebbero anche essere considerati di età cretacea superiore.

E' compresa tra l'Unità dell'Aouilletta a nordest e le Unità del Grand Nomenon e della Grivola-Urtier a sud. I suoi limiti sembrano corrispondere ad un sistema di faglie ad alto angolo che delimitano non solo questa unità, ma anche la pila di falde che affiora nella parte sud-occidentale del Foglio (e della valle d'Aosta) da quelle che affiorano nella parte nord-orientale.

3.1.1. - *Quarziti di Tavaillon*

Quarziti di Tavaillon (TVL)

Quarziti pure o debolmente micacee, biancastre, con fitta e regolare foliazione tabulare, in rari affioramenti prevalentemente al limite occidentale dell'Unità al contatto con l'Unità del Grand Nomenon; Triassico inf.?

3.1.2. - *Dolomie di Creva*

Dolomie di Creva (FDCb)

Marmi dolomitici grigi a patina di alterazione grigio-biancastra intercalati a vari livelli strutturali ai Marmi di Epinel (EPN) ed ai Calcescisti del Drinc /DRC); la massa principale delle Dolomie di Creva si trova al di fuori dell'area del Foglio, nell'area della miniera di magnetite di Cogne, al conyatto con serpentiniti. Triassico?

3.1.3. - *Marmi di Epinel*

Marmi di Epinel (EPN)

Marmi grigi impuri con patina di alterazione nocciola, marmi spatici grigio scuri e patina giallo ocra e breccie carbonatiche a elementi di marmi grigi e di dolomie a patina ocra. Triassico sup.? - Giurassico inf.?

3.1.4. - *Calcescisti del Drinc*

Calcescisti del Drinc (DRC)

Calcescisti e micascisti carbonatici alternati, con bancate di marmi micacei chiari e rari scisti micaceo-cloritici; Giurassico inf.?

3.2. - UNITÀ SION-COURMAYEUR

L'unità Sion-Courmayeur affiora in maniera continua in una potente fascia che si sviluppa con direzione NE-SW attraverso la parte più occidentale della Valle d'Aosta. Nel contiguo Foglio "89 - Courmayeur" (alle cui Note Illustrative si rimanda per i dettagli) le unità litostratigrafiche ed i complessi litologici che in passato erano stati attribuiti ad unità diverse - Unità del Piccolo San Bernardo, Unità del Versoyen e Scaglia della Pointe Rousse (ELTER & ELTER, 1965); Unità Roignais - Versoyen (ANTOINE, 1972); Complesso delle Brece di Tarantasia (ELTER & ELTER, 1965)- sono stati raggruppati in due complessi litologici (Complesso del Piccolo San Bernardo - Versoyen e Complesso delle Brece di Tarantasia), distinti per i loro caratteri litostratigrafici e tettonici

Nel Foglio Aosta affiora limitatamente il solo Complesso delle Brece di Tarantasia; si rimanda alle Note illustrative del F. Courmayeur per un inquadramento regionale di questa unità.

3.2.1 - *Complesso delle Brece di Tarantasia*

In questo complesso si osserva una notevole eterogeneità litologica da zona a zona, dovuta alla probabile variazione laterale delle facies che lo compongono, e accentuata dal carattere traspositivo della deformazione alpina. La maggior parte dei litotipi affioranti è rappresentata da metasedimenti di probabile età cretacea, di origine detritica, a composizione terrigena (calcescisti e scisti) o carbonatica (marmi detritici con livelli di brece). Numerosi Autori hanno inoltre individuato nella successione di termini cretaci della Zona Sion-Courmayeur i caratteri tipici di una successione flyschioide in cui sembrerebbe possibile correlare i vari orizzonti litostratigrafici con orizzonti cronostatigrafici. La situazione osservata durante i rilevamenti effettuati anche nel foglio "Courmayeur" suggerisce una estrema cautela nel mettere in relazione diretta le distinzioni litostratigrafiche con suddivisioni di tipo cronostatigrafico. La suddivisione della successione in tre orizzonti principali prospettata per la zona in esame da vari Autori (v. discussione nelle Note del Foglio Courmayeur), non sembra essere in realtà applicabile, se non introducendo semplificazioni eccessive. Il quadro litostratigrafico che emerge dai rilevamenti risulta quindi più complesso di quello proposto in bibliografia.

Tuttavia, a differenza di quanto descritto nel F. Courmayeur, nel complesso delle Brece di Tarantasia affiorante nel F. Aosta si osserva una certa organizzazione nella successione geometrica tra i vari litotipi che sembrano affiorare con polarità rovescia nei valloni di Licony e di Planaval.

3.2.1.1. - Marmi grigio-bluastri

Marmi grigio bluastri, calcescisti e brece poligeniche (MCB) (Cretacico inf.-Cretacico sup.?).

Regionalmente la parte inferiore della successione inizia con alternanze di marmi e calcescisti a livelli di brece. Molti Autori (ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1972) hanno descritto il contatto basale delle successioni cretache come un tipico contatto trasgressivo in cui il primo termine che si osserva al di sopra della superficie di trasgressione è appunto rappresentato dai litotipi descritti in questo sottoparagrafo. La superficie di trasgressione è visibile soltanto in due zone, al Mont Brisé, nel settore nord-occidentale del foglio, e alle Piramidi Calceree nel contiguo F. Courmayeur. In entrambi i casi, al di sopra dei depositi di piattaforma carbonatica compaiono orizzonti metrici di brece ad elementi di prevalenti marmi dolomitici e a cemento calcitico marmoreo.

L'orizzonte basale, nella sua facies più tipica e più diffusa per l'intera area esaminata, è rappresentato da alternanze di livelli decimetrico-metrici di marmi grigio-bluastri, di aspetto detritico dato dalla presenza di granuletti di quarzo e di fillosilicati dispersi nella matrice calcitica, e di livelli centimetrico-decimetrici di calcescisti. I livelli marmorei spesso contengono clasti (brece) di dimensioni centimetrico-decimetriche di marmi dolomitici e marmi grigi prevalenti, quarziti, scisti grigi o nerastrì e, assai raramente, gneiss albitici. La potenza di questo orizzonte basale dei depositi trasgressivi è molto variabile, e varia da poche decine di metri a qualche centinaio di metri.

Ove cartografabili, sono stati distinti i livelli basali di marmi impuri contenenti intercalazioni di brece a cemento carbonatico ed elementi centimetrico-decimetrici di marmi dolomitici, marmi calcitici color grigio scuro e subordinati scisti neri e quarziti impure verdognole o rosate (**MCBa**) e le intercalazioni di potenza metrico-decimetria di scisti e micascisti quarzosi grigio-nerastrì (**MCBb**).

3.2.1.2. - Marmi micaceo-cloritici

Marmi micaceo-cloritici, brece, marmi grigi, scisti nerastrì e quarziti (MBB) (Cretacico sup.?)

Anche questi litotipi mostrano costantemente un apporto detritico e un'impronta terrigena molto marcata. Ciò è testimoniato sia dall'abbondanza di fillosilicati, che conferisce all'insieme un aspetto più scistoso, sia dalla presenza di livelli di quarziti. Sono abbondanti le intercalazioni di brece a clasti carbonatici, di marmi di colore grigio bluastro, massicci, di scisti nerastrì e di quarziti più o meno micacee di colore da verdino a rosato.

Le alternanze di livelli marmorei, scistosi e quarziticci hanno mediamente una potenza variabile da qualche decimetro al metro. Molto spesso la successione risulta costituita da due soltanto dei litotipi elencati, il che testimonia una forte variabilità delle sorgenti di apporto detritico che alimentavano il bacino di deposizione in cui questa successione si è originata. Dove le quarziti, in bancate di potenza decimetrica o metrica, diventano il litotipo predominante, sono state distinte come **MBBa**.

L'età di questa formazione è sconosciuta. Poiché essa è geometricamente sottostante ai Marmi grigio-bluastri (**MCB**), viene attribuita genericamente al Cretacico superiore.

3.2.1.3. - Alternanze di marmi nocciola e scisti carbonatici

Alternanze di marmi nocciola e scisti carbonatici (MSB) (Cretacico sup. - Paleocene?)

Questi litotipi sono costituiti da un'alternanza di livelli decimetrico-metrici di calcescisti marmorei grigio-giallastri ricchi in fillosilicati, con patina d'alterazione chiara, e scisti micaceo-cloritici a dominante carbonatica con patina di alterazione di colore scuro. Localmente sono presenti bancate marmoree di notevole spessore e livelli detritici a breccie.

Nel complesso questa successione di calcescisti più o meno marmorei risulta piuttosto monotona. Il passaggio ai litotipi descritti al punto precedente generalmente è graduale, ed avviene per progressivo arricchimento in frazione quarzosa, fino a generare, come si è detto, livelli di quarziti.

Affiora alla base del versante nordovest della Testa di Liconi, a formare una fascia suborizzontale potente alcune centinaia di metri.

L'età di questa successione è sconosciuta ed è attribuita Cretacico sup.-Paleocene per analogia litologica con le successioni brianzonesi.

4 - ZONE DI TAGLIO E MÉLANGES TETTONICI

Le principali unità tettonostratigrafiche sono separate da fasce di potenza pluriometrica, costituite in prevalenza da micascisti carbonatici, calcescisti e scisti filladici storicamente attribuiti alla Zona Piemontese (cf. ad es. la "Sinclinale di Aivè", Govi, 1966) che inglobano non solo scaglie di metabasiti, ma anche di coperture triassiche e di basamento pretriassico. Tali litofacies sono caratterizzate da una generale e pervasiva riequilibrio in facies scisti verdi e da un fabric milonitico generalizzato, anche se alcune delle scaglie implicate registrano condizioni di picco metamorfico con relitti di alta pressione sia in facies eclogitica sia in facies scisti blu (cf. cap 7).

Se considerate singolarmente le singole litofacies potrebbero essere attribuite a domini paleogeografici, strutturali e metamorfici diversi. Tuttavia nell'interpretazione qui adottata queste zone sono state indicate genericamente come zone di taglio, in quanto si è scelto di mettere in evidenza gli aspetti legati all'evoluzione tardo-metamorfica e di esumazione di questi volumi rocciosi, piuttosto che fare riferimento a dubbie e talora incongruenti attribuzioni paleogeografiche.

I relitti di associazioni metamorfiche di alta pressione che si rinvergono localmente possono essere riferiti sia a stadi precoci dell'evoluzione di queste zone di taglio, sia a relitti strutturali che conservano memoria della evoluzione metamorfica di volumi appartenenti alle unità circostanti e successivamente implicati nelle zone di taglio stesse.

Per facilità di presentazione si daranno inizialmente le notizie generali sulla estensione e distribuzione delle varie zone di taglio identificate, e si descriveranno in seguito tutte le litofacies cartografate, indipendentemente dalla loro presenza o meno nelle singole zone di taglio.

4.1. - ZONA DI TAGLIO DI ENTRELOR

E' una zona di taglio a basso angolo immergente verso nord che separa l'unità del Grand Nomenon, a tetto, dall'unità di Rovenaud a letto. I suoi caratteri di zona di taglio vengono descritti per la prima volta da BUTLER & FREEMAN (1996), che indicano con questo nome sia la zona di taglio vera e propria, sia le rocce di faglia appartenenti al sistema fragile ad alto angolo Belleface-Traio, sia le rocce dell'unità di Cogne. Nell'accezione utilizzata in questo Foglio viene indicato con questo nome quella zona di taglio tardo-metamorfica (età di 32 Ma Rb/Sr su mica bianca; FREEMAN *et alii*, 1997), affiorante nella media Valsavarenche, costituita in prevalenza da calcescisti marmorei (**ZTG**) e brecce tettoniche a cemento carbonatico (**BCC**).

Le associazioni metamorfiche conosciute sono tipiche della facies scisti verdi.

E' stata interpretata sia come zona di taglio estensionale (CABY, 1996), come sovrascorrimento retrovergente (BUTLER & FREEMAN, 1996), o come sovrascorrimento provergente ripiegato (BOUSQUET & SCHMID, 2001). La sua cinematica verrà discussa nel capitolo VI.

4.2. - MÉLANGE TETTONICO DI FELUMA

E' una zona di taglio a basso angolo, immergente verso nord lungo l'asse della valle principale e verso nord-ovest sul versante sinistro della Valle di

Rhemes. Separa l'unità di Leverogne, a tetto, dall'unità del Grand Nomenon a letto.

E' costituita in prevalenza da calcescisti (**ZTG**), marmi (**ZTGe**), micascisti e micascisti quarzosi (**ZTGe**), quarziti (**ZTGd**), prasiniti (**ZTGb**) e serpentiniti (**ZTGa**), con intercalate breccie tettoniche a cemento carbonatico (**BCC**).

Affiora con continuità da località Changier (versante sinistro della Valle di Rhemes) sino all'imbocco della Valle di Cogne.

Classicamente interpretata come sovrascorrimento retrovergente (CABY, 1996), mostra evidenze di una evoluzione polifasica compressiva con riattivazioni in estensione (cf. Cap. VI).

4.3. - MÉLANGE TETTONICO DI AVISE-TZABOC

Una zona di taglio a basso angolo immergente verso WNW separa, sul versante sinistro della Valgrisenche, l'unità del Ruitor, a tetto, dall'unità di Leverogne a letto. Questa zona, nota in letteratura come "Sinclinale di Avise" (cf. ad es GOVI, 1966), separa in realtà due unità con litostratigrafia ed evoluzione metamorfica distinte.

E' costituita in prevalenza da calcescisti (**ZTG**), con subordinati marmi (**ZTGe**), quarziti (**ZTGd**), micascisti e micascisti quarzosi (**ZTGe**), prasiniti (**ZTGb**) e serpentiniti (**ZTGa**).

In sinistra orografica della Valgrisenche affiora con continuità dal Lago di Morion sino ad Avise (CRAVERO *et alii*, 1996), dove termina contro le faglie ad alto angolo del sistema di Cogne. In destra della Valgrisenche, sullo spartiacque con la Val di Rhemes (P.ta di Tzaboc) e nella stessa posizione geometrica affiora una zona di taglio costituita dalle stesse litofacies, con in più un potente livello di scisti neri filladici interpretati come black shales del Cretacico superiore (DEBELMAS *et alii*, 1991), che separa l'Unità di Leverogne a letto dal klippe della Becca di Tos (DAL PIAZ, 1966). Questi affioramenti, attribuiti in letteratura alla Zona piemontese, possono essere correlati geometricamente alla Zona di Taglio di Avise su base litologica chee per l'analogia del klippe della Becca di Tos con l'Unità del Ruitor (cf. ad es. DAL PIAZ, 1966 e DEBELMAS *et alii*, 1991).

Anche se la generale impronta metamorfica è in facies scisti verdi, sono diffusi relitti di associazioni di alta pressione in facies scisti blu (SCHIAVO, 1997) e sono stati segnalati relitti di associazioni di alta pressione in facies eclogitica (GOVI, 1967). Nel settore della Becca di Toss, oltre a relitti di associazioni scisti blu, sono segnalate associazioni a cloritoide e granato negli scisti neri filladici (DEBELMAS *et alii*, 1991).

4.4. - ZONA DI TAGLIO DEL FRONTE BRIANZONENSE (RANTIN-TOURIASSE)

Questa zona di taglio corrisponde all'Unità Rantin-Touriasse del F. Courmayeur, dove è stata descritta come unità tettonostratigrafica in ragione della maggiore estensione. Regionalmente si trova al passaggio tra l'Unità Houiller e l'Unità Sion-Courmayeur ed è definita da una varietà di litofacies comprese lungo piani di taglio. Nota in letteratura come Fronte Brianzonese (BERTRAND *et alii*, 1996), è stata indicata anche come Basal Briançonnais Thrust (BUTLER *et alii*, 1997) e Front Houiller (FUGENSCHUH *et alii*, 1999).

Può essere seguito sul terreno con buona continuità dal Colle del Piccolo San Bernardo fino al margine nord-occidentale del Foglio. Vi si riconoscono scaglie di dimensioni anche pluriettometriche, i cui litotipi sono stati attribuiti al Trias dagli Autori precedenti e considerati come appartenenti al ricoprimento del Gran San Bernardo (ELTER & ELTER, 1965), dove rappresenterebbero le coperture triassiche del substrato permo-carbonifero del Complesso Houiller. Tuttavia i rapporti stratigrafici originari non sono mai visibili. Come per il contiguo F. Courmayeur si è preferito mettere in evidenza il carattere strutturale di questa zona piuttosto di effettuare incerte correlazioni. Nel F. Aosta si riconoscono prevalentemente marmi più o meno dolomitici (ZTGe), con subordinate scaglie di quarziti (ZTGd) e breccie carbonatiche (BCC).

Si descrivono qui di seguito le litofacies distinte in carta:

Calcescisti, calcescisti marmorei, calcemicascisti e scisti filladici neri (ZTG)

Rappresentano la litofacies predominante delle zone di taglio; sono comprese in questa casella rocce che mostrano una generale e pervasiva tessitura milonitica e, a seconda della percentuale di carbonato, vanno da calcescisti marmorei sino a micascisti filladici. Rappresentano in genere l'insieme di litofacies predominante delle zone di taglio di Feluma e Avise-Tzaboc, dove costituiscono la "massa di fondo" che contiene boudins e scaglie delle altre litofacies. Per questo motivo non pare opportuno effettuare alcuna attribuzione cronologica, in quanto l'intensa tettonizzazione potrebbe rendere omogenei protoliti di origine ed età sensibilmente diversa.

Serpentiniti, serpentinoscisti e talcoscisti (ZTGa)

Rocce massicce di colore verde scuro, spesso fortemente deformate sino ad assumere un fabric foliato pervasivo.

Lungo le zone di frattura presentano localmente aggregati di talco, che possono anche costituire livelli da decimetrici a metrici in corrispondenza dei principali piani di frattura.

Metabasiti (ZTGb)

Le metabasiti sono costituite prevalentemente da prasiniti e da subordinati scisti anfibolici ed epidositi.

Le prasiniti costituiscono corpi lateralmente discontinui, di spessore da decametrico a pluri-decametrico. Sono rocce massicce, di colore grigio verdastro e alterazione bruno-nocciola, costituite prevalentemente da clorite ed albite ocellare con subordinati anfibolo ed epidoto; i livelli cloritici definiscono una scistosità poco pervasiva.

Gli scisti attinolitici costituiscono rari boudins metrici, associati alle prasiniti, all'interno dei calcescisti marmorei; sono costituiti da aggregati di anfibolo attinolitico in individui centimetrici di colore verde chiaro.

Le epidositi costituiscono sporadiche lenti e livelli di spessore anche pluridecametrico lateralmente continui intercalati ai calcescisti marmorei; sono rocce di colore verde-giallastro, costituite prevalentemente da epidoto e da subordinati albite ocellare, clorite e quarzo. Gli affioramenti più importanti vengono segnalati nella Zona di Taglio Avise-Tzaboc sul versante sinistro della Valle di Rhemes, nei pressi del Torrente Perarisaz.

Micascisti, micascisti quarzosi e paragneiss (ZTGc)

Micascisti, micascisti quarzosi e paragneiss sono presenti in diffuse scaglie di dimensioni variabili da metriche a pluridecametriche. Tutte queste litofacies presentano una pervasiva riequilibrio in facies scisti verdi e strutture di tipo S-C. Sono generalmente interpretabili come scaglie delle unità di basamento circostanti.

All'interno di una scaglia di micascisti a tessitura milonitica lungo il contatto che giustappone l'unità Houiller con le unità più interne della falda del Gran San Bernardo, GOUFFON (1993) descrive delle pseudomorfosi di cloritoide e sericite su precedente staurolite. Potrebbe trattarsi di una scaglia dell'unità del Ruitor implicata lungo la zona di taglio.

Quarziti bianche o verdastre (ZTGd)

Nelle Zone di Taglio di Feluma, Avise-Tzaboc e del Fronte Brianzonese affiorano sporadici livelli lateralmente discontinui di spessore metrico di quarziti bianche o verdastre, localmente tabulari, che sono state classicamente attribuite al Trias inferiore.

Sono rocce generalmente massicce di colore bianco o verdino, a patina di alterazione giallastra, che localmente presentano una pervasiva laminazione tettonica a carattere non disgiuntivo. Nella Zona di Taglio del Fronte Brianzonese, nei pressi del Col Serena, sono state osservate quarziti conglomeratiche a clasti silicei e subordinati clasti carbonatici.

Marmi e marmi dolomitici (ZTGe)

I marmi costituiscono frequenti livelli lateralmente continui, di spessore da metrico a decametrico, intercalati nei calcescisti marmorei; la presenza di queste litofacies a diversi livelli strutturali è imputabile ad una tettonica duttile con caratteristiche fortemente traspositive. Frequenti le facies di colore bianco, ad alterazione da giallo ocra a nocciola, con patina localmente rugginosa in prossimità degli abbondanti individui alterati di solfuri.

Si tratta di marmi più o meno dolomitici, talora vacuolari, localmente mostranti una foliazione molto pervasiva, o una struttura brecciata nelle facies massicce a tendenza saccaroide.

Affiorano, con buona esposizione nella Zona di Taglio del Fronte Brianzese, in vicinanza dell'Alpe Rantin e nella Zona di Taglio di Feluma vicino al contatto tettonico con i calcescisti ad Arpilles e nei pressi del Mont Blanc.

Queste facies sono classicamente attribuite al Trias medio (?) nelle ricostruzioni paleogeografiche alpine.

Breccie a cemento carbonatico (BCC)

Nelle zone di taglio e lungo i principali sistemi di faglie ad alto angolo le litofacies carbonatiche mostrano un aspetto cataclastico a formare breccie a cemento carbonatico con clasti subangolosi delle facies carbonatiche (marmi e dolomie) e subordinati clasti delle litofacies scistose (calcescisti, micascisti, ecc). Nella letteratura alpina queste facies sono comunemente descritte come carnirole, termine utilizzato senza connotazione genetica. Nel Foglio sono state indicate le masse maggiori.

V - COPERTURA QUATERNARIA

Durante i vari episodi di espansione glaciale verificatisi nel corso del Quaternario il ghiacciaio della Dora Baltea portò ripetutamente la propria fronte fin oltre lo sbocco della Valle d'Aosta: qui edificò a più riprese, all'incirca tra 1.000.000 e 10.000 anni BP¹ quel complesso e grandioso sistema di cerchie noto come Anfiteatro Morenico d'Ivrea (SCHNEIDER, 1978; CARRARO *et al.*, 1991; AROBBA *et al.*, 1997).

I depositi formanti la copertura quaternaria conservatisi nel settore montano del bacino della Dora Baltea (di genesi glaciale, alluvionale e gravitativa *s.l.*) hanno età molto recenti, se rapportati all'intera durata del Quaternario. Essi infatti risalgono in massima parte all'ultimo episodio glaciale del Pleistocene superiore (stadio isotopico 2; per avere un riferimento con la vecchia terminologia, esso corrisponde alla glaciazione del *Würm superiore*, o *Würm II*, degli autori precedenti, ed è quindi collocabile cronologicamente all'incirca tra 25.000 e 10.000 anni BP; cfr. *infra*) e al successivo periodo post-glaciale (riferibile all'Olocene, cioè agli ultimi 10.000 anni BP ¹⁴C convenzionali), fino all'Attuale. Depositi più antichi, risalenti verosimilmente al penultimo episodio glaciale (stadio isotopico 4; all'incirca corrispondente al *Würm I* degli autori precedenti) o, meno probabilmente, a episodi ancora più antichi, risultano conservati in modo più sporadico sui versanti vallivi a quote relativamente

¹ BP sta per *before present*, dove il presente è definito come anno 1950 d.C..

elevate, oppure presso lo sbocco vallivo in continuità con l'Anfiteatro Morenico di Ivrea.

I depositi quaternari coprono delle superfici di erosione modellate nel substrato roccioso, con spessori molto variabili: modesti sui versanti (fino ad alcune decine di metri) e maggiori nei fondovalle (dove raggiungono, nella conca di sovraescavazione di Aosta, i 350 m di potenza). Il bacino genetico di provenienza è rappresentato nello schema a lato della carta geologica.

Una prima suddivisione è stata effettuata tra unità distinte per bacino di alimentazione (bacino genetico) e unità non distinte per bacino (o ubiquitarie). Le prime comprendono i depositi legati ai ghiacciai ed ai corsi d'acqua, cioè ad agenti morfogenetici la cui evoluzione è strettamente interconnessa a livello di grande bacino. Le seconde raggruppano i depositi di genesi gravitativa *s.l.* e lacustre, la cui distribuzione è invece più casuale.

Nel Foglio Aosta, per la stratigrafia dei depositi distinti per bacino, anziché le "unità allostratigrafiche" adottate in alcuni dei fogli dell'Italia settentrionale finora realizzati nell'ambito CARG, sono state utilizzate le "unità a limiti inconformi" (UBSU = *Unconformity bounded stratigraphic units*), come raccomandato dal Servizio Geologico Nazionale, in quanto solo le seconde risultano formalizzate nella International Stratigraphic Guide (Salvador, 1994). Si ritiene opportuno precisare che le USBU non corrispondono in maniera soddisfacente alle caratteristiche delle unità del Quaternario continentale, in quanto le discontinuità che delimitano queste ultime: (i) non corrispondono necessariamente a discontinuità; (ii) hanno raramente estensione regionale, come invece è previsto "preferibilmente" per le USBU; (iii) non sono quasi mai "visibili", come presunto per le USBU, ma sono più frequentemente solo "tracciabili" per interpolazione. I corpi geologici cartografati rispondono comunque alle stesse caratteristiche di quelli indicati come "allunità" nei fogli in cui è stata utilizzata l'allostratigrafia.

La conformazione dei versanti di modellamento glaciale è articolata, in senso trasversale all'asse vallivo, in una successione di rotture di pendenza separate da settori maggiormente acclivi. I depositi glacigenici poggiano su tali superfici in roccia sotto forma rispettivamente di "lembi terrazzati" e di "lembi applicati". Il rapporto di intersezione che ricorre sistematicamente tra le forme di esarazione e la presenza di allineamenti di forme in senso longitudinale all'asse vallivo è interpretabile come il prodotto di un fenomeno di vero e proprio terrazzamento; questo può essere spiegato con il processo di approfondimento erosionale operato dai ghiacciai, in analogia con i processi di terrazzamento operati dai corsi d'acqua (per un'analisi della questione si rinvia a CARRARO & GIARDINO, 2003). Le unità a limiti inconformi possono quindi, in questo caso, essere definite in base alla distribuzione plano-altimetrica delle

superfici di appoggio dei lembi di depositi e corrispondono a corpi sedimentari poligenici che poggiano su un'unica superficie di appoggio basale.

A quote non troppo elevate (sotto i 1.700 m s.l.m. nella media Valle d'Aosta) nella valle principale sono stati distinti otto allineamenti di forme separati tra di loro da dislivelli non inferiori ai 150 m; gli allineamenti meno spazati altimetricamente sono stati riuniti in quattro fasce altimetriche, corrispondenti ognuna ad un'unità morfologica. La posizione altimetrica che esse raggiungono in tutto lo sviluppo longitudinale della valle ed il rapporto che con queste hanno i depositi presenti nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea (AROBBA *et al.*, 1997), ha consentito di proporre un'ipotesi di attribuzione delle unità stratigrafiche ad alcune delle espansioni glaciali documentate nell'anfiteatro: così l'unità distribuita nella fascia altimetrica più elevata entro valle (*Subsintema di Nissod*) è stata ricondotta alla massima espansione locale dell'ultima glaciazione (*Last Glacial Maximum* - di seguito LGM), mentre le altre tre unità, distribuite a quota via via più bassa, sono state riferite a fasi ricadenti ancora nel LGM (subsintemi di *Colle San Carlo* e di *Excenex*) e al successivo Tardiglaciale (*Subsintema di Pileo*)².

L'approfondimento erosionale è legato alla risposta del reticolato glaciale, in termini di capacità erosiva, alla mobilità tettonica pregressa e attiva (sollevamento regionale ed una ipotetica, perché non ancora sufficientemente documentata, tettonica attiva di tipo distensivo). Le fasi di approfondimento dunque non coincidono necessariamente con gli stadi di avanzata o di ritiro glaciale, che sono invece guidati dal concorso di più fattori con al primo posto quelli climatici, e che si manifestano con le varie posizioni raggiunte dalla fronte glaciale. In particolare la ricostruzione stratigrafica qui proposta non individua la posizione raggiunta dal ghiacciaio nel momento in cui questo andava sedimentando i depositi ascritti al *Subsintema di Colle San Carlo*: la fronte glaciale avrebbe potuto oscillare ancora oltre lo sbocco vallivo in settore di anfiteatro e conseguire forse in quella fase la reale massima espansione raggiunta nel LGM. Una correlabilità fondata tra fasi di approfondimento erosionale e stadi di ritiro glaciale è invece proponibile per il *Subsintema di Excenex*: tale unità contiene infatti il complesso di contatto glaciale di Roisan-Nus (cfr. *infra*), una sequenza di lembi sedimentari che sottolinea l'andamento del margine sinistro del ghiacciaio balteo e che termina sul fondovalle di S. Vincent. Si ipotizza infine che, nella fase a cui risalgono i depositi del

² L'ultimo episodio glaciale viene qui suddiviso, da un punto di vista paleoclimatico, in LGM (comprendente gli stadi di: (i) espansione o anaglaciale, (ii) di massima espansione s.s. o acme glaciale, (iii) di ritiro o cataglaciale *pre*-Tardiglaciale) e in Tardiglaciale (comprendente le successive oscillazioni climatiche, che hanno comportato una serie di riavanzate, alternate a ritiri, molto meno estese di quella/e del LGM).

Subsintema di Pileo, la fronte glaciale si attestasse in posizione non più avanzata della conca di sovraescavazione sepolta di Aosta.

Per semplicità nel corso della descrizione si farà riferimento a quattro diverse fasi del LGM, intendendo con ciò che si tratta di fasi di approfondimento erosionale, svoltesi durante il LGM, ma solo in parte, e con incertezza, correlabili con lo stadio di acme glaciale e dei successivi stadi cataglaciali.

La presenza di allineamenti di forme di accumulo di depositi di genesi *supra*-glaciale (morene nel caso di till di ablazione, superfici pianeggianti terrazzate per i depositi glacio-lacustri o di contatto glaciale) documentano i limiti raggiunti dalla superficie superiore del ghiacciaio durante alcune delle sue molteplici configurazioni. Gli esempi più significativi rilevati sono quelli della morena laterale destra di Pileo in Valgrisenche ed il complesso di contatto glaciale di Roisan-Nus. Tutti i dati portano a ritenere che il modellamento della valle principale nel corso dell'ultimo episodio glaciale è stato operato da un ghiacciaio che, nel tratto della media Valle d'Aosta, non raggiungeva uno spessore superiore agli 800 m. I rapporti geometrici tra forme e depositi successivi all'acme glaciale sembrano indicare che la massa glaciale ha approfondito notevolmente (alcune centinaia di metri) il proprio letto durante il corso del LGM (fig. 5).

Tra le unità individuate è stata introdotta la distinzione in unità completamente formate e unità in formazione. Le unità completamente formate comprendono le unità deposizionali non più in rapporto con l'agente fisico che le ha generate, e che allo stato attuale sono in corso di rimodellamento. Le unità in formazione comprendono tutte le unità deposizionali in cui i processi genetici sono potenzialmente attivi. Questa distinzione ha però una valenza unicamente di carattere stratigrafico e non corrisponde ad una valutazione sul grado di "pericolosità" o di "stabilità geomorfologica": il caso più frequente è quello dei depositi alluvionali terrazzati la cui superficie sommitale, pur essendo sospesa rispetto al corso d'acqua che li ha sedimentati con un dislivello tale da non essere più raggiungibile dalle acque dello stesso, può tuttavia venire inondata dal reticolato idrografico tributario o dalle acque ruscellanti provenienti dal versante sovrastante.

Nel seguito vengono brevemente descritte le coperture quaternarie appartenenti ad ogni singola unità. Con il termine *diamicton* (FLINT *et al.*, 1960) si indica un sedimento con bassissimo grado di selezione dei componenti (dai ciottoli all'argilla), in genere massivo o grossolanamente stratificato. Questa litofacies può corrispondere a quella di depositi gravitativi o, più frequentemente, come nel caso in esame, a quella di depositi glaciali (till).

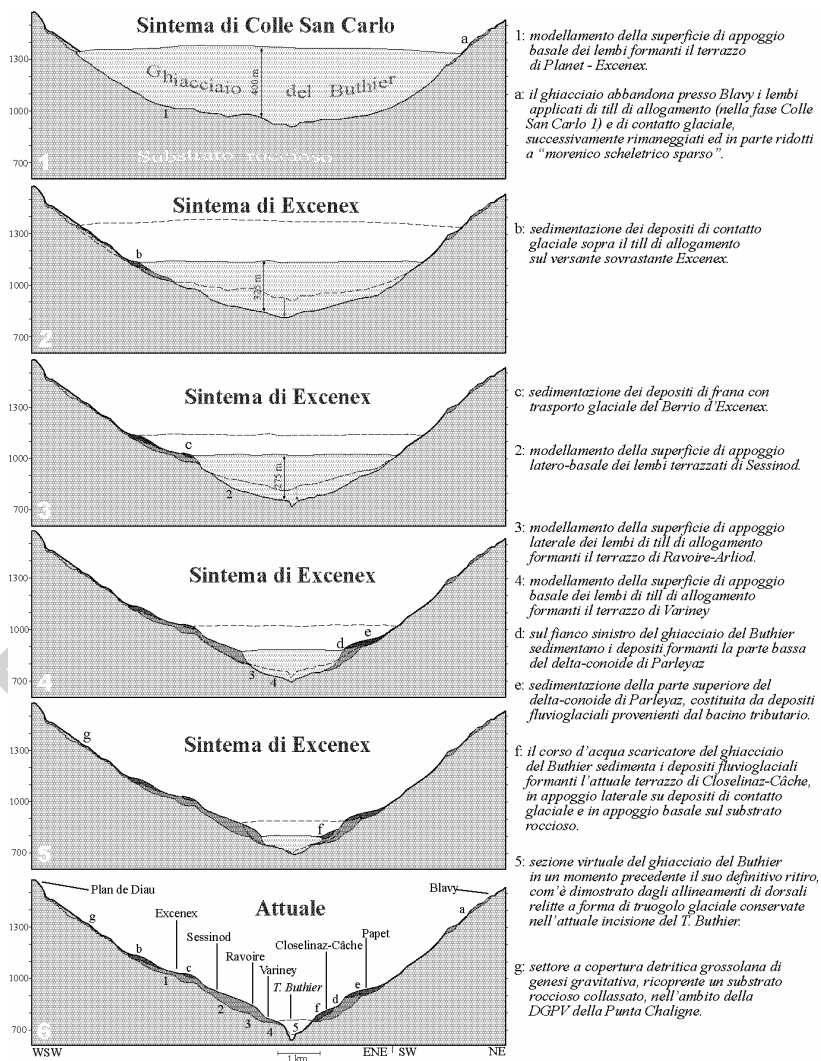


Fig. 5 - Ipotesi di evoluzione morfogenetica della bassa Valle del T. Buthier nelle fasi finali dell'ultimo episodio glaciale (lungo una sezione trasversale). Il ghiacciaio del Buthier si approfondisce nel substrato roccioso, abbandonando i propri depositi sulle superfici precedentemente modellate. Sul basso versante sinistro (a destra) viene edificato il conoide fluvio-glaciale di Parleyaz-Papet, in concomitanza con il ritiro del ghiacciaio di Parleyaz e con la diminuzione di volume del ghiacciaio del Buthier. L'alto versante destro è interessato dalla DGPV di Punta Chaligne

Tra questi può essere distinto il till di allogamento (“di fondo”) ed il till di ablazione (FLINT, 1957).

La tessitura a supporto di clasti (“*clast supported*”) è propria di un sedimento in cui prevalgono i clasti sulla matrice (lo scheletro del sedimento è costituito dai ciottoli, che sono a contatto tra di loro, mentre la matrice riempie i vuoti tra i clasti): essa è tipica dei depositi alluvionali *s.l.* (fluviali, fluvioglaciali, torrentizi) e del till di ablazione. Viceversa nella tessitura a supporto di matrice (“*matrix supported*”) è la matrice, cioè la parte fine del sedimento, a prevalere, come nella maggior parte dei till di allogamento. I depositi di contatto glaciale sono invece organizzati in strati a differente granulometria e in cui si ritrovano entrambi i tipi di tessitura. Una dettagliata trattazione della nomenclatura dei depositi glacialigenici è riportata in GOLDTHWAIT & MATSCH (1989).

1. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

Di seguito vengono descritti i depositi e le forme legati ai ghiacciai ed ai corsi d’acqua, cioè ad agenti morfogenetici la cui evoluzione è strettamente interconnessa a livello di grande bacino.

Il territorio rappresentato nel Foglio Aosta ricade totalmente all’interno di un unico grande bacino idrografico, quello della Dora Baltea.

Per evitare l’eccessiva complicazione derivante dall’applicazione rigorosa del metodo allostratigrafico, per cui dovrebbe essere definita una successione di unità per ogni valle (in assenza di elementi di correlazione e non essendoci solitamente continuità fisica tra successioni di bacini diversi), è stata definita una sola successione di unità stratigrafiche, a cui vengono riferiti i depositi legati al reticolato glaciale e fluviale dell’intero bacino maggiore. Vari elementi di carattere geologico e morfologico permettono comunque in alcuni casi di correlare depositi dei bacini tributari e depositi della valle principale: questi sono di volta in volta citati nelle presenti note. Più in generale i depositi appartenenti al *Subsintema di Pileo* possono essere soddisfacentemente ritenuti tra loro correlabili sulla base sia della saldatura di alcuni corpi sedimentari (come la morena di Murette tra il bacino di Pian Rancon ed il bacino della Dora) e più in generale perché occupano i fondovalle e/o i segmenti superiori delle differenti valli. I depositi appartenenti al *Subsintema di Excenex* si possono correlare grazie al rapporto di addentellamento o di terrazzamento reciproco che presentano numerosi depositi di conoide fluvioglaciale tributario con quelli di contatto glaciale e fluvioglaciali della valle in cui confluiscono, ed anche in base al fatto che i depositi glaciali sono conservati in posizione più elevata e/o più esterna rispetto a quella dei depositi risalenti alla fase successiva. Più dubbia è

la corrispondenza tra i depositi del *Subsistema di Colle San Carlo*, la cui correlabilità è basata essenzialmente sulla loro posizione altimetrica relativa. Passando all'Olocene, una correlabilità migliore si ha tra i lembi riferiti al *Subsistema di Château Blanc*, in quanto fondata sulla loro elevata corrispondenza morfologica e sulla prossimità dei depositi glaciali ai ghiacciai attuali.

Allo scopo di rappresentare separatamente l'evoluzione glaciale della valle principale da quella delle vallate tributarie di vario ordine, la carta geologica è corredata da uno schema grafico dei bacini genetici di appartenenza dei depositi glaciali ed alluvionali: sono distinti il bacino principale (quello della Dora Baltea, corrispondente al solco vallivo principale, il raggruppamento dei bacini tributari maggiori ed il raggruppamento dei bacini di importanza minore. Nei settori di confluenza la distinzione dei depositi provenienti da bacini diversi è stata fatta in base a posizione, morfologia e composizione litologica dei corpi sedimentari. Anche nelle note seguenti la descrizione delle singole unità è compiuta seguendo, ove possibile, l'ordine dei tre gruppi di bacini.

Il **bacino della Dora Baltea** s.s. corrisponde al solco vallivo principale, di cui il Foglio Aosta racchiude un tratto lungo circa 23 km, tra gli abitati di Morgex ed Aosta, a cavallo dell'alta e della media Valle d'Aosta.

Nell'area del Foglio i lembi di depositi abbandonati dal ghiacciaio della Dora Baltea, che sono distribuiti sul fondovalle e sui due versanti della valle principale, risalgono all'ultimo episodio glaciale del Pleistocene superiore - Olocene inferiore (*Sistema di Ivrea*). Il ghiacciaio della Dora Baltea, durante il suo veloce e ingente approfondimento erosionale, ha abbandonato le tracce dei fondovalle su cui scorreva in forma di terrazzi glaciali: questi appaiono come superfici di esarazione in roccia di estensione variabile, sospesi sui versanti vallivi a quote progressivamente più basse, dal termine più antico al più recente, rispetto al fondovalle attuale.

Quelle legate alla prima fase LGM (*Subsistema di Nissod*) sono probabilmente riconducibili allo stadio di acme glaciale, in quanto rappresentano la prosecuzione verso monte della superficie di appoggio basale della morena di Andrate-Bollengo-Strambino nell'Anfiteatro morenico di Ivrea. Esse sono distribuite, con riferimento all'asse vallivo principale, tra i 2.400 m verso monte (sopra Morgex) ed i 1.600 m verso valle (sopra Aosta). Alcune di queste sono profondamente rimodellate e ridotte a dorsali "a schiena d'asino", come il lungo crinale spartiacque della Court de Bard (q. 2.261 m s.l.m.), sospeso di 1.400 m sul fondovalle attuale.

Le forme modellate dal ghiacciaio nella fase cui è stato attribuito il *Subsistema di Colle San Carlo* (seconda fase LGM) sono invece distribuite tra i 2.200 ÷ 1.900 m a monte ed i 1.400 ÷ 1.100 m a valle (tra cui le creste della

Testa d'Arpy e del M. Poignon e, a quote ancora inferiori, i ripiani di Belle Crête e di Bellon).

Le forme modellate dal ghiacciaio nella fase cui è stato attribuito il *Subsistema di Excenex* (terza fase LGM) si distribuiscono tra le quote di 1.600÷1.200 m a monte e tra il fondovalle e gli 800 m di quota a valle (tra cui le ampie superfici di S. Nicolas e del M. Torrette).

Le forme riferibili all'ultima fase (in gran parte del Tardiglaciale; cfr. 1.1) (*Subsistema di Pileo*) corrispondono al fondovalle sepolto a monte di Aosta e sono inoltre rappresentate da scarsi lembi di superfici poco estesi, sospesi di alcune decine di metri sull'alveo attuale della Dora.

Va sottolineato come i lembi di depositi e le superfici di esarazione glaciale distribuiti su una stessa fascia altimetrica non siano necessariamente riferibili tutti alla stessa unità. Infatti tra forme e depositi e tra depositi stessi, di età diverse, può verificarsi una parziale sovrapposizione, perché l'entità dell'approfondimento erosionale tra una fase e quella successiva può essere inferiore allo spessore raggiunto dalla massa glaciale in quest'ultima: ne deriva che in molti casi la porzione altimetricamente più elevata dei depositi di un dato subsistema poggia su superfici di esarazione in roccia che hanno costituito la superficie di appoggio basale del ghiacciaio nella fase precedente (fig. 5).

Nel Foglio Aosta i **bacini tributari** maggiori sono, alla destra della Dora Baltea, i valloni del T. Arpy e del T. Lanteny, le valli della Dora di Valgrisenche, della Dora di Rhêmes, del T. Savara (Valsavarenche) e del T. Grand Eyvia (Val di Cogne); alla sinistra della Dora Baltea, la Comba di Planaval, il vallone del T. Vertosan, il bacino del T. Clusella e le valli dei torrenti Buthier ed Artanavaz.

Per la maggior parte essi conservano soprattutto depositi riferibili al Tardiglaciale (*Subsistema di Pileo*), non necessariamente sincroni nei diversi bacini. Fa eccezione la bassa valle del T. Buthier, dove risultano predominare depositi immediatamente più antichi (*Subsistema di Excenex*): la loro continuità con lembi di depositi distribuiti nella valle della Dora rappresenta uno dei più importanti elementi di correlazione tra depositi appartenenti a bacini diversi. Infine rari settori di versante di alta quota conservano lembi risalenti al precedente *Subsistema di Colle San Carlo*. Non sono stati rinvenuti lembi risalenti alla prima fase del LGM (*Subsistema di Nissod*), i quali dovrebbero attestarsi a quote ancora più elevate sui versanti.

I depositi glaciali legati ai bacini tributari di destra sono conservati anche oltre gli sbocchi vallivi, per un maggior stazionamento sul fondovalle principale dei relativi ghiacciai (ad esempio di Cogne e della Valgrisenche) rispetto al ghiacciaio della Dora.

Per quanto riguarda le forme di esarazione in roccia, di particolare estensione e continuità sono le superfici terrazzate distribuite sul versante destro della bassa valle del T. Buthier. Tra esse spiccano il ripiano di Excenex-Arpuilles (q. 1.100 m), modellato prevalentemente nel corso della fase in cui il ghiacciaio andava sedimentando i depositi del *Subsintema di Colle San Carlo*; tale forma costituisce la superficie di appoggio basale di depositi più recenti, del *Subsintema di Excenex*, abbandonati dal ghiacciaio nel momento in cui scorreva sul sottostante attuale ripiano di Variney (q. 800 m) (fig. 5).

La maggior parte delle valli tributarie si affaccia sul bacino principale attraverso una soglia sospesa, in conseguenza del maggior approfondimento compiuto dal ghiacciaio della Dora Baltea rispetto ai ghiacciai tributari. In genere le soglie risultano di incerta localizzazione, perché quasi del tutto obliterate (Valsavarenche), oppure difficilmente correlabili perché molteplici (Valgrisenche). Le meglio definite sono le due estese superfici terrazzate, alla stessa quota in destra e in sinistra, che presenta la Val di Rhêmes al suo sbocco (con un dislivello di 300 m rispetto all'alveo della Dora Baltea) e la soglia della Valle del Buthier, sospesa di circa 50 m sulla superficie del conoide alluvionale attuale, ma di 400 m rispetto al fondovalle in roccia sepolto della Dora (conca di sovraescavazione di Aosta). Le valli tributarie di minore estensione presentano delle soglie meglio espresse e sospese a quote maggiori (dislivello di 750 m per la soglia del vallone d'Arpy, 800 m per il vallone di Planaval, 1000 m per il vallone di Vertosan, 650 m per il vallone di Lanteny).

Il raggruppamento dei **bacini di minore estensione** comprende i valloni che confluiscono in una valle tributaria principale (ad es. i valloni di Licony e la Comba Chambave nel vallone di Vertosan; la Comba Meanaz e la Comba d'Eisser nel vallone di Planaval) o direttamente nella valle della Dora Baltea (com'è il caso dei valloni dei torrenti Tillac, Lavancher, la Crête, Clou Neuf, Gressan e Vernailère). Tali bacini sono differenziati da quelli del raggruppamento precedente o in base alla loro limitata estensione o perché terminano con una soglia, più o meno bene espressa, sospesa sopra il fondovalle di una valle tributaria (ad esempio i valloni del T. Planaval in rapporto alla Dora di Valgrisenche e del T. Traio rispetto al T. Grand Eyvia).

In genere essi conservano depositi glaciali risalenti al Tardiglaciale (*Subsintema di Pileo*) o alle successive espansioni di età olocenica (*Subsintema di Château Blanc*), ma alcuni bacini con testate poste a quote non molto elevate e/o con esposizione poco favorevole allo sviluppo di ghiacciai possono conservare nei fondovalle depositi più antichi (*Subsintema di Excenex*), in virtù del ritiro precoce dei rispettivi ghiacciai.

1.1. - SINTEMA DI IVREA (**IVR**) (Pleistocene sup. - Olocene inf.)

Comprende i depositi e le forme legati al reticolato idrografico e glaciale risalenti all'ultima grande espansione glaciale (di seguito "ultimo episodio glaciale") del Pleistocene superiore, ed in particolare ai suoi stadi di ritiro (la "sequenza cataglaciale"). Sulla base della correlazione con i depositi dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea ed in analogia con le successioni di altre valli delle Alpi Occidentali, la successione è riferibile all'intervallo di tempo compreso tra la parte finale del Pleistocene superiore ed il primo Olocene.

Il Sintema di Ivrea si compone dei subsintemi di *Nissod*, di *Colle San Carlo*, di *Excenex* e di *Pileo*.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica delle varie sub-unità, questa è largamente approssimata ed in qualche caso ipotetica, in quanto si basa su un numero molto scarso di dati. Le datazioni su torbe ottenute in Anfiteatro (14.200 anni BP ¹⁴C convenzionali, cioè non calibrati, SCHNEIDER, 1978) o in bassa valle (12.700±130 anni BP ¹⁴C conv., BRUGIAPAGLIA, 1996) sono da ritenersi età minime di deglaciazione locale, verosimilmente molto più recenti di quelle reali. Diverso infatti è il quadro cronologico che risulta dalla correlazione, su base morfostratigrafica, con le stratigrafie proposte per la regione alpina (cfr. fig. tavola rapporti stratigrafici della carta): dal confronto con la distribuzione delle morene risalenti alle riavanzate tardiglaciali (Gschnitz, Daun, Egesen) nelle località tipo, l'appartenenza al Tardiglaciale (periodo *post-LGM* posto tra 15.500 e 10.000 anni BP ¹⁴C conv.) è proponibile solo per la parte più recente del *Subsintema di Pileo*.

Il limite superiore di età della sequenza locale riferibile all'ultimo episodio glaciale è invece collocabile in un momento prossimo al passaggio tra Pleistocene superiore e Olocene, convenzionalmente situato a 10.000 anni BP ¹⁴C conv. (MANGERUD *et al.*, 1974) o a 11.268÷11.553 anni BP ¹⁴C cal. (STUIVER & REIMER, 1998). Più precisamente il periodo di forte riduzione glaciale (minore dell'attuale) documentato per il ghiacciaio del Rutor ed il cui inizio si colloca 10.270÷9.955 anni BP ¹⁴C cal. (OROMBELLI, 1998), attesta come l'età minima della sequenza cataglaciale-tardiglaciale non dovrebbe oltrepassare il limite Pleistocene-Olocene di più di un migliaio di anni.

1.1.1. - *Subsintema di Nissod* (**IVR₁**) (Pleistocene superiore).

Depositati attribuibili alla prima fase del LGM sono stati rilevati in pochi lembi relitti solo nella valle principale e a quota relativamente elevata (q. 1.700 m sopra Aosta). Il lembo più esteso è conservato a partire da 1.750 m di quota sul versante sinistro della valle, sul fianco SE della Pointe de Met (**IVR_{1,el}**). Sull'opposto versante sono presenti modestissimi lembi di till distribuiti altimetricamente attorno a quota 1.700 m sopra gli abitati di Charvensod e di

Gressan; NOVARESE (1913) interpreta alcuni grossi erratici di gneiss ghiandone, conservati a q. 1.650 m presso Case Betteres, come “*documento prezioso ed irrefragabile della massima altezza raggiunta dal ghiacciaio maestro*”.

1.1.2. - *Subsistema di Colle San Carlo (IVR₂)* (Pleistocene superiore).

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai del bacino balteo nel corso della seconda fase del LGM. I lembi più elevati potrebbero essere ancora riferiti allo stadio di acme glaciale (cfr. *supra*), mentre quelli conservati a quote via via più basse sono certamente legati al ritiro del ghiacciaio balteo.

I depositi sono conservati a quote medio-alte in massima parte nel tratto mediano della valle principale, mentre più a monte rivestono con modestissimi spessori (di ordine da decimetrico a metrico) il substrato roccioso che forma il crinale della Court di Bard a quote intorno ai 2.200 m e il versante ad Est di Morge sopra i 1.850 m.

In genere i depositi glaciali sono di ridotta estensione areale (di ordine ettometrico), in quanto coprono rotture di pendenza in roccia poco estese e intersecate da superfici di modellamento legate all'esarazione dei ghiacciai tributari: è questo il caso dei lembi conservati sopra Charvensod e Gressan sul versante destro della valle principale, tra i 1.700 m e i 1.100 m di quota, i quali sono separati da lembi di depositi glaciali più recenti geneticamente legati al glacialismo locale (ghiacciai di Vernailère e di Gressan). A Lassaley affiora un tipico till di allogamento con elevato addensamento e prevalente matrice fine sabbioso-limosa inglobante ciottoli sfaccettati e levigati. La composizione litologica è probabilmente di origine locale (marmi bianchi, calcescisti marmorei e subordinati prasiniti, serpentiniti e miloniti), ma alcuni trovanti alloctoni (tipi granitici e granodioritici della Val di Cogne) testimoniano una sedimentazione da parte del ghiacciaio principale. Sul versante sinistro depositi glaciali, in gran parte di allogamento, costituiscono una sequenza di piccoli terrazzi sospesi nel tratto tra Aosta e S. Pierre, come a Lin Blanc (sopra q. 1.250), a Chavalançon e a NE di Ville sur Sarre (sopra q. 1.270) e a Combelin - S. Marguerite (sopra q. 1.450), fino ai 1.750 m di Met Bionaz (IVR_{2c4}). Ma le più estese coperture di depositi glaciali attribuibili al *Subsistema di Colle San Carlo* sono conservate entro l'areale di risentimento della DGPV della Punta Leisser (v. *infra*), ed in particolare a Vetan (estesa per alcuni km² tra i 1.500 ed i 2.000 m di quota) e quelle, più discontinue, intorno a Verrogne. Vi prevalgono depositi glaciali *clast supported* e con basso grado di addensamento, costituiti da clasti angolosi di prevalenti litologie locali (calcescisti e marmi), cui si associano ciottoli arrotondati di graniti, gneiss, serpentiniti e prasiniti, immersi in matrice sabbioso-ghiaiosa (50%) di colore grigio (IVR_{2c1}).

Nelle valli tributarie le coperture più estese risultano quelle conservate sul versante sopra Ozein tra i 2.100 m ed i 1.500 m di quota, attribuibili al ghiacciaio della Val di Cogne, nel settore di confluenza con quello principale. Di tali coperture esistono più modesti omologhi sul ripidissimo versante opposto, come quello sull'ampia cresta spartiacque del Poignon (q. 1.570 m).

Sul versante destro della valle del T. Artanavaz presso l'Alpe Ronchailles, tra i 1.600 m ed i 1.900 m di quota, è conservato un'esteso lembo di till di alloggiamento di potenza plurimetrica (IVR_{2c4}), localmente rimodellato da incisioni calcanchive (fig. 6) È formato da *diamicton* massivo eterogeneo, a supporto di matrice, molto addensato, costituito da matrice limoso-sabbiosa (60%) di colore grigio scuro e da subordinati ciottoli e trovanti smussati e sfaccettati. Altri piccoli lembi di till indifferenziato sono sospesi sul versante sinistro della valle del Buthier sopra Roisan a quote superiori ai 1.500 m (alpe Meana).



Fig.6 - Morfologia calanchiva sul till di alloggiamento all'Alpe Ronchailles (Grand Buthier, Gignod), sul versante destro della bassa valle dell'Artanavaz

1.1.3. - *Subsintema di Excenex (IVR₃)* (Pleistocene superiore).

Comprende i depositi sedimentati dai ghiacciai nel corso della terza fase di approfondimento, svoltasi durante la parte cataglaciale del LGM.

Nella media valle d'Aosta sono quelli maggiormente estesi tra i depositi abbandonati dal ghiacciaio balteo e appaiono distribuiti fino al fondovalle nel settore orientale del foglio (Charvensod) e a quote medio-basse più ad W, comprese tra gli 850 m e i 1.500 m in corrispondenza di S. Pierre. Nell'alta valle d'Aosta i lembi si rinvengono a quote via via maggiori, comprese tra i 1.300 m e i 1.900 m in corrispondenza di Morgex.

A Charvensod è presente una generalizzata copertura di depositi glaciali, indicati in carta come indifferenziati, in parte interpretabili come till di allogamento ricco di clasti, costituiti da ghiaie e sabbie limose, localmente stratificati, con tessitura variabile da *clast supported* a *matrix supported*, ricchi di ciottoli di calcescisti, calcescisti marmorei, prasiniti e serpentiniti, in matrice sabbioso-limosa di colore grigio-azzurro, molto addensata (IVR_{3c1}). Alcuni lembi isolati di sabbie e ghiaie fini di contatto glaciale coprono localmente i depositi di allogamento alle quote più basse (IVR_{3b5}). A monte di S. Pierre i depositi glaciali coprono l'estesa rottura di pendenza di Grand Sarriod (tra i 1.500 m ed i 1.250 m di quota) e quella sottostante, assai più ristretta, di Gratillon. Presso Chantel affiora estesamente un till di allogamento a clasti subarrotondati, sfaccettati e striati di marmi, calcescisti e prasiniti in prevalente matrice limosa (60%), che costituisce una coltre potente decine di metri e dà luogo a vistose forme calanchive.

Nel tratto superiore della valle principale (tra Avise e La Salle) il fianco sinistro è acclive e povero di depositi di copertura. Quello destro, sul quale prevalgono le coperture detritiche di genesi gravitativa, è intersecato da una sequenza di ben sei valloni tributari (tra Runaz e Morgex): in questo contesto i depositi del ghiacciaio della Dora sono conservati in modo molto discontinuo. Soltanto a monte di La Salle ampie coperture di depositi glaciali (IVR_{3c1}) rivestono l'esteso versante sinistro (lembi di Arbetey, Challancin, Cheverel, tra i 1.850 ed i 1.250 m di quota), interessato da movimenti gravitativi profondi (DGPV del versante SW della Punta Falita). Un bacino tributario caratterizzato dalla notevole estensione e potenza dei depositi ascrivibili al *Subsintema di Excenex* è quello della bassa valle del Buthier, dalla confluenza con il T. Artanavaz sino allo sbocco vallivo a Nord di Aosta (fig. 5). Sul versante destro è estesamente distribuito soprattutto il till di allogamento, che costituisce in superficie parte dei due estesi terrazzi di Excenex-Arpuilles (q. 1000÷1.080) in alto e di Variney-Signayes in basso (q. 700÷800 m) ed affiora nella scarpata che li separa; localmente è sepolto da depositi di frana con trasporto glaciale (Excenex) o da depositi di contatto glaciale (Gignod, Roisod), mentre più in

alto, intorno alla quota di 1.250 m, passa a till di ablazione. Il till di alloggiamento è dato da sedimenti massivi, molto addensati, *matrix supported*, costituiti da prevalente matrice (60÷95%) di sabbie fini debolmente limose di colore da grigio chiaro a giallognolo, inglobante ciottoli levigati e sfaccettati e qualche trovante subarrotondato, di composizione litologica molto varia (**IVR_{3c4}**). Gli spessori dei depositi glaciali, desunti da numerosi sondaggi geognostici, variano dai 12 ai 14 m in sinistra Buthier (a Sud di Porossan), ai 6 m sul ciglio destro dell'incisione, mentre a Nord di Signayes raggiungono profondità considerevoli (oltre 40 m a Laravoire). Lungo il ciglio del terrazzo di Planet-Excenex (q. 1.000 m slm) si estende, per 2,5 km di lunghezza, una fascia stretta e discontinua di depositi a grandi massi lastriformi monogenici (calcescisti marmorei), interpretabili come un accumulo di frana con trasporto glaciale (**IVR_{3a5}**): di questo fa parte l'imponente macigno che si erge presso Cherriettes, denominato "Berrio d'Excenex", già descritto da SACCO (1919). Riferibili ai momenti centrali e finali della terza fase del LGM sono i depositi di contatto glaciale e fluvioglaciali che rivestono i versanti alle quote più basse, nella fascia di raccordo con il fondovalle. In particolare, sul versante sinistro della valle del T. Buthier, tra i 700 m ed i 950 m di quota, un complesso di depositi di contatto glaciale, legati al ghiacciaio del Buthier, si sviluppa con notevole continuità tra Roisan e Porossan; verso Est (Foglio Châtillon) si prolunga sul versante sinistro della valle della Dora Baltea, abbassandosi progressivamente di quota, fino a valle di Nus, per un totale di circa 18 km di lunghezza. I depositi di contatto glaciale (**IVR_{3b5}**) formano lembi applicati di potenza metrica in appoggio su till di alloggiamento o sul substrato roccioso; sono costituiti da alternanze irregolari di strati, banchi e lenti variamente inclinati (in genere 20°÷70°), con caratteri granulometrici e tessiturali estremamente variabili, in rapporto reciproco di appoggio latero-basale di natura erosionale e con frequenti discordanze angolari: nel complesso prevalgono i *diamicton* massivi a matrice sabbioso-limosa, addensati, con abbondanti ciottoli e trovanti da subangolosi a subarrotondati, di composizione litologica molto varia (ortogneiss, gneiss a granati, metagranitoidi, kinzigiti, anfiboliti, dioriti e marmi); numerosi sono i livelli di ghiaie sabbiose, di sabbie e limi debolmente ghiaiosi, di sabbie medie e fini in lamine piano-parallele o a stratificazione incrociata. Spesso i depositi sono deformati da pieghe blande (ben visibili nelle intercalazioni a granulometria fine) ed intersecati da filoni sedimentari sabbiosi, affetti da deformazioni *sin*-sedimentarie. Nel tratto compreso tra le frazioni di Closelinaz e Câche, tra il fondovalle ed i lembi dei depositi di contatto glaciale si interpone un ulteriore corpo sedimentario terrazzato, costituito da ghiaie sabbiose di genesi fluvioglaciale, geneticamente legate allo scaricatore laterale sinistro del ghiacciaio del Buthier (**IVR_{3b}**).

Nella valle principale il ripiano di Fossaz (S. Nicolas), forma un'importante rottura di pendenza sospesa di 500 m sul fondovalle attuale in sinistra della Dora Baltea, rivestita dal till di alloggiamento abbandonato dal ghiacciaio del Gaboé, proveniente dal circo SW della Punta Leisser (**IVR_{3c4}**). Lembi assai potenti e caratterizzati da spiccata evidenza morfologica sono costituiti dai depositi dei conoidi fluvio-glaciali legati agli scaricatori dei ghiacciai tributari minori in arretramento, i quali sono localmente in rapporto di terrazzamento o di addentellamento con i depositi abbandonati dai ghiacciai maggiori (della Dora Baltea, Buthier, Artanavaz). Le parti distali dei vari conoidi fluvio-glaciali sono sedimentate entro bacini glacio-lacustri temporanei, formati ai margini dei ghiacciai principali: alla base delle sequenze fluvio-glaciali sono state infatti rilevate lenti di limi e sabbie finissime di spessore plurimetrico, ben stratificate e selezionate (Papet, Valensanz), alternanze di strati sabbiosi inclinati di apporto laterale (Val Buthier) e livelli di ghiaie e sabbie selezionate a stratificazione inclinata (lembo della *Côte de Gargantua* a Gressan). Il fatto che le masse dei ghiacciai principali fungessero da livello di base locale, seppure molto variabile, è d'altronde confermato dalla stessa posizione altimetrica della maggior parte dei lembi fluvio-glaciali relitti, che appaiono sospesi fino ad oltre 200 m sul fondovalle attuale. L'estrema vivacità dei fattori che hanno controllato e regolato l'edificazione dei conoidi (principalmente le oscillazioni di volume dei ghiacciai principali e tributari) hanno fatto sì che tali conoidi presentino una geometria assai complessa ed una distribuzione su una fascia altimetrica relativamente ampia, dovuta al susseguirsi di vari episodi di sedimentazione nell'ambito di un generalizzato processo di terrazzamento.

A SW di Aosta i numerosi rilievi di depositi ghiaioso-sabbiosi, distribuiti alle basse quote sul versante destro della valle principale tra Gressan e Charvensod, sono interpretabili come i lembi relitti degli apparati morenici cataglaciali dei due ghiacciai paralleli di Gressan e di Vernailère e dei rispettivi conoidi fluvio-glaciali, tra loro coalescenti. Attualmente questi risultano talmente smembrati e rimodellati dai processi erosivi, intercorsi già a partire dalla loro formazione, da renderne difficoltoso il riconoscimento. In particolare grande attenzione ha esercitato sin dai primi studi sulla geologia del Quaternario della valle il maggiore di questi lembi, la "*Côte de Gargantua*", che costituisce uno dei tratti morfologici più caratteristici nel fondovalle della media Valle d'Aosta (fig. 7) e che venne di volta in volta interpretata come discarica di miniera (BARETTI, 1893), come morena frontale del ghiacciaio della Dora Baltea (BARETTI, 1877; NOVARESE, 1915), come morena laterale (AMSTUTZ, 1962) o come lembo relitto del conoide fluvio-glaciale (CARRARO in DAL PIAZ, 1992) del ghiacciaio di Pila. Questo enorme accumulo, qui reinterpretato come la più interna di una sequenza di morene laterali destre del ghiacciaio di Gressan, in



Fig.7 - Panorama sul versante destro della valle principale a Gressan. In alto a sinistra è l'ampio bacino di Pila, nota stazione sciistica. Al centro è l'incisione del T. di Gressan, al cui sbocco si distende il relativo conoide alluvionale. Il rilievo a fianco del conoide è la "Côte de Gargantua", maggiore relitto del conoide fluvio-glaciale del ghiacciaio di Pila. In primo piano è il fondovalle di Aosta e Sarre.

parte deposta in acqua, è costituito da ghiaie medio-fini e sabbie a stratificazione inclinata (parte sommersa di delta fluvio-glaciolacustre; **IVR_{3c6}**) nella sua parte bassa e distale, e da sabbie ghiaioso-limose con blocchi, grossolanamente stratificate in bancate inclinate verso il fianco esterno della morena (till di colata), nella sua parte superiore e prossimale (**IVR_{3b5}**). In altri lembi, distribuiti più a monte, i depositi glacialigenici sono spesso intensamente deformati per glaciotettonica.

1.1.4. - *Subsistema di Pileo (IVR₄)* (Pleistocene sup.-Olocene?)

È la più recente delle unità di cui si compone il Sintema di Ivrea e comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai nel corso di una fase che si è sviluppata prevalentemente durante il Tardiglaciale, ma che, verosimilmente, copre anche la parte finale del LGM. I depositi legati al ghiacciaio della Dora Baltea affiorano alle basse quote del fondovalle a monte di Sarre e Gressan. Sul versante sinistro della valle principale, a Ovest di S. Pierre, la parte alta della

scarpata che si innalza sulla Dora, caratterizzata da morfologia a calanchi, è costituita da till di allogamento (*diamicton* a supporto di matrice, con stratificazione molto inclinata nel senso del pendio, a matrice sabbiosa fine e con ciottoli spigolosi o smussati di prevalenti calcescisti e marmi grigio-azzurri) su cui poggiano sottili livelli discontinui di depositi di contatto glaciale cementati (ghiaie sabbiose stratificate ed inclinate) (**IVR_{4b5}**). Estesi affioramenti di till di allogamento (**IVR_{4c4}**) sono visibili sul versante sinistro della Valdigne presso Avise, lungo l'incisione del T. Gaboé, fino a 150 m di dislivello sul fondovalle (q. 760÷900 m); intorno alla quota di 1.100 m un lembo di till di ablazione (**IVR_{4c5}**), ricco di blocchi smussati di gneiss e graniti, affiora nella parte alta della scarpata che terrazza verso W il piano di Fossaz e marca l'altezza raggiunta dal margine sinistro del ghiacciaio della Dora Baltea durante questa fase. Una dorsale costituita da sedimenti detritici, interpretabile come un tronco relitto di morena laterale, si allunga sul versante destro a SW di La Salle tra le quote 1.270 e 1230 m (morena di Murette). Il till di ablazione che costituisce questa piccola morena (**IVR_{4c5}**) è riferibile al ghiacciaio principale nel punto in cui in questo avveniva la confluenza del ghiacciaio di Pian Rancon, al quale si deve però l'alimentazione di tali depositi (clasti di soli micascisti da spigolosi a subarrotondati).

Per quanto riguarda le valli tributarie maggiori, è da citare la morena laterale destra del ghiacciaio di Valgrisenche, dalla tipica morfologia (cresta bene espressa) e dall'eccezionale sviluppo longitudinale (circa 5 km tra Grand Haury, Pileo e Boregne, con un'interruzione di 2 km in corrispondenza della DGPV di Chamin). La morena di Pileo è costituita da prevalenti blocchi e ciottoli in matrice sabbiosa, di composizione litologica assai varia (calcescisti, micascisti, micascisti granatiferi, gneiss, serpentiniti, quarziti, prasiniti) (**IVR_{4c5}**). Essa marca il limite raggiunto dal margine del ghiacciaio di Valgrisenche all'inizio di questa fase, quando ancora il ghiacciaio confluiva in quello della Dora Baltea nello slargo vallivo di Leverogne-Arvier.

Un altro elemento morfologico relativamente raro, riscontrabile sul versante sinistro della bassa Valgrisenche tra Planaval e Baulin, consiste in una vallecola sospesa, con andamento parallelo al tratto inferiore della valle (Fig. 8), ma con senso di deflusso opposto (caso analogo a quello del vallone di Thovex nelle valli di La Thuile). I due tronchi in cui la vallecola è suddivisibile (superiore, poco acclive, e inferiore, più acclive), entrambi con spiccata forma a truogolo, sarebbero stati modellati dal ghiacciaio di Valgrisenche (a cui si saldava quello tributario di Château Blanc) in tempi successivi, nel corso della terza e quarta fase LGM rispettivamente. Circa 4 km a monte di Planaval, presso Chez Carral, sul fondovalle si allunga un tratto di morena laterale sinistra del ghiacciaio di Valgrisenche, costituita unicamente da blocchi e clasti di gneiss cloritici a



Fig.8 - Panorama sulla vallecola di Planaval - Baulin, modellata dal ghiacciaio di Valgrisenche lungo il fianco sinistro della bassa Valgrisenche, con inclinazione opposta a quest'ultima. In alto a sinistra è il settore in cui si inserisce la morena laterale destra del ghiacciaio di Valgrisenche (morena di Pileo). Il versante dalla forma concava al centro della foto è interessato dalla DGPV di Chamini

cloritoide, spigolosi e con elevata copertura lichenica (IVR_{4a5}).

In Val di Rhêmes i depositi legati al ghiacciaio di Rhêmes sono diffusi in corrispondenza di Rhêmes Saint Georges e allo sbocco vallivo, mentre più a monte prevalgono, anche sul fondovalle, i depositi legati ai ghiacciai tributari. Tra Proussaz e Frassinney i depositi abbandonati dal ghiacciaio principale, conservati in due lembi maggiori sulla sinistra della Dora di Rhêmes, sono in rapporto di eteropia con i depositi del ghiacciaio di Courthoud, tributario di sinistra, che coprono il versante roccioso immediatamente sovrastante: i depositi glaciali di differente provenienza, entrambi di ablazione (IVR_{4c5}), sono ricchi di blocchi, costituiti da soli gneiss per il bacino principale e da calcescisti e gneiss per quello tributario. Circa 3 km più a monte, nel fondovalle di Melignon è visibile un esteso affioramento di ghiaie fini sabbiose ben stratificate e cementate, interpretabili come depositi fluvio-glaciali (IVR_{4b}). Depositi glaciali, per la maggior parte till di allogamento, costituiscono la copertura quaternaria di tutto l'esteso versante compreso tra gli sbocchi della Valle di Rhêmes e della

Valsavarenche (versante settentrionale del Mont Puppè), dove oltrepassano la trentina di metri di spessore in corrispondenza dell'incisione del T. Savara ad Est dell'abitato di Introd. Si tratta di *diamicton* massivi prevalentemente a supporto di matrice, addensati, con ciottoli sfaccettati (micascisti, marmi grigio scuri, prasiniti, calcescisti, serpentiniti, quarziti) in matrice sabbiosa medio-fine di colore bruniccio chiaro (IVR_{4c4}).

Il ghiacciaio proveniente dalla Val di Cogne è sopravvissuto al ghiacciaio balteo, stazionando sul fondovalle principale dopo il ritiro di quest'ultimo, com'è indicato dalla diffusa presenza, nel fondovalle della Dora Baltea, di lembi relitti di depositi glaciali potenti ed estesi, legati al bacino del T. Grand Eyvia (CARRARO, com. pers.); nel complesso questi formano un piccolo anfiteatro morenico (anfiteatro morenico di Aymavilles). Si tratta di prevalenti depositi glaciali di ablazione (IVR_{4c5}) e di depositi indifferenziati (IVR_{4c1}), con lembi di ghiaie sabbiose di contatto glaciale (IVR_{4b5}). Nel bacino lacustre cataglaciale venutosi a creare tra l'anfiteatro morenico e la fronte del ghiacciaio balteo in ritiro sedimentarono delle sabbie, conservate in un lembo sospeso sopra la sponda destra della Dora Baltea (IVR_{4c6}). Attualmente questo edificio è intersecato dall'alveo della Dora ed appare profondamente disseccato. I depositi affiorano a NE dello sbocco della valle di Cogne, dove formano vari lembi terrazzati ed il caratteristico rilievo a pianta ellittica coltivato a vigneto che caratterizza il fondovalle di Aymavilles. Altrove i depositi glaciali risultano decapitati e sepolti da depositi di frana (terrazzo in destra Dora alla confluenza con il T. Grand Eyvia) o di *debris flow* (terrazzo in sinistra Dora a Sud del Priorato di S. Pierre) legati al complesso fenomeno gravitativo di S. Pierre (cfr. cap. 2).

A NW di S. Pierre un antico fenomeno di diversione glaciale (del ghiacciaio di Vertosan dal bacino del Clusella a quello della Dora Baltea) è attestata dall'evidente interruzione di circa 1 km che presenta la cresta allungata tra la Becca France e la Punta Paletta.

In alta Valle d'Aosta le maggiori coperture di depositi glaciali attribuiti al *Subsistema di Pileo* sono ospitate nei valloni d'Arpy e di Lanteny, caratterizzate dalla particolare abbondanza del till di ablazione (IVR_{4c5}). Spiccano per evidenza morfologica le numerose dorsali moreniche presenti nel bacino del lago d'Arpy (q. 2.050÷2.200 m), tra cui l'arco morenico frontale che sbarra la conca glaciale del lago in corrispondenza della soglia. Edificata dal ghiacciaio di Lanteny è la morena laterale di Pelouse, che si allunga allo sbocco del vallone sul lato destro tra le quote 1.600 m e 1.500 m.

Infine al *Subsistema di Pileo* appartiene la maggior parte dei depositi glacialigenici dei bacini tributari minori. La facies dei depositi glaciali, quando differenziabile, corrisponde in maggior parte a till di ablazione (costituiscono in

genere morene più o meno fortemente rimodellate, spesso ubicate in prossimità dei circhi o dei fianchi del fondovalle) e a till di allogamento (che copre areali più estesi). Nella parte superiore del bacino del T. di Gressan, a quote comprese tra 1.700 m e 2.400 m, l'ampia conca di Pila conserva una generalizzata copertura di depositi glaciali, seppur in parte assai rimodellata e coperta da potenti coltri colluviali, generata dalla saldatura dei piccoli ghiacciai provenienti dai vari circhi sottostanti la cresta della Punta del Drinc.

Depositi di frana con trasporto glaciale (**IVR_{4a5}**) occupano gran parte del fondovalle del Grand Nomenon (provenienti dal versante NE della cima omonima). Sono distinguibili per la prevalenza di grandi blocchi subangolosi per lo più monogenici, in parte organizzati in morene grazie alla loro rielaborazione operata dal ghiacciaio.

I fenomeni di rimobilizzazione periglaciale a spese dei depositi glaciali sono la norma e danno luogo ad alcune tra le forme più caratteristiche dell'ambiente di alta montagna. Si possono citare come casi esemplari il grandioso complesso di *rock glaciers* presenti sul fianco destro dell'ampio vallone di Pra Longet, in Valgrisenche, formato da grandi colate di blocchi distinte da colorazioni diverse, a seconda del prevalere di una determinata litologia. Una serie di *rock glaciers* di piccole dimensioni, ma bene espressi, sia in formazione che inattivi, è visibile sul versante SE della Pointe de Chaligne alla testata della Comba de Labe, esposta a SE, a quote comprese tra i 2.200 m ed i 2.400 m.

Se nella maggior parte dei casi i depositi glaciali sono confinati entro il proprio bacino idrografico, esistono alcuni corpi sedimentari, depositi da un ghiacciaio tributario sopravvissuto a quello principale, che occupano il settore di confluenza nei fondovalle delle valli maggiori. È il caso del piccolo anfiteatro di Ceré, sul fondovalle della Valgrisenche, edificato dal ghiacciaio di Morion, e, poco più a monte, degli accumuli a grandi massi di calcescisti depositi dal ghiacciaio di Luetta e che formano la morena semisepolta su cui è edificato il centro di Valgrisenche. Sulla sinistra della Dora di Rhêmes il lembo conico di La Barmaz è stato sedimentato dal ghiacciaio che occupava il circo di Feluma.

Allo sbocco dell'incisione del T. Gaboé sulla sinistra idrografica della Dora Baltea il centro abitato di Avise sorge su un conoide disseccato, conservato in due principali lembi relitti, di dimensioni ettometriche e potenti una ventina di metri; le loro superfici sommitali, pianeggianti e debolmente inclinate verso l'asse vallivo principale, sono sospese di alcune decine di metri sulla Dora Baltea e sono profondamente incise dal reticolato idrografico epigenetico (Fig. 9). Per le sue caratteristiche granulometriche e tessiture ed in particolare per la facies relativamente fine e ben stratificata del corpo sedimentario, il conoide di Avise è interpretabile come un delta-conoide (**IVR_{4cc}**), sedimentato dal torrente proglaciale del ghiacciaio del Gaboé entro un bacino lacustre di



Fig. 9 - Veduta sulla parte centrale del delta-conoide fluvioglaciale del Gaboé, su cui sorge il villaggio di Avise, smembrato in vari lembi terrazzati dalle incisioni del T. Gaboé e di corsi d'acqua epigenetici.

sbarramento originato dal ghiacciaio della Dora Baltea (CARRARO in DAL PIAZ, 1992).

1.2. - *SINTEMA DEL MIAGE (MGE)* (Unità Postglaciale) (Olocene- Attuale).

E' il nome dato all'Unità Postglaciale, che comprende i depositi glaciali ed alluvionali successivi all'ultimo episodio glaciale. Esso inizia nell'Olocene ed è stato suddiviso in due sub-unità: a) *Subsintema di Château Blanc*, in cui sono distinti i depositi glaciali completamente formati legati alle espansioni glaciali oloceniche (ultima delle quali quella della "Piccola Età del Ghiaccio", di seguito PEG); b) *Subsintema di Les Iles*, che comprende i depositi in formazione, e cioè gran parte dei depositi alluvionali che colmano i fondovalle e i depositi glaciali alimentati dai ghiacciai attuali.

1.2.1. - *Subsintema di Château Blanc (MGE₁)* (Olocene).

In questa unità sono stati raggruppati depositi glaciali e alluvionali, legati soprattutto ai bacini tributari, sedimentati durante l'Olocene e attualmente non più in formazione. Per la maggior parte essi sembrano legati alla PEG, ma ad essi associati possono essere conservati lembi risalenti a precedenti espansioni (com'è documentato per l'apparato morenico del Miage; *cfr.* Foglio Courmayeur).

I depositi glaciali formano lembi conservati alle testate dei valloni tributari, immediatamente a valle di ghiacciai di modeste dimensioni o a glacionevati. Tali depositi si distribuiscono a quote generalmente superiori ai 2.400 m; tuttavia i processi di deformazione secondaria, avvenuti in ambiente periglaciale, hanno prodotto o continuano a produrre la rimobilizzazione in massa verso valle dei lembi glaciali (*rock glaciers*): si veda il caso di Plan Rancon a Sud di Morgex (peraltro di dubbia interpretazione). Essendo di recente formazione i depositi glaciali della PEG, rispetto ai contigui depositi di età tardiglaciale, presentano un'espressione morfologica ben conservata (morene laterali e frontali con creste moreniche ben delineate e continue) ed una scarsa o nulla copertura vegetale.

Alcuni apparati morenici, legati a ghiacciai tributari che durante la PEG erano di tipo vallivo, sono estesamente distribuiti fino ad occupare parte del fondovalle; attualmente questi ghiacciai hanno estensioni minori (all'incirca dimezzate), come gli apparati dei ghiacciai di Château Blanc e di Morion e quello del ghiacciaio di Tos in Valgrisenche, gli apparati dei ghiacciai del Traio e della Grivola in val di Cogne, quello del ghiacciaio di Usselletes nelle valli di La Thuile. Sono inoltre presenti apparati morenici legati a ghiacciai di dimensioni modeste, di circo o di nicchia o a placca, che attualmente hanno un'estensione ancora minore (apparato dei due ghiacciai della Luetta), sono

ridotti a glacionevati (apparato tributario del vallone di Lantaney; apparato alla testata della Comba Meanaz, apparato del Tsaboc in Val di Rhemes) o sono del tutto scomparsi (apparati dei circhi della Becca Pouegnenta in Valdigne, del circo occidentale della Testa di Serena, dei circhi dei valloni tributari del Clusella, dei circhi del Monte Rosso): la distribuzione dei depositi si estende in questi casi fino ad alcune centinaia di metri dalla fronte attuale del ghiacciaio, ad occupare parte del circo glaciale e parte del settore immediatamente a valle del gradino.

Nei bacini maggiori sono da citare il *rock glacier* del Lago di Pietra Rossa nell'alto vallone d'Arpy, gli apparati alla testata del Vallone di Lantaney (attuale glacionevato), quelli dei circhi meridionale del M. Vertosan e sud-occidentale del M. Fallere (ghiacciai estinti) ed infine le morene laterali sulla destra del grande ghiacciaio del Ruitor (per la piccola parte ricadente nel Foglio) (**MGE_{1c5}**). Depositi alluvionali completamente formati costituiscono l'alto terrazzo nel settore di confluenza tra Dora di Rhêmes, T. Savara e Dora Baltea a Villeneuve, ascrivibili in massima parte all'attività dei due corsi d'acqua tributari (**MGE_{1b}**).

Tra i depositi olocenici antichi legati al bacino principale sono riconoscibili corpi terrazzati di depositi alluvionali (**MGE_{1b}**) legati all'attività della Dora Baltea e distribuiti in particolare in destra idrografica tra Derby e La Salle e tra Gressan e Jovençan. Sul fondovalle di La Salle i lembi di depositi terrazzati siti più a monte sono incastrati e in rapporto di appoggio laterale sui depositi del grande conoide del T. d'Echarlod. A SE di Derby la sequenza termina verso valle con un lembo, la cui superficie sommitale, sospesa di una decina di metri sulla destra della Dora, è pressochè interamente sepolta da falde e coni detritici: i depositi alluvionali, costituiti da ghiaie sabbiose stratificate e scarsamente cementate, a ciottoli arrotondati, inglobano blocchi spigolosi di gneiss anfibolici derivati da crolli dalle pareti sovrastanti. A Sud di S. Pierre un lembo di ghiaie fini alluvionali, perfettamente stratificate, potente alcuni metri, forma un'ampia superficie piana e orizzontale sospesa di una quindicina di metri sulla sponda destra della Dora Baltea: i depositi alluvionali chiudono verso l'alto una successione *post*-glaciale costituita da un lembo di depositi di frana legato all'antico fenomeno gravitativo di S. Pierre (cfr. 2.2.1) e da sovrastanti sabbie lacustri, in appoggio latero-basale sui depositi glaciali dell'anfiteatro di Aymavilles (cfr. 1.1.4).

Nel tratto a monte di Aosta un esteso lembo di depositi fluviali terrazzati della Dora contorna l'unghia del conoide del T. di Gressan e ricopre i depositi di *debris flow* legati allo stesso fenomeno di frana di S. Pierre; questi emergono localmente sulla piana in forma di modesti rilievi conici (**USP_{b4}**) (cfr. cap. 2). A S. Martin de Corleans (a NW di Aosta) i depositi alluvionali della Dora sono

sepolti da una ventina di metri di sedimenti fini limoso-ghiaiosi, legati ad apporti torrentizi e colluviali locali (**UID_i**) (sondaggi S113 e S129).

1.2.2. - *Subsistema di Les Iles (MGE₂)* (Olocene - Attuale).

Raggruppa i depositi in formazione legati agli attuali ghiacciai e corsi d'acqua del bacino della Dora Baltea *s.l.*. Comprende dunque gli alvei attuali dei corsi d'acqua ed i loro depositi terrazzati potenzialmente soggetti ad alluvionamento o in continuità morfologica con i settori alluvionabili.

I sedimenti della Dora Baltea sono costituiti da ghiaie sabbiose con blocchi, con tessitura a supporto di clasti, eterometriche e stratificate. Nei settori di piana alluvionale lontani dall'influenza dei conoidi alluvionali tributari, le ghiaie della Dora mostrano una granulometria medio-fine, sono ben selezionate e ricche di lenti sabbiose. Una coltre fine di esondazione (sabbie limose di potenza decimetrica) normalmente copre le successioni ghiaioso-sabbiose (**MGE_{2b}**). Livelli di conglomerati, costituiti da ghiaie minute sabbiose con ciottoli arrotondati, ben cementati, sono stati segnalati (RODOLICO, 1953) lungo l'alveo della Dora tra Pollein e Gressan: a Pont Suaz costituiscono corpi discontinui distribuiti su entrambe le sponde per 150 m di lunghezza. Sul fianco destro della Dora a Sud di Montfleury un sondaggio (S53) ha attraversato un orizzonte cementato di 50 cm di spessore alla profondità di 10 m. Nel corso dei rilievi per il Foglio un affioramento di conglomerati fluviali è stato individuato nell'incisione della Dora a Mecosse (Arvier).

L'interpretazione dei dati di sottosuolo della piana di Aosta, ottenuti attraverso l'esecuzione di quattro campagne di rilievi geofisici tra S. Pierre e Nus (ARMANDO & DAL PIAZ, 1970; ARMANDO, 1971; NICLOUD *et al.*, 1999) ha portato al riconoscimento di una conca di sovraescavazione glaciale che ha inizio nel sottosuolo di Sarre, raggiunge la sua profondità massima (circa 200 m s.l.m.) sotto la piana di Pollein (q. 550 m s.l.m.) e presenta una soglia sepolta (a q. 350 m s.l.m. circa) in corrispondenza di S. Marcel (q. 520 m s.l.m), oltre la quale il substrato roccioso riprende a scendere. Nello stesso tratto di fondovalle, a cavallo tra i Fogli Aosta e Châtillon, sono inoltre disponibili le sezioni stratigrafiche di 142 sondaggi, 68 dei quali corrispondono a pozzi per acqua e 74 a sondaggi geognostici. I pozzi del settore orientale della piana di Aosta (Foglio Aosta) hanno attraversato soltanto ghiaie sabbiose alluvionali (per una profondità massima di perforazione di 80 m), ma la presenza di sedimenti fini a maggior profondità è ipotizzata dalla interpretazione di sondaggi elettrici verticali. In destra idrografica tra Montfleury e Gressan vari sondaggi hanno attraversato depositi ghiaiosi grossolani in matrice sabbioso-limosa nei primi 10 m, con matrice sabbiosa meglio selezionata più in profondità, ed una lente di limi a torbe, spesso da 1 a 3 m, tra i 10 e i 15 m di profondità (S115÷117). Altri

sondaggi documentano come livelli più fini (sabbie fini e limi) e livelli a trovanti si distribuiscano a vari livelli.

Le piane alluvionali dei fondovalle tributari sono confinate nei tratti mediani delle valli e sono discontinue e relativamente poco estese; la maggiore è quella chiusa a valle dal conoide di Rovenaud, in Valsavarenche, con larghezza massima di 300 m. I depositi alluvionali sono costituiti da ghiaie sabbiose a supporto di clasti, eterometriche, grossolanamente stratificate o localmente ben stratificate (nei settori più estesi delle piane intravallive e nei conoidi maggiori), che comprendono un'elevata percentuale di blocchi di varie dimensioni; possono essere presenti intercalazioni di *diamicton* massivi, legati ad episodi di *debris flow* o di altri tipi di frane evolvanti in colamenti, provenienti per la maggior parte dai valloni laterali e dai versanti.

Agli sbocchi delle maggiori valli tributarie i corsi d'acqua hanno edificato conoidi alluvionali, i cui depositi si espandono a ventaglio sul fondovalle principale, in rapporto di interdigitazione o di terrazzamento con quelli della Dora Baltea. Quello del T. Buthier è il maggiore conoide alluvionale della Val d'Aosta (circa 2,5 km²). Presso la stazione ferroviaria di Aosta è ubicato un pozzo della Cogne A.S., che rappresenta la perforazione più profonda nell'ambito del Foglio Aosta (m 88) e che attraversa solo ghiaie del conoide.

Altri conoidi alluvionali bene espressi sono quelli del T. Gressan (oltre 1,2 km²), del T. Clusella (su cui sorge Sarre), del Grand Eyvia, del T. d'Arpy e del T. Planaval (Morgex).

I fondovalle dei bacini minori risultano colmati solo localmente da corpi alluvionali, che per lo più non sono cartografabili per la loro modesta estensione. Da citare la lunga e stretta piana alluvionale del T. di Fond, formata dalla risedimentazione delle ghiaie sabbiose provenienti dall'apparato morenico olocenico del ghiacciaio di Château Blanc. Allo sbocco dei valloni i rispettivi conoidi sono in gran parte di genesi mista, con l'eccezione dei conoidi di maggiore dimensione e dotati di minore acclività (conoide di Planté in Valgrisenche, del Rio Mont Frà in val di Rhêmes, di Rovenaud in Valsavarenche, del T. Verrogne a S. Pierre), nei quali sembrano prevalere i normali processi torrentizi.

Tra i depositi glaciali in formazione, infine, gli unici cartografati sono quelli distribuiti alla fronte attuale del ghiacciaio del Rutor (**MGE_{2c4}**).

2. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

2.1. - UNITÀ UBIQUITARIE COMPLETAMENTE FORMATE

2.1.1. - *Unità di S. Pierre (USP)* (Olocene - parte inferiore)

Tra S. Pierre e Gressan su entrambi i lati della Dora Baltea sono distribuiti potenti corpi sedimentari terrazzati, di potenza massima non nota, ma stimabile in almeno una decina di metri, costituiti da *diamicton* pressoché monogenici, grossolanamente stratificati, con tessitura variabile da supporto di matrice a supporto di clasti, scarsamente selezionati e mediamente addensati. La frazione grossolana è costituita in prevalenza da clasti tabulari e subangolosi di calcescisti marmorei, ed in minor misura da carnirole, marmi bianchi e scisti calcitici. La matrice è formata da sabbie debolmente limose di colore grigiastro scuro. Sono presenti anche livelli lentiformi o tasche con concentrazione di ciottoli subarrotondati. In base ai caratteri citati ed alla distribuzione dei lembi, questi sono interpretabili come depositi di *debris flow* o di colata veloce (**USP_{b4}**), legati ad un grande fenomeno di frana originatosi nel bacino del T. Verrogne, sopra l'abitato di S. Pierre. ELTER (1989) associa tali lembi al fenomeno gravitativo complesso della Punta Leisser (all'incirca coincidente con il settore di DGPV maggiormente deformato), cartografando l'insieme come "*masses glissées*" ed in parte (settore di S. Pierre) come "*éboulements rémaniés en cônes torrentiels*". Una grande nicchia di distacco è però individuabile ad Est di Chantel, sul fianco del versante deformato, a quota relativamente bassa (corona intorno a 1.250 m s.l.m.) ed in posizione sovrastante l'abitato di S. Pierre; la nicchia fa probabilmente parte di un sistema di nicchie ancora più ampio, che si estende a ENE di Rossan, peraltro molto rimodellato ed intersecato dall'incisione del T. di Méod. Sotto la nicchia la rottura di pendenza di Bressan (q. 1.050 m) corrisponde alla testata di un corpo di frana, completamente disseccato e rimodellato, costituito da depositi massivi ed omogenei, addensati, a blocchi spigolosi di calcescisti marmorei azzurrognoli, di forma tabulare, con disposizione caotica, in matrice non selezionata (**USP_{a1}**).

Il fenomeno di frana si sarebbe evoluto verso valle in colata detritica (e successivamente in *debris flow*) andando a colmare gran parte del fondovalle principale fino ad Aosta. Attualmente i depositi detritici costituiscono la parte superiore del terrazzo del Priorato di S. Pierre ed altri lembi distribuiti sui due lati della Dora Baltea fino a Jovençon. In una successiva fase di prevalente erosione tali depositi sono stati fortemente terrazzati dalla Dora, tanto che la loro superficie sommitale attualmente risulta sospesa fino ad una cinquantina di metri sull'alveo. Circa 4 km a valle di S. Pierre, nella zona di unghia del conoide di Gressan emergono alcuni piccoli rilievi, costituiti da ghiaie medio-

fini stratificate, a piccoli clasti subangolosi di calcescisti marmorei in matrice sabbioso-limosa: essi sono interpretabili come i lembi affioranti più distali di depositi del *debris flow*. Allo stesso fenomeno può essere attribuito, anche se in maniera dubbia, il piccolo rilievo conico isolato di Mont Fleury presente in sinistra Dora. Quest'ultimo attesterebbe una distanza di percorrenza totale di almeno 8 km del fenomeno gravitativo dalla zona di distacco.

In associazione con i depositi sopra descritti sono anche dei lembi di sabbie giallastre che affiorano ad Aymavilles, interpretabili come depositi lacustri sedimentati in un bacino di sbarramento (**USP_{e2}**). I rapporti tra i vari depositi attestano un'età *post-glaciale* del fenomeno gravitativo di S. Pierre (o, più precisamente, successiva al ritiro locale sia del ghiacciaio della Dora Baltea che di quello di Cogne). Inoltre resti di tronchi rinvenuti nel corpo sedimentario nel corso degli scavi della galleria autostradale di Crêtes (a NE di Aymavilles) hanno fornito un'età ¹⁴C di 9.240 ± 60 BP (NICLOUD *et al.*, 1999).

2.1.2. - *Depositi ubiquitari completamente formati (UIN)* (Pleistocene sup.-Olocene)

Depositi palustri (**UIN_{e3}**) costituiscono la parte sommitale della sequenza di colmamento di bacini lacustri che occupavano depressioni interne a piccoli archi morenici (circhi del M. Fallère), tra morene e falde detritiche o di sbarramento per rock glacier (Pra Longet in Valgrisenche). Sono costituiti da alternanze irregolari di sabbie e di limi nerastri, ricchi di materia organica decomposta (gyttia), con intercalazione di torbe. Sul versante destro della Val di Cogne ad Epinel alcuni conoidi di genesi mista (**UIN_f**) sono stati distinti, in quanto fortemente terrazzati dal T. Grand Eyvia e, conseguentemente, incisi dal corso d'acqua che li aveva edificati. Un lembo ascrivibile al paleoconoide olocenico del T. Grand-Eyvia è conservato a NW di Aymavilles sulla sinistra dell'alveo attuale ed è sepolto da depositi terrazzati della Dora Baltea (cfr. 2.1.1).

2.2. - UNITÀ UBIQUITARIE IN FORMAZIONE (**UID**)

Depositi detritici di falda e di conoide (UID_{a3}).

Si tratta dei depositi gravitativi che si formano alla base delle pareti per distacco, caduta ed accumulo di singoli frammenti di roccia. I sedimenti sono costituiti da clasti eterometrici, mediamente grossolani e fortemente spigolosi, frammisti a scarsa matrice, con tessitura da aperta a supporto di clasti. Le dimensioni degli elementi lapidei variano in relazione allo stato di fratturazione del substrato roccioso da cui hanno origine, ma dipendono anche dalle caratteristiche di foliazione della roccia e dal suo indice di gelività; naturalmente

la composizione litologica del detrito, in genere monotona, riflette quella della parete che li sovrasta. La maggior parte delle falde di detrito dell'area sono costituite mediamente da clasti di dimensioni decimetrico-metriche. I depositi formano accumuli sedimentari di forma prismatica (alla base delle pareti) o a conoide (allo sbocco dei canali), dalla superficie variamente inclinata a seconda della granulometria e dell'insorgenza di processi di rielaborazione.

Questa tipologia di depositi è estremamente comune ed ampiamente distribuita a tutte le quote. Grandi falde detritiche fasciano al piede sia le pareti rocciose delle valli maggiori che i versanti dei valloni tributari (in particolare d'Arsy, Flassin, Lantény); esse formano inoltre il tipo di copertura prevalente sul versante sinistro della Valdigne tra il conoide di La Salle ed Avise, sul versante destro della bassa Val di Cogne e sul versante sinistro della Valsavarenche e della Valgrisenche. Alcuni coni di detrito apparentemente potenti mascherano in realtà nuclei di depositi glaciali applicati alla base delle pareti (come sul fianco sinistro della valle del Buthier a Nord di Roisan e nel tratto terminale della Val di Rhêmes in sinistra orografica), oppure possono rivestire precedenti accumuli di crollo. Da segnalare infine, nel settore nord-orientale del Foglio, le falde collegate alle pareti di cresta della P. Chaligne, della Cresta Tardiva e della Pointe de Met. Esse sono costituite da minuti frammenti di calcescisti e mostrano localmente deformazioni a varia scala dovute ai processi periglaciali (sono molto comuni lobi di geliflusso e *rock glaciers*).

Falde detritiche molto estese sono quelle la cui messa in posto è favorita e controllata dalle situazioni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) che interessano il substrato roccioso. Sono frequentemente associate ad accumuli a grandi blocchi e caratterizzati da una granulometria dei clasti mediamente più grossolana che negli altri accumuli. Esempio notevole sono le falde detritiche che coprono, quasi senza soluzione di continuità, il versante orientale della P. Chaligne (Gignod) al di sopra di 1.400 m di quota. Di particolare evidenza, in quanto raggiungono il fondovalle principale, sono quelle del versante destro dell'alta valle della Dora Baltea a Sud di Derby, anch'esse legate ad un profondo stato di dissesto del versante.

Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID_i).

Sono depositi geneticamente legati a due o più fenomeni di diversa tipologia (essenzialmente alluvionali, di colamento, di *debris flow*, di crollo e valanghivi), tra i quali non vi è una netta predominanza di uno sugli altri, e che si manifestano periodicamente nel corso di eventi successivi.

Rappresentano i depositi più estesamente distribuiti sui versanti, in particolare alle quote medio-alte. Solitamente prendono origine, in forma di conoidi, allo sbocco dei canali che sottendono piccoli bacini molto acclivi: ad esempio, nella bassa valle del Buthier il conoide a Nord di Roisan, prevalentemente torrentizio e da *debris flow*, o le sequenze di conoidi dei fondovalle di Valsavarenche, Val di Rhêmes e vallone di Vertosan. Ma depositi di genesi mista rivestono diffusamente i versanti anche a grande distanza dalle pareti rocciose, a causa del rimaneggiamento delle coperture detritiche ad opera del ruscellamento diffuso o concentrato, dei colamenti di detrito e delle valanghe. Localmente, come sul versante destro della bassa Valgrisenche oltre i 2.000 m di quota sopra Boregne e sul versante sinistro della bassa Val di Cogne, l'azione valanghiva è il processo morfogenetico principale. Da citare anche l'acclive versante meridionale della Testa di Liconi, a NW di Morgex, i cui eventi valanghivi hanno contribuito all'edificazione della sequenza di conoidi coalescenti che riveste il fondovalle sulla sinistra della Dora Baltea a monte di Morgex.

In genere i prodotti gravitativi di questo tipo sono costituiti da un *diamicton* a matrice sabbiosa debolmente limosa inglobante clasti di ogni dimensione, prevalentemente spigolosi, ma con gli spigoli smussati. I sedimenti sono grossolanamente stratificati e mostrano una locale isoorientazione dei clasti. Essi si differenziano dai detriti di falda, dove predominano i processi di crollo e con i quali sono spesso in eteropia di facies, per la presenza di una maggiore frazione fine e per la morfologia meno inclinata delle forme d'accumulo.

Depositi di debris flow (UID_{b4}).

Sono costituiti da *diamicton* grossolanamente stratificati in bancate massive, prevalentemente a supporto di matrice, con clasti eterometrici subangolosi in matrice sabbioso-limosa. Possono essere presenti livelli con concentrazioni di grossi blocchi (di dimensioni anche plurimetriche) e con tessitura a supporto di clasti. La genesi di tali sedimenti è legata alla formazione, nel corso di eventi meteorici estremi, di flussi ad elevata energia di una miscela di acqua e detrito denominati *debris flow*, in cui la componente solida è superiore a quella liquida da 2 a 10 volte. I sedimenti si distribuiscono allo sbocco di canali provenienti da bacini sospesi con abbondante copertura detritica facilmente mobilizzabile (come nel vallone di Vertosan) o alla base di potenti falde detritiche (valloni del Gran Nomenon e del Grand Beligny), dove formano dei conoidi dalla superficie molto meno inclinata di quella dei finitimi conoidi di genesi esclusivamente gravitativa.

Anche i fondovalle possono essere colmati da depositi di *debris flow*, sia nei tratti sottostanti a sequenze di potenti conoidi di genesi mista, come in Val di

Rhêmes a monte di Frassinney, che in prosecuzione di conoidi della stessa tipologia, come nel vallone di Vertosan o nella Comba di Planaval in località Les Écules. Il maggiore conoide della Valle d'Aosta edificato da prevalenti episodi di *debris flow* è il conoide del T. d'Echarlod, un modesto corso d'acqua tributario di sinistra della Dora Baltea, sulla cui superficie sorgono il borgo di La Salle e varie sue frazioni. Le grandi dimensioni del conoide (circa 2 km²) sono legate allo stato di dissesto della parte alta del suo piccolo bacino di alimentazione, compreso tra due settori in DGPV facenti capo alla Punta Falita.

Accumuli di frana (UID_{a1}).

Gli accumuli di frana cartografati sono quelli di dimensioni maggiori; essi derivano esclusivamente da processi gravitativi che coinvolgono il substrato roccioso. La maggior parte delle grandi frane è connessa alla presenza di settori di versante interessati da DGPV. Gli accumuli di frana si distribuiscono più frequentemente in posizioni ben determinate in rapporto a tali settori:

- ai margini delle grandi DGPV (come l'accumulo della frana della Becca France, al confine orientale della DGPV della Punta Leisser, o le due frane provenienti dalle pareti sospese al piede della DGPV di Grandzette, in Val di Cogne);
- ai piedi del sistema di pareti che talvolta delimita a monte l'areale deformato, e che assume la conformazione di una gigantesca nicchia di distacco (come i vari accumuli di frana di crollo che coprono il settore superiore della DGPV di Chamin in Valgrisenche);
- all'interno della DGPV, collegate a pareti che costituiscono l'affioramento di gradini di scivolamento, che separano settori dislocati in modo differente (come il gruppo di accumuli a Est di Croux nella DGPV della Punta Chaligne).

Inoltre numerosi sono i casi di frana associati a fenomeni di deformazione di versante poco estesi, tali da interessare soltanto una piccola parte di un versante o di una cresta, come a Sud dell'Alpe d'Arsy nel vallone omonimo, la frana di Runaz in Valdigne, i più modesti accumuli della Becca dei Quattro Denti in Valgrisenche, gli accumuli di Pleod e Oveillan nella valle centrale (DGPV di Ville sur Sarre).

Parte degli accumuli sopra citati sono legati a processi gravitativi di tipo estremo, in cui si ha una netta differenziazione tra zona di distacco, traslazione ed accumulo. In questi casi si realizza spesso una completa disarticolazione del substrato franato, per cui gli accumuli risultanti sono costituiti da un deposito grossolano, massivo, a blocchi spigolosi eterometrici con matrice ghiaioso-sabbiosa subordinata.

Ad esempio, a Nord di Sarre il fondovalle del tratto inferiore del vallone del T. Clusella è colmato, per una lunghezza di 2,5 km, cioè per la maggior parte

del suo sviluppo, da un accumulo di blocchi di calcescisti, prasiniti e carnirole organizzati in cordoni paralleli (FORNO *et al.*, 2004). Questo ha preso origine dal maggiore e più tragico fenomeno di frana verificatosi in Valle d'Aosta in epoca storica: il giorno 6 luglio 1564 la massa in frana travolse il sottostante villaggio di Thora, uccidendo 600 persone. Il distacco si produsse sul versante destro del vallone alla sommità della parete orientale della Becca France, una modesta elevazione (q. 2312 m) della dorsale spartiacque tra il vallone del Clusella e l'incisione del T. di Verrogne. La dorsale è formata da una lunga cresta poco inclinata, ampia ed arrotondata, ma intensamente deformata da *trench* subparalleli con sviluppo ettometrico, che danno luogo ad un marcato sdoppiamento di cresta; questi segnano il limite orientale del vasto settore di DGPV che interessa tutto il versante sinistro della valle principale compreso tra S. Pierre e S. Nicolas e culminante con la cresta della Punta Leisser. La grande nicchia di distacco della Becca France costituisce uno degli elementi morfologici più visibili ed esemplari della media Valle d'Aosta.

Una parte degli accumuli di frana di grandi dimensioni corrisponde invece a settori maggiormente deformati e traslati di versanti interessati da DGPV particolarmente estese, caratterizzati da una netta evidenza morfologica rispetto ai circostanti areali meno deformati (sono arealmente circoscritti e danno origine a forme rigonfie o a cono) e dalla presenza a monte di nicchie di distacco derivanti dall'evoluzione di gradini di scivolamento. A seconda del grado di deformazione si passa da corpi rocciosi fratturati a larghe maglie ed allentati, in cui lungo piani di taglio molto inclinati si è realizzata una sgradinatura, ad accumuli derivanti dal disarticolamento più o meno completo del substrato roccioso. Alcuni esempi di tale tipologia di deformazione si ritrovano nel vallone di Vertosan, che è anche quello percentualmente più interessato da DGPV e da frane associate, come le tre frane della Punta Dziule, quella a Sud del Col Citrin e la sequenza di settori dissestati al piede del versante occidentale della Punta Aquilletta. Altri esempi sono l'accumulo di La Ruine al piede della DGPV di La Salle, la deformazione del versante meridionale della Costa Labiez nel vallone d'Arsy, le frane legate alla DGPV di Turlin nel bacino di Pila, le frane di Parriod-Tache (DGPV di Mont Palliasse) e di Creton (DGPV di P. del Ran) sul versante destro della bassa Val di Rhêmes, le frane del versante sopra Ozein (DGPV di Punta La Pierre), di Molere e di Mesoncles in Valsavarenche, di Prariond (che si protende a sbarrare il fondovalle della Valgrisenche) e lo scivolamento complesso di Combes in Valgrisenche.

Esiste infine tutta una serie di accumuli isolati, in genere di minori dimensioni, ma dalla forma ben espressa, di frane non strettamente legate a

condizioni di DGPV (Villaret presso La Salle, dell'Alpe Boregne e di Planaval in Valgrisenche, di Dailley in Valdigne e di La Nouva in Val di Cogne).

Depositi palustri-torbosi (UID_{es}).

Sono depositi prevalentemente fini, costituiti da limi sabbiosi e da sabbie limose stratificati, intercalati ad orizzonti ricchi di materia organica (residui vegetali evolventi verso torbe). Tali depositi si formano ai margini dei bacini lacustri in via di colmamento ad opera della vegetazione palustre e di apporti terrigeni provenienti dai settori ai bordi del lago. Essi formano la sequenza di chiusura di una successione sedimentaria costituita da depositi lacustri o alluvionale-lacustri. Il più esteso caso cartografato riguarda una conca di sbarramento morenico creata a q. 1825 m da una morena frontale sulla soglia del Vallone del Tillac, tributario di destra dell'alta valle della Dora Baltea. Inoltre sono numerosi sia i settori colmati ai bordi dei piccoli laghi intermorenici attuali sia i piccoli bacini completamente colmati non cartografabili a causa delle ridotte dimensioni. Questi ultimi sono facilmente riconoscibili, oltre che per la caratteristica morfologia piana ed orizzontale cui danno luogo, in certi casi anche per la persistenza di una vegetazione idrofila.

Travertino e agglomerati detritici a cemento travertinoso (UID_{ft}).

I travertini sono geneticamente legati alla presenza di formazioni carbonatiche (calcescisti, marmi) profondamente ed intensamente fratturate, entro le quali le acque meteoriche circolano in modo diffuso e durevole: tali condizioni favoriscono i processi di dissoluzione della frazione carbonatica e la sua successiva precipitazione nei punti di emergenza delle acque di percolazione. La maggiore concentrazione di masse di travertini si riscontra nell'ambito della DGPV della Punta Leisser, in particolare lungo le incisioni dei torrenti Isolettaz e Vétan tra gli abitati di Vetan e l'alpeggio di Grand Arpilles, ed inoltre nelle incisioni del T. Verrogne (tra q. 1830 e 1870 m), del T. Méod (a q. 1.600 m), sulla destra del T. Gaboé (da q. 1280 m a 1370 m), presso l'Alpe Leytanaz-Damon, 200 m ad Est di Verrogne ed infine lungo la strada per S. Nicolas tra gli abitati di Ferrère e Gratillon. Le masse travertinosi si sviluppano anche alla base di altri settori affetti da DGPV, come quelli di Torlin e di Ozein o alla base del versante sinistro della valle principale tra Aosta e Sarre. In taluni casi incrostazioni calcitiche si manifestano anche in settori apparentemente indeformati, ma siti sul prolungamento di settori di DGPV (ad es. sul fianco destro dell'incisione del T. Buthier a SE di Variney).

A Vetan i travertini formano in genere ammassi o lenti di dimensioni modeste, con estensione inferiore al centinaio di m² e spessori medi di 2÷3 m e massimi di 8 m. I corpi travertinosi sono spesso grossolanamente stratificati

secondo il pendio attuale e poggiano su depositi quaternari. Si tratta di “travertini autoctoni” (cioè formati in posto, a differenza di quelli clastici) di facies fitoermale (CARRARA, 1991). Essi sono costituiti da concrezioni vacuolari incrostanti piante igrofile in posizione di crescita (incrostazioni tubiformi di lunghezza centimetrica e diametro millimetrico, ad orientazione verticale od obliqua) e con cavità allungate di forma pseudo-cilindrica, corrispondenti alle impronte di rami, radici e tronchi, di diametro fino a 50 cm. Localmente le incrostazioni inglobano frammenti di roccia (sia calcescisti spigolosi che clasti di trasporto glaciale) e litofacies caratterizzate dalla presenza di impronte perfette di foglie, in gran parte di latifoglie, e di strobili (travertini bibliolitici). Associati agli ammassi di travertini si rinvengono spesso depositi costituiti da ciottoli spigolosi di origine gravitativa frammisti a ciottoli levigati di trasporto glaciale, legati da cemento travertinoso, come quello su cui è edificata la cappella a SW di Barma (q. 1535 m). Tali accumuli possono inglobare anche blocchi del substrato scompaginato.

Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre eluvio-colluviale) (UID_{b2}).

Derivano dalla rimobilizzazione, operata principalmente dalle acque ruscellanti, dei depositi quaternari e dei prodotti dell'erosione o dell'alterazione *in situ* del substrato roccioso. I prodotti colluviali costituiscono una coltre detritica che riveste pressoché completamente sia i versanti rocciosi che i vari tipi di depositi; tale coltre presenta tuttavia spessori di solito modesti (in genere pochi decimetri, fino a qualche metro) e molto variabili. Nella carta geologica sono state quindi rappresentate soltanto le coperture colluviali la cui estensione e spessore hanno impedito un'affidabile interpretazione della natura del substrato che mascherano, com'è il caso delle coperture detritico-colluviali legate ai versanti interessati da DGPV.

La coltre colluviale derivante direttamente o indirettamente dal substrato roccioso è costituita da un *diamicton* sabbioso-ghiaioso non addensato, formato da clasti eterometrici, spigolosi, in matrice sabbiosa debolmente limosa. La coltre colluviale legata alla rielaborazione dei depositi glaciali è costituita da depositi ghiaioso-sabbiosi, con massi e ciottoli di trasporto glaciale e matrice sabbiosa o sabbioso-limosa non addensata; essa riveste il substrato sui tratti di versante immediatamente sottostanti agli accumuli di depositi glaciali in posto.

Riporti antropici (UID_h) e discariche (UID_{h1}).

Le maggiori discariche di inerti (circa 10 ettari) sono costituite dal materiale di smarino delle gallerie e degli sbancamenti del nuovo tratto autostradale Aosta-Courmayeur. Le principali sono ubicate tra gli abitati di Villes Dessous (Introd) ed Arvier, alle quote 750÷850 m, sui bassi rilievi rocciosi di

modellamento glaciale del versante destro della valle della Dora. Presso La Salle esse formano estesi ripiani fiancheggianti la Dora e sospesi di una decina di metri sull'alveo. Sul conoide di La Salle notevole è l'opera di colmamento della profonda incisione del T. d'Echarlod con materiali lapidei di riporto. Altre importanti discariche sono quelle delle cave della "pietra di Morgex", corrispondente a calcescisti marmorei tabulari (Complesso delle Brece di Tarantasia) utilizzati per la copertura degli edifici ("*lose*"). Esse si distribuiscono allo sbocco dei fronti di cava siti sul fianco della dorsale rocciosa che sale verso la Testa d'Arpy. Ad Aosta i prodotti di scarto delle lavorazioni siderurgiche della Cogne formano alcuni grandi rilevati nel settore distale del conoide del T. Buthier.

VI - EVOLUZIONE STRUTTURALE

A nord e a sud della Valle d'Aosta sono state riconosciute due pile di unità di basamento, storicamente attribuite alla Falda del Gran San Bernardo, che mostrano sensibili differenze nell'assetto litostratigrafico e nell'evoluzione strutturale e metamorfica (v. Cap. 7). Queste unità sono giustapposte verso ovest all'unità Houiller lungo una zona di taglio ad alto angolo chiamata Fronte Interno Houiller (MALUSÀ *et alii*, 2005b) (Fig. 10), e mostrano l'evidenza di un'evoluzione tettonometamorfica parzialmente comune con le unità della Zona Piemontese esposte più a est. Il diverso assetto osservabile sui due lati della valle implica un'assenza di cilindrismo nella Falda del Gran San Bernardo in questo settore di catena. Si possono quindi descrivere due transetti con caratteristiche peculiari (Fig. 11).

Il transetto meridionale è caratterizzato da una pila di unità di basamento ed ofiolitiche separate da *mélanges* tettonici di spessore variabile e da zone di taglio immergenti verso ovest, lungo le quali sono implicati prevalentemente calcescisti classicamente attribuiti alla Zona Piemontese. Questa pila di unità è delimitata sia sul lato interno che su quello esterno da faglie ad alto angolo. L'elemento inferiore, l'unità di Rovenaud, mostra un'impronta metamorfica alpina in facies da scisti blu a scisti verdi, ed è sovrascorsa dall'unità di basamento del Grand Nomenon. Quest'ultima contiene relitti di un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica ad epidoto, non presenta relitti di metamorfismo alpino di alta pressione ed è pervasivamente riequilibrata in facies scisti verdi. Al contrario, la sovrastante unità di Leverogne non presenta relitti metamorfici pre-alpini ma mostra le evidenze di un metamorfismo alpino in facies scisti blu ad epidoto seguito da una riequilibrio in facies scisti

verdi. L'unità del Ruitor, la più occidentale tra quelle affioranti ad est del Fronte Interno Houiller lungo il transetto della Valle d'Aosta meridionale, è invece caratterizzata da relitti di facies anfibolitica ed eclogitica di età pre-alpina (DESMONS, 1992) e da un'evoluzione alpina in condizioni scisti blu ad epidoto e scisti verdi.

Il transetto settentrionale è caratterizzato anch'esso da unità di basamento ed ofiolitiche, in facies scisti blu e/o scisti verdi, delimitate da zone di taglio a basso angolo o da faglie ad alto angolo. Questa pila di unità è giustapposta ad est all'unità di basamento del Mont Mary lungo faglie ad alto angolo a direzione NE/SW e NW/SE, mentre ad ovest è giustapposta all'unità Houiller lungo il Fronte Interno Houiller. L'unità del Fallere-Métailler, la più interna tra quelle ascrivibili alla falda del Gran San Bernardo lungo questo transetto, e l'unità ofiolitica dell'Aouilletta alla quale è accoppiata, mostrano un'impronta metamorfica alpina in facies scisti blu seguita da una riequilibrio in facies scisti verdi. Entrambe le unità sono prive di relitti metamorfici pre-alpini, a differenza dell'unità della Gran Testa, affiorante più ad ovest e ad esse giustapposta lungo un contatto tettonico immergente verso est. L'unità della Gran Testa preserva le evidenze di un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica, ma è privo di relitti alpini di alta pressione. Il transetto termina con l'unità del Flassin, che costituisce una scaglia tettonica delimitata da faglie ad alto angolo interposta tra le unità Houiller e della Gran Testa. L'unità del Flassin è caratterizzata da associazioni metamorfiche in facies scisti blu riequilibrata in facies scisti verdi e, analogamente all'unità Fallere-Métailler, non presenta relitti metamorfici pre-alpini.

Ad ovest del Fronte Interno Houiller affiorano infine i metasedimenti in facies scisti verdi dell'unità Houiller, sovrascorsi lungo il Fronte Brianzoneese sui calcescisti ed i marmi dell'unità Sion-Courmayeur che costituisce le estreme propaggini del settore assiale della catena lungo il transetto valdostano

Le due pile di unità affioranti sui versanti opposti della valle sono attualmente giustapposte lungo il sistema di faglie post-metamorfiche di Cogne (Cap. 6.2).

1. - STRUTTURE SIN-METAMORFICHE ALPINE

1.1. - RELITTI DI STRUTTURE PREALPINE

Nell'unità del Grand Nomenon, la foliazione pre-alpina è localmente preservata nelle metapeliti in corrispondenza di domini a basso *strain*. E' materializzata da un *layering* compositivo millimetrico-centimetrico definito dall'alternanza di livelli ad anfibolo e fillosilicati e di domini quarzoso-feldspatici, tagliati da filoni aplitici connessi alla messa in posto delle metagranodioriti del Favret (MALUSÀ *et alii*, 2005a). La foliazione pre-alpina è

deformata e spesso completamente obliterata dai successivi eventi tettono-metamorfici di età alpina.

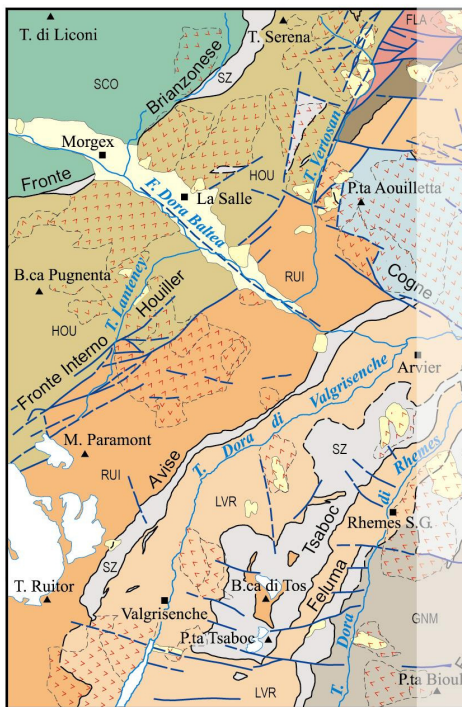
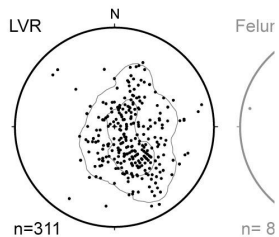
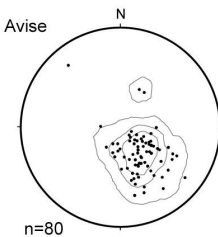
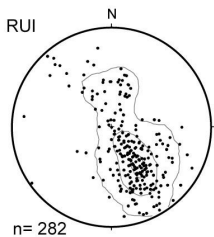
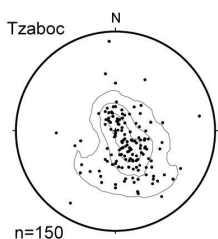
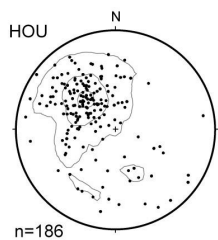
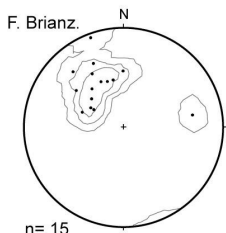
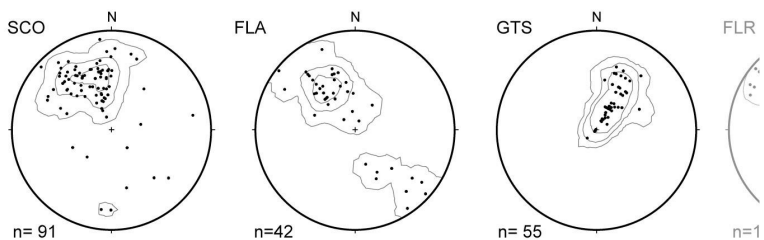
Nelle unità del Ruitor, la foliazione pre-alpina non è riconoscibile sul terreno ma è chiaramente osservabile in sezione sottile. Nelle metapeliti, è sottolineata da biotite, granato e staurolite, mentre nelle metabasiti è definita dall'isorientazione degli individui di orneblenda. Non sono state riconosciute sul terreno evidenze di fasi plicative pre-alpine (SCHIAVO, 1997). Nell'unità del Mont Mary i paragneiss mostrano localmente un tessuto a bande discontinue definita dall'alternanza di letti ricchi in biotite e di domini quarzoso-feldspatici. Infine, nell'unità della Gran Testa il fabric pre-alpino non è preservato, ma sono stati descritti solo relitti mineralogici.

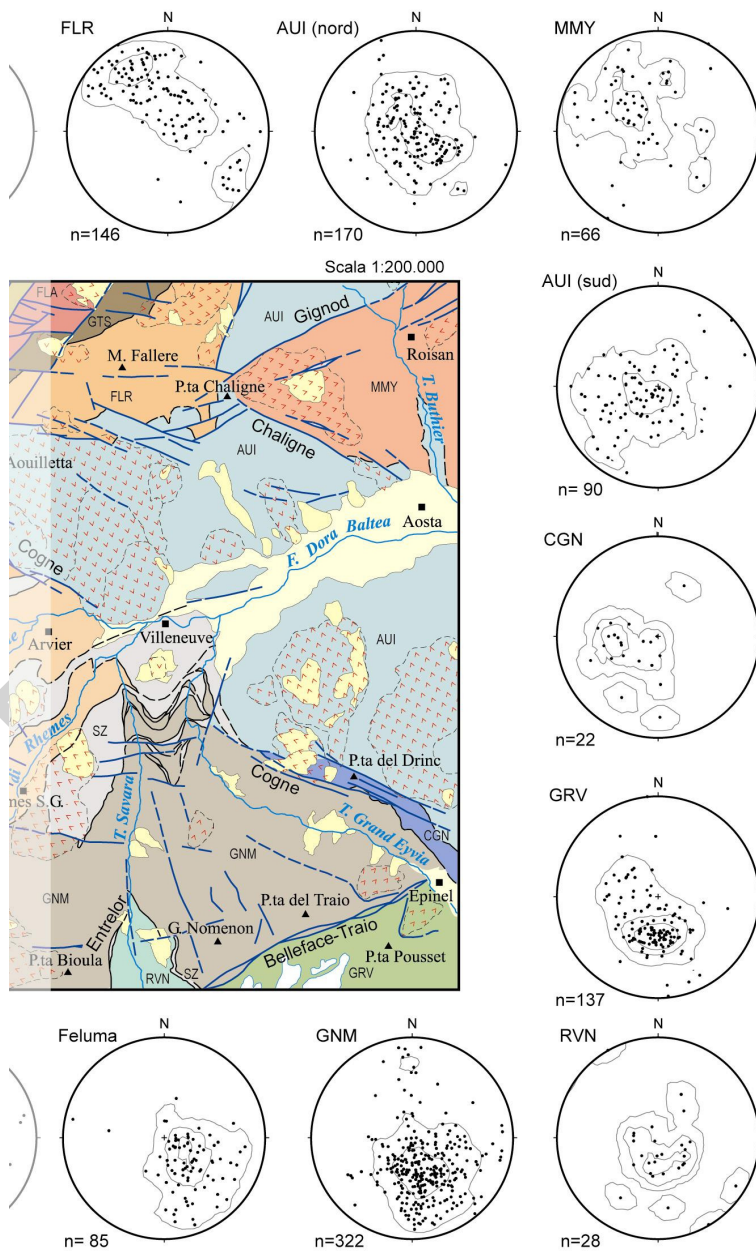
1.2. - LA FOLIAZIONE REGIONALE ALPINA

La giacitura e le condizioni di formazione della foliazione regionale alpina sono sensibilmente diverse nelle varie unità affioranti. Nell'unità Houiller la foliazione, in facies scisti verdi, immerge verso SE, mentre nella pila di unità di basamento esposta lungo il transetto meridionale ad est del Fronte Interno Houiller la foliazione è di tipo composito, sviluppata prevalentemente in condizioni scisti blu e/o scisti verdi, ed immerge verso NW. Questo pattern, caratterizzato da scistosità ad immersione opposta, è noto in letteratura con il nome di "ventaglio brianzonese" (KILIAN, 1903; ARGAND, 1916; FABRE, 1961; BOURBON *et alii*, 1975) ed è stato classicamente interpretato come il risultato di una tettonica a vergenza europea seguita da un evento tettonico tardivo a vergenza interna. Questa interpretazione non trova però riscontro nei risultati della nuova cartografia, in quanto la foliazione alpina delle unità interne non solo non è correlabile geometricamente con la foliazione dell'unità Houiller, ma si sviluppa in condizioni metamorfiche diverse e variabili da unità a unità. I due domini strutturali attualmente separati dal Fronte Interno Houiller sono stati infatti giustapposti solo nelle fasi tardive dell'evoluzione del prisma orogenico. Il dominio orientale è di natura composita, ed i contatti tra le diverse unità sono spesso sottolineati da zone di taglio e melanges tettonici di spessore da decametrico a pluriometrico che coinvolgono principalmente rocce appartenenti alla Zona piemontese.

1.3. - MÉLANGES TETTONICI E ZONE DI TAGLIO SIN-METAMORFICHE

Le unità di crosta continentale affioranti nel Foglio sono separate da zone di taglio sin-metamorfiche e da mélanges tettonici derivanti principalmente da calcescisti, classicamente attribuiti alla zona piemontese, con subordinati litoni di rocce di basamento, di copertura e ofiolitiche. Essi sono caratterizzati da una foliazione milonitica pervasiva sviluppata in condizioni tipiche della facies scisti





verdi, ma all'interno di volumi rocciosi di dimensioni limitate è talvolta possibile riconoscere relitti di paragenesi di alta pressione. Vista la presenza di rocce ofiolitiche, la loro formazione è riconducibile all'orogenesi alpina. Un'interpretazione paleogeografica di questi mélanges sarebbe a nostro avviso priva di significato e comunque ambigua. Essi sono infatti da considerare zone di taglio che delimitano unità con evoluzione tettono-metamorfica alpina differente. Di conseguenza, i relitti di alta pressione osservati occasionalmente in alcuni litoni possono essere riferibili sia agli stadi precoci dell'evoluzione delle zone di taglio, sia all'evoluzione tettono-metamorfica delle unità da cui i litoni provengono.

Dal basso all'alto della pila di falde si riconoscono:

- la zona di taglio dell'Entrelor, interpretata dai diversi autori come zona di taglio estensionale (CABY, 1996), come sovrascorrimento retrovergente (BUTLER & FREEMAN, 1996), oppure come sovrascorrimento provergente ripiegato (BUCHER *et alii*, 2005). In base alle analisi effettuate durante la realizzazione del Foglio, questa zona di taglio mostra le evidenze di una deformazione di tipo polifasico. E' stata infatti riconosciuta un'attività estensionale di età eocenica (MALUSÀ *et alii*, 2005a), responsabile della giustapposizione tra l'unità in facies scisti blu di Rovenaud a letto e l'unità in facies scisti verdi del Grand Nomenon a tetto, seguita da una riattivazione secondo cinematiche contrazionali datata a 34 ± 1 Ma (FREEMAN *et alii*, 1997). La zona di taglio dell'Entrelor non mostra invece evidenze di attività tettonica recente, come testimoniato dalle datazioni mediante tracce di fissione su apatite e zircone (MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005b).

- il mélange tettonico di Feluma, interpretato come l'espressione di una zona di taglio inversa retrovergente (CABY, 1996), mostra analoghe evidenze di evoluzione polifasica inizialmente contrazionale con successive riattivazioni in estensione (MALUSÀ *et alii*, 2005a). Attiva nell'Eocene, durante gli ultimi stadi dell'evento tettono-metamorfico in facies scisti verdi, è responsabile del sovrascorrimento dell'unità di Leverogne sull'unità del Grand Nomenon. Questa attività contrazionale è probabilmente coeva con la riattivazione in raccorciamento della zona di taglio dell'Entrelor, ed è seguita da una riattivazione estensionale in condizioni fragili di età oligocenica (datazioni mediante tracce di fissione, MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a).

Fig. 10 (pagina precedente) - *Principali strutture e giacitura della foliazione regionale nell'area del Foglio. AUI, Aouilletta; CGN, Cogne; FLA, Flassin; FLR, Fallere-Metailier; GNM, Grand Nomenon; GRV, Grivola; GTS, Gran Testa; HOU, Houiller; LVR, Leverogne; MMY, Mont Mary; RUI, Ruitor; RVN, Rovenaud; SCO, Sion-Courmayeur; SZ, shear zone*

- il mélangé tettonico di Avise-Tzaboc mostra una attività contrazionale di età eocenica, anteriore a quella registrata dal sottostante mélangé tettonico di Feluma, e giustappone l'unità del Ruitor alla sottostante unità di Leverogne. I limiti del mélangé risultano deformati da pieghe sinmetamorfiche in facies scisti verdi (BAUDIN, 1987; SCHIAVO, 1997; MALUSÀ *et alii*, 2005a).
- il Fronte brianzonese separa l'unità Sion-Courmayeur a letto dall'unità Houiller a tetto. L'attività contrazionale lungo questa struttura è testimoniata da una pervasiva foliazione milonitica datata a 32-27 Ma (FREEMAN *et alii*, 1998).

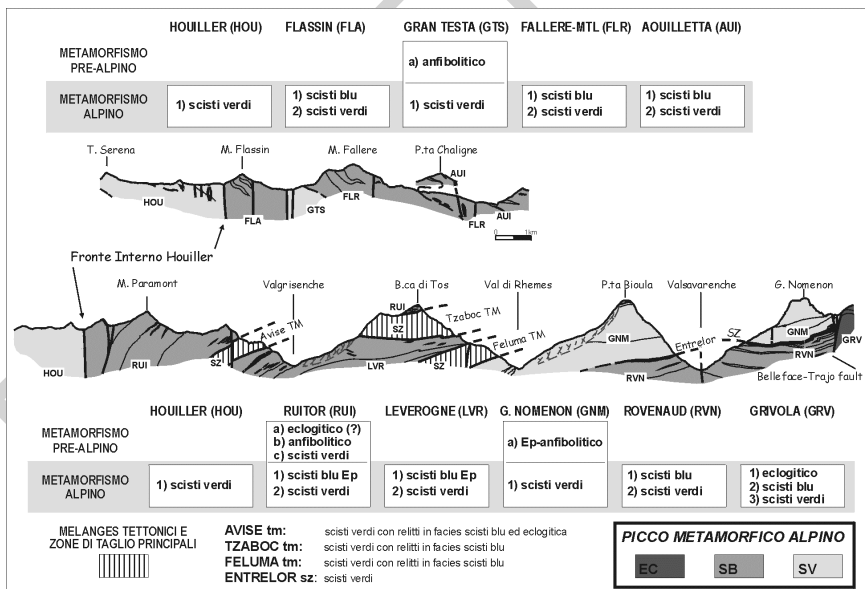


Fig. 11- Assetto strutturale e condizioni metamorfiche attraverso due transetti a nord e a sud della valle principale.

2. - PRINCIPALI STRUTTURE POST-METAMORFICHE

Tra le grandi discontinuità tettoniche post-metamorfiche classicamente descritte in questo settore di catena si ricorda il sistema di faglie Aosta-Ranzola, descritto per la prima volta da STELLA (1905), che interessa però solo marginalmente l'area studiata in quanto si estende est della città di Aosta. I nuovi rilevamenti hanno invece permesso di riconoscere e di mettere in

evidenza l'esistenza ed il ruolo di numerosi sistemi di faglie che controllano i caratteri morfologici dell'area e ne complicano l'assetto tettonico, giustapponendo localmente unità con evoluzione tettono-metamorfica contrastante.

I principali sistemi riconosciuti sono:

- Fronte Interno Houiller (MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii.*, 2005b). E' una struttura ad alto angolo che separa l'unità Houiller, ad ovest, dalle unità di basamento del Ruitor e del Flassin ad est. Costituisce un fascio di deformazione largo alcuni chilometri comprendente faglie ad alto e medio angolo a direzione NE-SW. Sebbene sia spesso mascherato da corpi di frana e deformazioni gravitative profonde di versante, questo sistema di faglie è stato riconosciuto dal Vallone di Vertosan sino al Massiccio del Ruitor. In base ai dati di tracce di fissione questa struttura ha accomodato un rigetto superiore ai 2 km, associato al sollevamento dei blocchi nord-occidentali, nell'intervallo Pliocene-Attuale (MALUSÀ, 2004). Il prolungamento del Fronte Interno Houiller all'esterno dell'area del Foglio non è stato indagato in dettaglio, ma i dati di tracce di fissione riportati da SEWARD & MANCKTELOW (1994) e da FUGENSCHUH *et alii* (1999) ne suggeriscono la sua prosecuzione sia verso NE che verso SW.

- Faglia Belleface-Traio (POLINO *et alii*, 2002; MALUSÀ *et alii*, 2005a). E' una struttura plurichilometrica sub-verticale, sviluppata per un'ampiezza di alcune centinaia di metri, cartografata tra la Valsavarenche ed il versante sinistro della Val di Cogne. E' sottolineata da scaglie tettoniche di marmi, calcescisti, filladi e rocce di basamento intercalate a breccie tettoniche a cemento carbonatico ("carniole" auct.), e giustappone l'unità eclogitica/scisti blu della Grivola-Urtier, a SE, alle unità in facies scisti blu/scisti verdi di Rovenaud e del Grand Nomenon, a NW. La faglia Belleface-Traio è ben esposta ai colli omonimi e, sul versante sinistro della Valle di Cogne, presso l'abitato di Epinel. La sua estremità orientale è troncata dal sistema di faglie di Cogne, mentre sul versante destro della Valsavarenche, tale struttura disloca la zona di taglio dell'Entrelor. L'attività della faglia Belleface-Traio è quindi posteriore a quella della zona di taglio dell'Entrelor ed anteriore a quella del sistema di Cogne. L'uncinatura dei fabric osservati nelle scaglie tettoniche implicate lungo la zona di deformazione indica l'abbassamento relativo del blocco settentrionale. Lungo questa faglia, e in misura minore lungo l'adiacente zona di taglio del Vittorino Sella (MARTIN *et alii*, 1999) ubicata alla base dell'unità della Grivola - Urtier (fuori carta), è stato accomodato nell'intervallo Oligocene sup. - Miocene inf., un rigetto di quasi 3 chilometri (MALUSÀ, 2004).

- Sistema di Gignod (POLINO *et alii*, 2002; MALUSÀ, 2004). E' rappresentato da faglie ad alto angolo ad orientazione NE-SW. Costituisce a nord di Aosta una zona di deformazione di ampiezza superiore al chilometro, localmente

sottolineata da scaglie tettoniche di rocce carbonatiche e da breccie tettoniche ("carniole" auct.). In sinistra del torrente Buthier questo sistema è sviluppato principalmente all'interno dell'unità del Mont Mary e delimita, fuori carta, la zona di taglio a basso angolo nota come Zona di Roisan. In destra idrografica il sistema di faglie di Gignod giustappone invece i metasedimenti in facies scisti blu dell'unità dell'Aouilletta, a NW, all'unità di basamento del Mont Mary, a SE. Su questo versante, tale struttura è per lo più mascherata da depositi quaternari, ma presenta comunque una chiara evidenza morfologica e cartografica. Nell'area del Foglio, il sistema di faglie di Gignod è stato cartografato su una distanza di circa dieci chilometri. A SW interferisce con il sistema di faglie di Chaligne, mentre il parallelismo con la Valpelline e con i sistemi di faglie del M. Gelè e di Trois Villes (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000) suggeriscono una sua probabile prosecuzione verso NE. In corrispondenza di questa struttura, i dati di tracce di fissione testimoniano un'attività tettonica prolungata a partire dall'Oligocene sup., con rigetti dell'ordine di 2,5-4 km associati al sollevamento dei blocchi nord-occidentali (MALUSÀ, 2004).

- Sistema di Chaligne (POLINO *et alii*, 2002). Costituisce una zona di deformazione ampia alcuni chilometri, caratterizzata da faglie ad alto angolo ad elevata persistenza con orientazione ESE-WNW. Si sviluppa nel settore settentrionale del Foglio tra la città di Aosta e la cresta P.ta Chaligne - M. Fallère. Nei pressi di Aosta, il sistema di Chaligne separa le rocce di basamento del Mont Mary dall'unità ofiolitica dell'Aouilletta e, sebbene scarsamente esposto a causa della potente coltre quaternaria, presenta una marcata evidenza morfologica e cartografica. La zona di deformazione è meglio esposta in corrispondenza dello spartiacque Dora Baltea - Artavanaz, dove è impostata in corrispondenza del contatto tra l'unità dell'Aouilletta e l'unità di basamento del Fallère-Métailler. Il sistema di faglie di Chaligne è sottolineato localmente da scaglie tettoniche di marmi, quarziti e calcescisti, o da breccie tettoniche a cemento carbonatico. Nell'area del Foglio è riconoscibile lateralmente per più di dieci chilometri. Verso est è mascherato dai depositi alluvionali della Dora Baltea, mentre verso ovest è interrotto dal Fronte Interno Houiller. Il sistema di Chaligne disloca nei pressi dell'omonima cima il sistema di faglie di Gignod. I rigetti accomodati sono difficilmente valutabili a causa delle estese deformazioni gravitative profonde di versante sviluppate in corrispondenza dell'intersezione tra queste strutture.

- Sistema di Cogne (POLINO *et alii*, 2002, MALUSÀ, 2004). Questo fascio di deformazione ad orientazione NW-SE, ampio 3-4 km, è costituito da piani di taglio coniugati a medio o alto angolo ed è sviluppato dall'abitato di Epinel a quello di La Salle. Questo sistema delimita verso nord le unità di basamento del Ruitor e di Leverogne e giustappone più a SE le rocce di basamento dell'unità del Gran Nomenon e le scaglie delle successioni di copertura dell'unità di Cogne

alle ofioliti dell'unità dell'Aouilletta. Questo sistema di faglie condiziona fortemente la morfologia della Val di Cogne e dell'alta Valle d'Aosta tra Arvier e Morgex.

- Altri sistemi di faglie. A sud dell'abitato di Rhemes St. Georges, un sistema di faglie ad orientazione E/W mostra dislocazioni lungo la direzione dell'ordine di alcune centinaia di metri, come attestato dalla separazione dei limiti delle zone di taglio a basso angolo che separano le diverse unità di basamento (MALUSÀ, 2004). In letteratura viene inoltre descritto con il nome di sistema Aosta-Piccolo S. Bernardo (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000) un sistema di faglie spaziate ad orientazione E/W che si estende dal colle del Piccolo S. Bernardo sino fondovalle principale della Dora Baltea. Questi piani individuali, alquanto persistenti, non sono associati a rigetti significativi e pertanto non sono riportati in carta. Infine, il sistema di faglie della Savara è costituito da piani individuali subverticali ad orientazione variabile da NNW-SSE a N-S, molto persistenti e con spaziature elevate, per lo più associate a deboli rigetti. Ha una chiara evidenza morfologica e determina l'orientazione del segmento inferiore della Val di Cogne e della Valsavarenche. In Valsavarenche, strutture ascrivibili a tale sistema sono responsabili della dislocazione di alcune centinaia di metri della zona di taglio dell'Entrelor.

3. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Le “Deformazioni Gravitative Profonde di Versante” (DGPV) sono fenomeni che coinvolgono settori di versante molto estesi, dell'ordine dei chilometri quadrati, e fino ad alcune centinaia di metri di profondità (TER STEPHANIAN, 1977; SORRISO VALVO, 1985).

Sono state riconosciute e cartografate DGPV molto estese (Leisser, Falita, Pila, Chaligne) ed assai complesse, costituite da zone a differente grado di deformazione e con diverse direzioni di movimento. E' questo il caso della DGPV di Punta Leisser, una delle maggiori della Valle d'Aosta (23 km² di superficie), dove è presente un settore centrale maggiormente deformato, esteso per circa 9 km² e morfologicamente simile ad un cono di frana. Questo settore è traslato (per circa 1 km secondo le evidenze morfologiche) verso il fondovalle principale, provocandone il restringimento (fig. 12).

Sono inoltre presenti un gran numero di DGPV di minori dimensioni (1÷5 km² di superficie) con caratteri più unitari, come quelle riconosciute sul versante destro della Val di Rhêmes (M. Paillasse, P. Bioula) e della Valgrisenche (Combes, Chamin, Frassy). Alcuni settori sono caratterizzati da una concentrazione estrema di fenomeni di DGPV, che in alcuni casi riguardano non solo i fianchi di un rilievo spartiacque, ma lo interessano nella sua totalità (ad esempio la P. Dziule nel vallone di Vertosan; la Costa Labiez tra i valloni di

Citrin e di Arp; la cresta del Drinc a cavallo tra il bacino di Pila e la Val di Cogne; le dorsali spartiacque tra i valloni di Arpy, Pian Rancon, Lanteny, Tillac).

Nell'area esaminata non è stata riscontrata una relazione tra DGPV e litofacies con parametri geomeccanici particolarmente scadenti (quali ad esempio i calcescisti). Il bacino con la maggior concentrazione di DGPV, quello di Vertosan, è infatti quasi interamente modellato in gneiss e micascisti. Le deformazioni appaiono invece maggiormente dipendenti dalla presenza di discontinuità di natura tettonica quali le principali zone di deformazione ad alto angolo (come ad esempio i sistemi di faglie di Chaligne e di Gignod, che condizionano fortemente la DGPV della P. Chaligne) e le zone di taglio a basso angolo che delimitano le diverse unità di basamento (la DGPV del M. Paillasse è controllata dalla presenza di mélanges tettonici legati alla zona di taglio di Feluma).



Fig. 12 - Il versante interessato dalla DGPV della Punta Leysser si protende verso il fondovalle della Dora Baltea tra Saint Pierre, Villeneuve e Saint Nicolas.

L'età di deformazione può variare da un settore all'altro, soprattutto in rapporto con l'evoluzione dell'approfondimento erosionale operato dalle masse glaciali. Il movimento avviene principalmente lungo superfici complesse e dà luogo a manifestazioni superficiali quali gradini di scivolamento, trincee di versante di origine gravitativa, depressioni chiuse e tipici sdoppiamenti di cresta lungo gli spartiacque.

A seconda del grado di deformazione il substrato roccioso si presenta da fratturato ed allentato (se le fratture sono aperte), a scompaginato (se i blocchi sono ruotati fino ad assumere l'aspetto di un accumulo di frana).

La presenza di roccia particolarmente sconnessa predispone l'evoluzione dei fenomeni in frane di varie dimensioni (*cf.* V.2.2). Fenomeni di corrosione carsica, a spese di orizzonti profondi di rocce carbonatiche o solfatiche, sono state ipotizzate sia come causa principale di alcune DGPV (CARRARO, in DAL PIAZ, 1992) che come causa concomitante. Indizio importante di tale fenomeno sono sia le incrostazioni carbonatiche e gessose che permeano le superfici di fratturazione, sia gli ammassi di travertini che si formano all'emergenza delle acque circolanti entro gli ammassi rocciosi deformati, in particolare alla base dei versanti interessati da DGPV (come ad es. sulla sponda destra del T. Buthier, in corrispondenza della DGPV della P. Chaligne, nelle incisioni alla base del versante tra Aosta e Sarre, ecc.; per le formazioni travertinose più importanti, quelle associate alla DGPV della P. Leisser, *cf.* V.2.2).

A differenza della maggior parte delle frane, i versanti interessati da DGPV conservano l'originaria copertura di depositi glaciali e gravitativi, anche se questa è in parte sepolta da detriti. Anche le coperture quaternarie tuttavia subiscono una deformazione ad opera dei processi gravitativi legati a situazioni di DGPV: in tale contesto non è infrequente che un originario lembo terrazzato venga frammentato in più lembi da uno o più gradini di scivolamento (DGPV di Punta Leisser); più raro il caso di dislocazione di una cresta morenica (presso Meillares nella DGPV dell'Arp Vieille in Valgrisenche). Relativamente frequenti infine i casi in cui lembi di till sono pizzicati nel substrato roccioso lungo superfici di accavallamento ubicate al piede della DGPV (vedi ad esempio la DGPV di P. Leisser).

La presenza di DGPV ha importanti ricadute di carattere applicativo (innescò di grandi frane; lenta deformazione dei terreni di fondazione di edifici e di vie di comunicazione; deformazione di gallerie stradali e idrauliche). Si cita al riguardo il caso del lago artificiale di Beauregard in Valgrisenche (*cf.* Cap. X), delimitato in sinistra idrografica dalla DGPV dell'Arp Vieille (fig. 13) che è stata riconosciuta soltanto dopo la costruzione della grande diga (DESIO, 1973).



Fig. 13 - *Veduta sul versante sinistro della media Valgrisenche nel tratto interessato dalla DGPV dell'Arp Vieille. A destra è la scarpata espressione del gradino di distacco laterale, mentre in basso al centro si intravede la spalla sinistra della diga di Beauregard.*

In sede di fotointerpretazione, sul versante sinistro della Valgrisanche, è stato inoltre individuato uno stretto ripiano che interrompe l'acclività del ripido versante in gneiss dell'Unità del Ruitor per una lunghezza di alcuni chilometri. Tale ripiano, indicato in carta come gradino di scivolamento, potrebbe rappresentare l'espressione morfologica di un fenomeno deformativo di estensione confrontabile con quello delle maggiori DGPV note, ma assai più profondo, e per questo meglio inquadrabile nella tipologia delle deformazioni tettono-gravitative *s.s.* Il fenomeno coinvolgerebbe un volume roccioso esteso in pianta almeno una decina di km², comprendente buona parte della cresta spartiacque tra Valgrisenche e alta valle della Dora Baltea, in cui sono incisi i valloni di Lanteny e di Tillac.

PROGETTO
CARG

VII - EVOLUZIONE METAMORFICA

L'evoluzione metamorfica desumibile dall'analisi petrografico-mineralogica e microstrutturale è differente nelle varie unità. Le unità ofiolitiche sono interessate dal solo ciclo metamorfico alpino, mentre le unità di crosta continentale possono conservare anche relitti di un'evoluzione metamorfica prealpina.

1. - CICLO METAMORFICO PREALPINO

Relitti metamorfici pre-alpini sono stati descritti in quattro diverse unità di basamento: nell'unità del Grand Nomenon, del Ruitor, della Gran Testa e del Mont Mary (fig. 14).

L'evento metamorfico pre-alpino nell'unità del Grand Nomenon ha avuto luogo in condizioni tipiche della facies anfibolitica a epidoto (MALUSÀ *et alii*, 2005a). Le variazioni composizionali di anfibolo e granato dal nucleo alla periferia suggeriscono una cristallizzazione in condizioni prograde. Il ciclo metamorfico pre-alpino è testimoniato nelle metabasiti da paragenesi a orneblenda, albite, granato, biotite e titanite. Porfiroclasti di granato, riferibili su base microstrutturale allo stesso evento tettono-metamorfico, sono presenti anche nelle metapeliti. La presenza di orneblenda e albite nelle metabasiti suggerisce condizioni di media pressione (metamorfismo Barroviano) e temperature alla transizione tra facies scisti verdi e anfibolitica (APTED & LIU, 1983), in accordo con la presenza di titanite e granato che compaiono in rocce con rapporti Fe/Mg appropriati prima della comparsa dell'oligoclasio (SPEAR, 1993). Condizioni di media pressione e medio grado sono inoltre testimoniate

dalla presenza di almandino nelle metapeliti (SPEAR *et alii*, 1990), dalla composizione chimica degli anfiboli nelle metabasiti e sono confermate da stime termometriche mediante geotermometro granato-biotite (MALUSÀ *et alii*, 2005a).

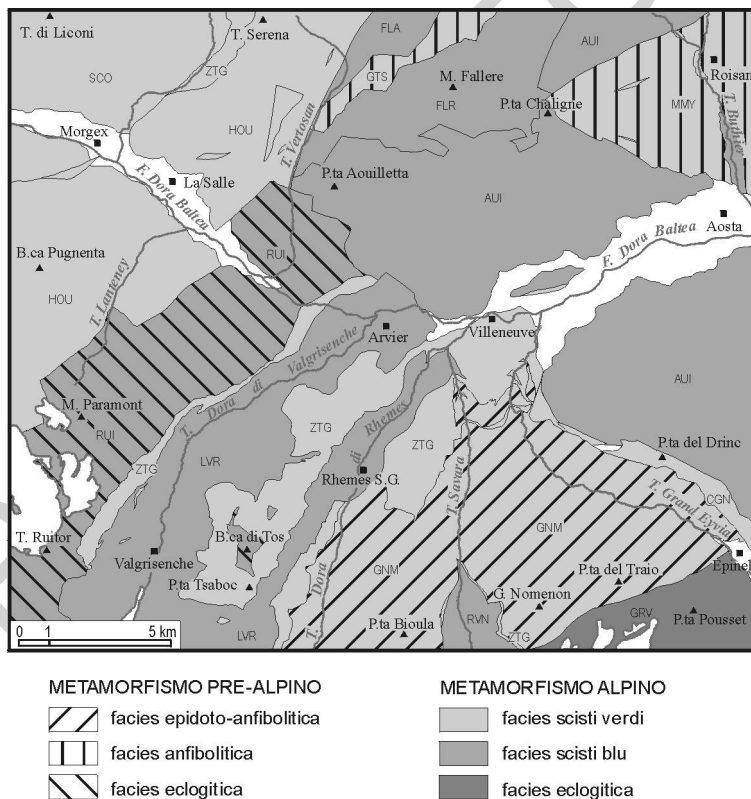


Fig. 14 - Condizioni metamorfiche caratterizzanti le unità affioranti nell'area del Foglio.

Nell'unità del Ruitor, le evidenze di un metamorfismo pre-alpino sono preservate soprattutto nel settore esterno (occidentale) dell'unità, mentre le rocce affioranti nel settore interno sono state completamente riequilibrate durante il ciclo alpino. Relitti di pirosseno sodico e di un originario *fabric* eclogitico di probabile età pre-alpina sono stati descritti nelle metabasiti da CABY & KIENAST (1989), Ayrton (in GOUFFON, 1993) e SCHIAVO (1997). Le metabasiti dell'unità del Ruitor contengono granato ed orneblenda, relitti del metamorfismo pre-

alpino di medio grado. Nelle metapeliti, la paragenesi pre-alpina di medio grado è rappresentata da quarzo, biotite bruna, muscovite, plagioclasio, granato, staurolite e localmente cianite (DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997).

Nell'unità della Gran Testa, le testimonianze di metamorfismo pre-alpino sono costituite da relitti di staurolite nelle metapeliti, indice di condizioni tipiche della facies anfibolitica, per lo più sostituita da cloritoide e sericite in aggregati pseudomorfici (GOUFFON, 1993).

Nell'unità del Mont Mary i relitti metamorfici pre-alpini sono preservati sia nei paragneiss che nelle metabasiti. Nei primi sono presenti associazioni a biotite, muscovite, plagioclasio \pm K-feldspato e granato; contengono localmente andalusite, testimonianza di un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica (CANEPA *et alii*, 1990). I relitti della paragenesi pre-alpina nelle metabasiti sono invece costituiti da orneblenda bruna, plagioclasio calcico e biotite.

2. - CICLO METAMORFICO ALPINO

Le condizioni di picco del ciclo metamorfico alpino variano nelle diverse unità (fig. 14, 15).

Nell'unità del Grand Nomenon non sono state riconosciute paragenesi metamorfiche di alta pressione. Le paragenesi dominanti sono costituite da quarzo, albite, biotite, fengite, clorite, epidoto, titanite \pm granato nelle metapeliti, da albite, clorite e anfibolo calcico nelle metabasiti, e da albite, fengite, clorite, anfibolo calcico ed epidoto nei metagranitoidi. Queste associazioni suggeriscono condizioni di bassa pressione e bassa temperatura tipiche della facies scisti verdi (MALUSÀ *et alii*, 2005a). I bordi attinolitici negli individui di orneblenda dei metagranitoidi implicano valori di pressione inferiori ai 5 kbar (ERNST, 1979), mentre la presenza di associazioni a granato e clorite nelle metapeliti ed il contenuto di MnO nel granato implicano temperature intorno a 450°C (SPEAR & CHENEY, 1989), confermate dalle stime termometriche mediante geotermometro granato-biotite (MALUSÀ *et alii*, 2005a).

Nell'unità di Leverogne sono state riconosciute paragenesi riconducibili a due distinti eventi metamorfici (SCHIAVO, 1997; MALUSÀ *et alii*, 2005a). Il primo evento è testimoniato nelle metapeliti da associazioni a fengite, paragonite \pm cloritoide \pm epidoto \pm anfibolo sodico (in pseudomorfo) e, nelle metabasiti, da anfibolo sodico, granato, rutilo \pm epidoto. Queste associazioni suggeriscono condizioni di pressione non superiore ai 12 kbar, come confermato dall'assenza di clinopiroseno sodico. La presenza di clinozoisite nelle metabasiti implica temperature superiori a 400°C in condizioni di facies scisti blu ad epidoto (EVANS, 1990). Il secondo evento metamorfico, in facies scisti verdi, è caratterizzato da associazioni ad albite, mica chiara, clorite, titanite \pm

granato ± cloritoide ± anfibolo calcico ± epidoto nelle metapeliti, e da associazioni ad albite, anfibolo calcico, clorite, epidoto, titanite ± granato nelle metabasiti. La transizione tra facies scisti blu e facies scisti verdi è testimoniata dalla retrocessione dei minerali di alta pressione (orli di attinoto su glaucofane) e da composizioni via via più muscovitiche della mica chiara che indicano pressioni inferiori a 5 kbar (ERNST, 1979). L'assenza di staurolite nelle metapeliti contenenti Fe-cloritoide, la composizione dell'anfibolo e le stime mediante geotermometro granato-biotite nelle metapeliti indicano temperature inferiori a 500°C (MALUSÀ *et alii*, 2005a).

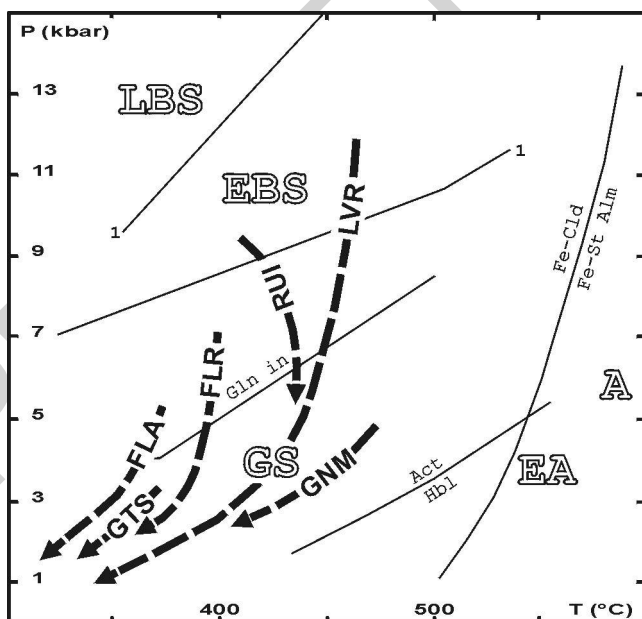


Fig. 15 - Percorsi P-T delle unità di basamento attribuite alla "falda del Gran San Bernardo" che affiorano nell'area del Foglio: unità del Grand Nomenon (GNM) e di Leverogne (LVR) da Malusà *et alii* (2005a); unità del Flassin (FLA), Fallere-Metailler (FLR), e della Gran Testa (GTS) da Gouffon (1993); unità del Ruitor (RUI) da Desmons (1992). A, facies anfibolitica; EA, facies epidoto-anfibolitica; EBS, facies degli scisti blu ad epidoto; GS, facies scisti verdi; LBS, facies degli scisti blu a lawsonite. 1, limiti della facies scisti blu ad epidoto secondo Evans (1990).

Anche l'unità del Ruitor presenta evidenze di un evento metamorfico generalizzato di alta pressione di età alpina, in facies scisti blu ad epidoto, seguito da una retrocessione in facies scisti verdi (DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997). Nelle metabasiti, l'orneblenda prealpina è sostituita da anfibolo sodico

e/o calcico, mentre il granato pre-alpino é sostituito da aggregati di epidoto, clorite ed albite. Nelle metapeliti si osserva la blastesi di granato, cloritoide e glaucofane in una matrice a quarzo, albite e fengite. Il glaucofane, durante la decompressione, viene sostituito da anfibolo calcico o da aggregati di clorite.

Le unità del Fallère-Metailler e del Flassin mostrano esclusive evidenze di un'impronta metamorfica alpina in facies scisti blu seguita da una pervasiva retrocessione in facies scisti verdi. Nell'unità del Fallère-Metailler le fasi di alta pressione, preservate sia nelle metabasiti che nelle metapeliti, sono rappresentate da anfibolo sodico e granato, mentre la retrocessione in facies scisti verdi é testimoniata nelle metabasiti da associazioni ad albite, attinoto, epidoto e clorite (GOUFFON, 1993). Nell'unità del Flassin le associazioni di alta pressione ad anfibolo sodico e granato sono osservabili principalmente nelle metabasiti (GOUFFON, 1993), mentre nelle metapeliti sono riconoscibili esclusivamente aggregati pseudomorfici di clorite e albite cresciuti a spese di anfibolo sodico. Nei metagranitoidi il metamorfismo alpino ha dato origine a paragenesi ad albite, quarzo, clorite, epidoto e granato.

Nell'unità della Gran Testa il metamorfismo in facies scisti verdi è stato pervasivo ed é caratterizzato da associazioni ad albite e clorite e da aggregati di cloritoide e sericite che sostituiscono la staurolite pre-alpina (GOUFFON, 1993).

Nell'unità del Mont Mary una pervasiva impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi ha obliterato sia le associazioni metamorfiche prealpine, sia eventuali associazioni di alta pressione alpine, suggerite dalla presenza di rari relitti di glaucofane nelle metabasiti (CANEPA *et alii*, 1990).

L'unità Houiller mostra associazioni mineralogiche ad albite, mica chiara e subordinati anfibolo calcico, biotite e clorite nei metagranitoidi e nelle rocce incassanti, indicative di condizioni metamorfiche di basso grado (BERTRAND *et alii*, 1998).

Per quanto concerne le unità ofiolitiche, le unità di Rovenaud e della Aouilletta sono caratterizzate da associazioni tipiche della facies scisti blu e mostrano le evidenze di una successiva retrocessione in facies scisti verdi.

L'unità della Grivola-Urtier é caratterizzata da un'impronta metamorfica alpina in facies scisti blu con eclogiti. I calcescisti mostrano localmente associazioni a granato e lawsonite. Chiare evidenze di associazioni eclogitiche sono state descritte nelle porzioni a sud della cima omonima, nei pressi del C. Lauson e nel Vallone di Acque Rosse (DAL PIAZ *et alii*, 2001), che ricadono all'esterno dell'area del Foglio.. Più a nord si osserva invece una pervasiva retrocessione in facies scisti blu e scisti verdi, testimoniata nelle metabasiti da associazioni ad anfibolo sodico-calcico, albite, clorite, epidoto e talvolta granato.

Nell'unità Sion-Courmayeur, i litotipi affioranti nell'area del Foglio non permettono di valutare le condizioni P-T del metamorfismo alpino. Evidenze di

metamorfismo in facies eclogitica (15–16 kbar, 500°C) sono state descritte più a sud nelle unità del Piccolo San Bernardo e del Versoyen (BOUSQUET *et alii*, 2002).

3. - ESUMAZIONE DELLE UNITA' METAMORFICHE

Le unità distinte nel Foglio hanno seguito, durante l'evoluzione tettono-metamorfica alpina, traiettorie indipendenti all'interno del prisma collisionale (POLINO *et alii*, 1990) e si sono accoppiate nell'Eocene in condizioni P-T tipiche della facies scisti verdi (MALUSÀ *et alii*, 2005a). Al termine dell'Eocene, il ciclo metamorfico alpino in questo settore di catena può considerarsi concluso. L'esumazione delle unità metamorfiche prosegue quindi in condizioni duttili-fragili e successivamente in condizioni francamente fragili.

Le fasi tardive di esumazione sono state vincolate cronologicamente mediante analisi di tracce di fissione su apatite e zircone. Questi sistemi geocronologici, alla luce della loro temperatura di chiusura (apatite ~ 100±20°C secondo Gleadow e Brown, 1999; zircone ~ 240±25°C secondo BRANDON *et alii*, 1998), forniscono infatti informazioni sull'età di esumazione delle unità metamorfiche ai livelli crostali più superficiali.

Le età di tracce di fissione più vecchie sono state ottenute nelle unità affioranti a SE del Fronte Interno Houiller (fig. 16). L'unità del Grand Nomenon è infatti caratterizzato da età di 31-25 Ma su zircone (CARPÉNA 1985; BERNET *et alii*, 2001), e di 26-22 Ma su apatite (MALUSÀ *et alii*, 2005b). Le unità del Fallère-Métailler e di Leverogne mostrano età su apatite rispettivamente di 27 Ma e di 32-29 Ma (MALUSÀ *et alii*, 2005b). L'unità del Ruitor è caratterizzato da età su apatite di 36-29 Ma, in alta Valgrisenche, e di 14-13 Ma lungo l'asse vallivo principale, dove si osservano età su zircone di 26 Ma (HURFORD *et alii*, 1991; MALUSÀ *et alii*, 2005b). Le unità ofiolitiche di Rovenaud e della Grivola-Urtier mostrano età su apatite rispettivamente di 24 e 25 Ma (BALESTRIERI *et alii*, 1999; MALUSÀ *et alii*, 2005b). Età su apatite marcatamente più giovani sono state invece ottenute nell'unità del Flassin (3 Ma, MALUSÀ *et alii*, 2005b), che costituisce una scaglia tettonica lungo il Fronte Interno Houiller, e nell'unità Houiller (3 Ma, SEWARD & MANCKTELOW, 1994). Per quanto concerne quest'ultima unità, campioni provenienti dal settore del Piccolo San Bernardo, ricadenti cioè ad ovest dell'area del Foglio, hanno fornito età su zircone di 23-20 Ma ed età su apatite di 10-8 Ma (Fugenschuh *et alii* 1999). Le età relativamente giovani riscontrate a NW del Fronte Interno Houiller sono analoghe a quelle ottenute nel Massiccio del Monte Bianco, dove le età su apatite sono comprese tra 2 e 6 Ma, mentre quelle su zircone sono comprese tra 121 e 17 Ma (SOOM, 1990; SEWARD & MANCKTELOW, 1994).

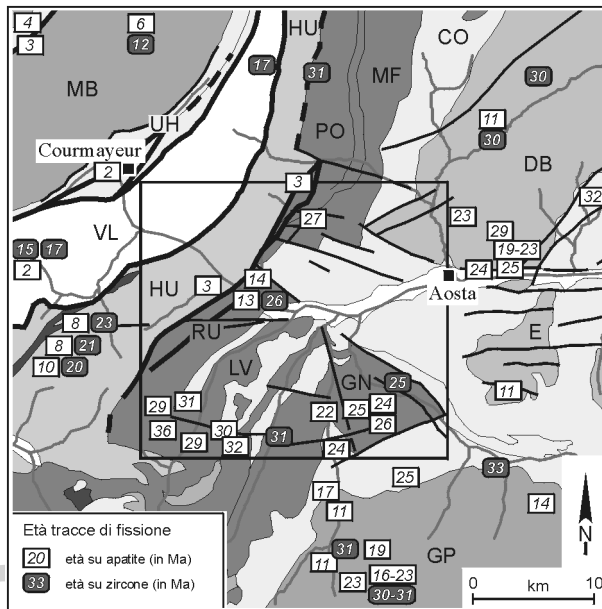


Fig. 16 - Età su apatite e su zirconio, ottenute mediante analisi di tracce di fissione, nell'area del Foglio (riquadro) e nelle aree adiacenti (modificato da MALUSÀ *et alii* 2005b). CO, unità del Combin; DB, sistema della Dent Blanche; E, unità dell'Emilius; GN, unità del Grand Nomenon; GP, unità del Gran Paradiso; HU, unità Houiller; LV, unità di Leverogne; MB, massiccio del Monte Bianco; MF, falda del Mont Fort; PO, falda di Pontis; RU, unità del Ruitor; UH, unità Ultraelvetiche; VL, unità Vallesane

Le età di tracce di fissione definiscono quindi un quadro complesso. Le unità a SE del Fronte Interno Houiller erano infatti già esumate a profondità compatibili con la temperatura di chiusura dell'apatite (3-4 chilometri) nell'Oligocene superiore. Nello stesso intervallo temporale, le unità a NW di questa struttura si trovavano invece a profondità compatibili con la temperatura di chiusura dello zirconio (7-8 chilometri) o anche superiori. Queste unità sono state esumate a livelli crostali compatibili con la temperatura di chiusura dell'apatite solo nel Pliocene (MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005b).

I dati di tracce di fissione mettono in evidenza come l'esumazione differenziale del prisma collisionale avvenga anche a livelli crostali superficiali, con l'accomodamento di rigetti pluri-chilometrici in corrispondenza dei principali sistemi di faglie fragili, tra cui il Fronte Interno Houiller.

PROGETTO
CARG

VIII - EVENTI ALLUVIONALI

Se le tracce di un evento idrogeologico tendono col tempo a perdere evidenza, la memoria storica viene in soccorso per ricostruire il fenomeno nella sua dimensione spazio/temporale. Questo genere di informazione può risultare di grande utilità per valutare la pericolosità geologica ed idraulica di un territorio.

La valle principale della Dora Baltea e le valli di questa tributarie sono ricchissime di testimonianze in tal senso. La cronologia che segue è stata desunta da fonti bibliografiche; non ha la pretesa di essere esaustiva ed omogenea ma solo di offrire un esempio di come sia difficile, in ambiente alpino, la convivenza tra la presenza umana e i processi naturali.

Lo studio di alcuni insediamenti di epoca preistorica (Saint Martin de Corléans presso Aosta) risalenti al neolitico (3.000-2.000 a.C.) ha permesso di ipotizzare l'esistenza di un'ansa della Dora Baltea che si sviluppava più a settentrione rispetto all'attuale corso del fiume. La probabile migrazione della Dora verso Sud sarebbe stata causata dall'influenza del conoide del torrente Clou Neuf, affluente di sinistra.

In epoca romana il conoide del torrente Buthier aveva già raggiunto le dimensioni attuali ma l'orientamento della cinta muraria e dell'assetto urbano di Augusta Praetoria, l'odierna Aosta, disposto con l'asse maggiore in direzione NE-SW, lascia pensare anche ad una funzione di difesa dalle piene del torrente che scorreva più a Est e probabilmente tendeva a divagare. Il Buthier all'epoca era superato da due ponti entrambi in pietra: il primo, oggi conservato nei pressi dell'Arco di Augusto, ed un secondo più a Nord, appena allo sbocco della forra valliva, di cui sono stati rinvenuti alcuni blocchi della fondazione. Sulla Dora

Baltea analoghe tracce del primo manufatto, un ponte in pietra a più arcate, sono state rinvenute tra Aosta e Gressan. In quel punto l'alveo doveva avere un'ampiezza ben maggiore dell'attuale, come testimoniato ancora dai documenti cartografici e fotografici fino agli anni '50. Il Pont Suaz, odierno collegamento tra le due sponde, subì nei secoli diverse vicissitudini legate soprattutto alle piene della Dora che lo asportarono più volte interrompendo così le comunicazioni tra la città e i comuni situati al di là del fiume.

Sembra comunque che la città di Aosta, almeno entro le mura romane, seppur minacciata da vicino non abbia mai subito le inondazioni della Dora e del Buthier e che pertanto l'innalzamento del piano campagna che si riscontra ai nostri giorni sia da ascrivere soprattutto a rimaneggiamenti e accumuli di materiali preesistenti piuttosto che derivare da processi naturali di deposizione in seguito a esondazione.

A partire dal VI-VII secolo d.C., nell'ambito di un generale deterioramento climatico e del venir meno da parte delle popolazioni insediate del controllo delle opere di presidio dei rischi naturali, vi sono testimonianze stratigrafiche di episodi di alluvionamento areale nella conca di Aosta. Le cronache parlano di eventi alluvionali disastrosi verso il secolo IX-X che giunsero ad interessare il settore orientale di Aosta "*etiam ad muros civitatis*". Sarebbe di quest'epoca la prima divagazione del Buthier che, durante un'esondazione straordinaria, si aprì un altro letto, lo stesso che occupa ancora oggi, e coprì di detriti un gran parte dei terreni che portano ancora oggi il nome di "tra i due Buthier". L'arco del ponte romano rimase completamente occluso (fig. 8.1) ed un nuovo ponte sul Buthier (quello attuale) è citato in un documento del 1193.

Un'altra antica inondazione di cui rimane testimonianza storica è dell'XI secolo. Si riporta che un lago situato sui monti di Gressan, gonfiato da piogge continue e abbondanti si sfondò, e le sue acque, nella loro discesa furiosa, distrussero molti villaggi della piana di Gressan, sospinsero la Dora verso la sua riva sinistra e formarono con i loro detriti il rilievo di Montfleury. Vennero distrutti molti villaggi della parrocchia di Saint Martin de Corléan sulla riva sinistra della Dora, compreso un grande borgo situato al posto della strada provinciale, di cui non resta più traccia. Sembra più probabile tuttavia che la collinetta di Montfleury sia stata isolata entro materiali alluvionali durante una fase di divagazione del letto della Dora.

Nuove alluvioni del Buthier vennero segnalate tra i secoli XIII e XV, all'inizio della primavera o in autunno. Nel 1390, uscendo dal suo letto, fece tremare i bastioni presso il borgo e minacciò di rovina completa la città.



Fig. 17 - Il ponte romano nella città di Aosta, completamente interrato e fuori dall'alveo attuale, testimonia le divagazioni del corso del torrente Buthier in epoca storica.

Nel 1510, 1515, 1518 e 1519 sempre il Buthier provocò disastrose alluvioni che rischiarono di allagare buona parte della città di Aosta. Negli stessi anni anche tutta la Valle d'Aosta fu devastata da inondazioni per le piogge abbondanti che fecero straripare la Dora.

Dal 1595 fino al 1598, ogni anno, si verificò lo straripamento del lago del Ruitor con devastazione dei territori di La Thuile, delle piane di Morgex, di Aosta, Quart, Montjovet, Verres, Donnas e Pont Saint Martin che furono sommerse ed i loro ponti quasi tutti divelti.

Un'inondazione minacciò nuovamente Aosta tra il 12 e il 20 settembre 1640, causata da una pioggia torrenziale durata otto giorni e dal contemporaneo cedimento del lago del Ruitor. I torrenti di Valgrisenche, Rhêmes, Cogne e Pollein (Comboé) si gonfiarono smisuratamente, trascinando tutto al loro passaggio. La massa d'acqua sommerse tutta la piana tra Villeneuve ed Aosta. Le acque distrussero 22 case, 19 mulini, 1 segheria e una fabbrica di polvere da cannone. La chiesa corse il rischio di essere abbattuta. Il Buthier uscì dal suo corso portando distruzione, rovesciando gli edifici, sradicando le colture. La

piana di Aosta fu invasa dalla Dora e dal Buthier e vi fu un fuggi-fuggi generale verso le alture circostanti.

Tra il 23 e il 26 ottobre 1759 una grande alluvione sconvolse la Valle con danni a Derby di La Salle, a Leverogne, a Pont Suaz dove venne abbattuto il ponte sulla Dora, ad Aosta presso il borgo di Sant' Orso e a Quart.

Una nuova alluvione coinvolse Aosta il 30 ottobre 1840 con danni anche a Verrés, Brissogne e Emarèse.

L'anno 1846 fu certamente uno dei peggiori dal punto di vista degli eventi alluvionali. Dal 15 al 16 maggio 1846 ad Aosta caddero 118 mm di pioggia e si verificò un'alluvione disastrosa in tutta la Valle. Secondo alcune fonti storiche ci furono più di 130 vittime.

Nei giorni 17-18 ottobre 1846 un'altra grande alluvione devastò tutta la Valle con vittime, interruzione della strada statale e della ferrovia. La Dora, gonfiata straordinariamente e carica di materiali alluvionali portati dai torrenti tributari della Valdigne e di quattro o cinque vallate laterali, arrivata all'altezza di Aosta inondò tutta la piana provocando danni alle colture e interruzioni alle vie di comunicazione. Anche il torrente Buthier, ingrossato oltre ogni limite, avrebbe causato gravissime distruzioni alla città se non fossero state realizzate delle barriere abbattendo dei grossi alberi e legandoli fra di loro con dei cavi. A Morgex solo il pronto intervento degli abitanti consentì di limitare i danni causati dalla Dora e dai corsi d'acqua che scendevano dal Mont Charvet. Fenomeni riconducibili a dei debris flow si verificarono a Dialley. Gravissimi danni furono segnalati anche in Valsavarenche (19 ponti abbattuti e strada distrutta), a Rhêmes e in val di Cogne (molte case distrutte, 16 ponti e 9 mulini abbattuti, la strada asportata)

Il 10 giugno 1851 il capoluogo di Sarre fu investito da una piena improvvisa del torrente Clusella, causata anche dallo scioglimento improvviso della coltre nevosa presente in quota, che trascinò "enormi massi di roccia formati da una antica caduta del monte detto Becca France" (1564).

Il 2 settembre 1860 si registrarono numerosi danni ai ponti della Val di Cogne a seguito di una piena del Grand Eyvia. « *...des pluies abondantes ont grossi les eaux de la Doire et entraîné, le 2 septembre, dimanche à 5 heures du matin, deux arches du Pont-Suaz, qui étaient en construction. Dans l'une on venait de mettre sa dernière pierre, le samedi, et l'autre n'était encore qu'en armature de bois.* »

Nell'autunno del 1866, epoca in cui sembra che la Dora si sia scavata un secondo letto, e nell'agosto del 1868 il ponte di Champagnole (Aymavilles) subì dei nuovi danni.

Nel marzo 1870, a causa di uno sbarramento causato dalle valanghe cadute nel vallone de Vertosan le acque formarono un enorme lago di sbarramento. Una volta sfondata la barriera le acque si precipitarono sul sottostante villaggio

di Vedun (Avisè), dove spazzarono via i due vecchi mulini, e poi sul povero villaggio dell'Equiliva che danneggiarono in parte, coprendo di grossi blocchi e fango le case, il bestiame e le persone. La Dora fu anch'essa invasa per molti giorni da una quantità enorme di legname, blocchi e ciottoli.

Durante il mese di agosto 1875, così come nel 1897 il torrente Colomba (Morgex) inondò le campagne circostanti con dei danni considerevoli.

Il caldo anomalo, anche in alta quota, dei primi tre giorni del luglio 1879 fece fondere una quantità enorme di neve e di ghiaccio, provocando un ingrossamento dei tributari della Dora.

Una relazione del 1907 segnala che il Buthier, con la sua impetuosità, raggiunse più di una volta i baluardi dell'antica città di Aosta e il suo alveo si spostò ai piedi dell'Arco d'Augusto.

Il 24 luglio 1914 la pioggia torrenziale caduta provocò danni enormi. Lo scioglimento rapido della neve causò l'ingrossamento del Buthier che ruppe gli argini e riversò le sue acque nel sobborgo del Ponte di Pietra. Intervenero i pompieri e i soldati per cercare di far rientrare in alveo le acque del torrente.

Nel giugno 1929 le acque del torrente Savara asportarono 4 ponti a partire dal villaggio di Eaux Rousses; ovunque la strada fu danneggiata e necessitò di riparazioni. Il torrente Savara e la Dora si ingrossarono considerevolmente. Molti pascoli furono invasi. La Dora di Rhêmes travolse tre ponti e tutto il canale di una segheria. Vicino a Montfleury (Aosta) la Dora fece dei grandi danni; i bei prati nei pressi della fattoria furono invasi dalla sabbia, numerosi alberi furono trascinati via dalla corrente.

Una forte piena verificatasi nei giorni 23 e 24 giugno 1951 a causa delle persistenti e violente piogge provocò il temuto disalveamento della Dora. Esondazioni vennero segnalate a Montfleury e a Pont Suaz (Aosta).

Dal 12 al 15 giugno 1957, complice un significativo rialzo termico che fece sciogliere l'abbondante coltre nevosa ancora presente in quota, una grande alluvione colpì le Alpi nord-occidentali, sia sul versante francese che su quello piemontese-valdostano. La val di Rhêmes, la Valsavarenche, la valle di Cogne e il solco vallivo principale della Dora registrarono gravissimi danni con interruzioni stradali, crollo di ponti, erosioni di sponda ed esondazioni.

Le cronache recenti registrano ancora fenomeni alluvionali nel settembre 1968 (Morgex e La Salle), agosto 1972 (Val di Cogne, Valsavarenche e torrente Colomba a Morgex), ottobre 1977 (con danni rilevanti in val di Cogne). Tra il 23 e il 24 settembre 1993 un'alluvione colpisce gravemente la Val di Cogne e la Valsavarenche, devastando i campeggi e asportando ponti e lunghi tratti della viabilità. Un fenomeno temporalesco di elevata intensità innesca, nella serata del 24 luglio 1996, una serie di colate detritiche torrentizie nell'alta valle di Rhêmes e nella Valgrisenche.

Ai giorni nostri, nella giornata del 15 ottobre 2000, dopo tre giorni di pioggia incessante, il torrente Buthier esonda entro la città di Aosta dopo che il ponte della ferrovia si è ostruito a causa del materiale trasportato dalla corrente. Vengono alluvionati i quartieri più orientali dove si registra anche una vittima. Durante lo stesso evento danni ingentissimi si rilevano in val di Cogne con fenomeni di trasporto in massa e frane di grandi dimensioni, distruzioni di abitazioni e di lunghi tratti di viabilità.

Il breve lasso di tempo nel quale si sono succeduti questi eventi naturali, la cui cronaca non è certamente esaustiva, fa comprendere che essi non devono essere visti come eccezionali, bensì come testimoni di un ambiente in rapida evoluzione con il quale l'uomo deve imparare a convivere. Si ha purtroppo l'impressione che all'aumento recente delle risorse economiche e tecnologiche faccia da contraltare una minore capacità di adattamento ambientale.

IX - RISORSE MINERARIE ED ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area del foglio non si conoscono mineralizzazioni importanti che siano state oggetto di coltivazioni di qualche interesse economico.

Piccoli giacimenti in diversi contesti geologici, utilizzati talvolta a livello locale, sono segnalati nel vallone di Vertosan ad Avise (blenda, calcopirite, galena), in Valsavarenche (gesso), a Saint Nicolas (ematite), a Pont d'Ael di Aymavilles (pirite), sul versante a monte di Gressan (magnetite, limonite, calcopirite e steatite) e ad Arvier (pirite).

In Valgrisenche, oltre alla magnetite nel vallone dell'Orfeuille, mineralizzazioni uranifere di piccola estensione e bassa concentrazione sono segnalate in due diverse località sul versante sinistro, rispettivamente a SW di Planaval e a sud della diga di Beauregard. Tali mineralizzazioni formano delle piccole lenti scure, intercalate in concordanza con i micascisti.

Appena a monte di Pompod, in comune di Aymavilles, si notano su una falesia rocciosa alta un centinaio di metri le tracce di recenti coltivazioni sotto forma di finestroni (fig. 18). Si tratta di una cava sotterranea entro i marmi dolomitici che venivano utilizzati come fondente nell'altoforno dell'industria siderurgica di Aosta. Altre cave a giorno dello stesso materiale erano situate nei pressi, sul versante sinistro della valle principale, da dove il minerale veniva trasportato in teleferica ed in ferrovia allo stabilimento; il loro utilizzo è cessato contestualmente a quello delle miniere di magnetite di Cogne nel 1979.



Fig. 18 - *Tracce delle coltivazioni entro una bancata di calcari dolomitici in comune di Aymavilles.*

I depositi alluvionali cementati (conglomerati) della Dora Baltea furono utilizzati dai romani per la costruzione della cinta muraria e dei principali monumenti di Augusta Praetoria. Tracce delle antiche coltivazioni sono state ritrovate in sponda destra, nei pressi di Gressan, mentre rimane più incerta la collocazione degli orizzonti di travertino che servì per il rivestimento delle mura.

L'attività estrattiva ai giorni nostri si è rivolta principalmente verso la coltivazione di calcescisti utilizzati come materiali di copertura (lose di Morgex). Il banco utile affiora lungo un allineamento esteso per circa 2 km a NE del vallone di Arpy. Il progressivo approfondimento degli scavi a cielo aperto e la creazione di grandi discariche hanno nel tempo generato problemi di stabilità dei fronti di scavo e di impatto ambientale, tali da condurre alla chiusura delle coltivazioni.

Cave di pietra ornamentale sono attive in val di Cogne (metagranodiorite nei pressi di Silvenoire, nota come "pietra di Cogne"), mentre ad Aosta ed Avise era un tempo estratta l'oficalce, a Sarre l'alabastro e a Villeneuve il marmo bardiglio.

La costruzione nell'ultimo decennio del secolo di grandi opere di viabilità e di sistemazione idraulica, quali il raccordo autostradale Aosta-Courmayeur e la regimazione di lunghi tratti della Dora, ha comportato l'utilizzo di imponenti quantità di ghiaie e inerti e di pietrame in blocchi, per reperire i quali sono state aperte numerose cave sul fondovalle e sui versanti. Si è dovuto inoltre affrontare la problematica dello stoccaggio in discarica del materiale di risulta dallo scavo delle numerose gallerie autostradali.

Il fondovalle della Dora Baltea ospita anche, all'interno dei depositi alluvionali, importanti risorse idriche sfruttate ai fini idropotabili. In particolare la città di Aosta sfrutta per l'alimentazione dell'acquedotto cittadino e dell'industria siderurgica una serie di pozzi che si spingono a profondità comprese tra i 40 e i 90 metri dal piano campagna. La falda è di tipo non confinato, con importanti escursioni stagionali, ed è alimentata principalmente dalle infiltrazioni del fiume Dora Baltea e dei suoi principali affluenti.

PROGETTO
CARG

X - GEOLOGIA APPLICATA

L'elevata energia del rilievo che caratterizza il Foglio e la presenza di sistemi di discontinuità importanti all'interno degli ammassi rocciosi (cfr. VI) fa sì che le valli, soprattutto la Valgrisenche, la Val di Rhêmes, la Valsavarenche e la Val di Cogne, siano soggette al pericolo di caduta massi. In inverno, a questo pericolo si aggiunge quello di valanga. Per cercare di mitigare il rischio sugli utenti della viabilità sono stati recentemente condotti una serie di studi a carattere geologico-strutturale di dettaglio sulle instabilità riconosciute sui fronti rocciosi e di propagazione probabilistica delle masse franate, con il fine di orientare la progettazione e la realizzazione di interventi di messa in sicurezza, essenzialmente di natura passiva. Oltre alle gallerie paramassi artificiali, quando i volumi in gioco o l'energia dei blocchi in caduta erano estremamente elevati, sono state realizzate negli ultimi anni varianti della viabilità con alcuni tratti di galleria e grandi valli di protezione alla base del pendio (Pondel e Pont de Laval in val di Cogne).

I lavori di costruzione del nuovo tratto autostradale Aosta-Courmayeur, che hanno comportato la costruzione di numerose gallerie, grazie alle indagini geognostiche preliminari non hanno incontrato eccessive problematiche di natura geologica se si esclude l'interferenza dell'uso di esplosivi in sotterraneo con la vicinanza di centri abitati o di situazioni di instabilità pregresse delle pareti rocciose e lo stoccaggio in discarica dello smarino.

Si ha inoltre notizia dell'improvvisa sparizione delle acque del soprastante lago Leissé durante lo scavo nel 1928 della galleria, lunga oltre sette chilometri, per il trasporto del minerale dalle miniere di Cogne ad Acque Fredde, a monte di Gressan.

L'opera che sicuramente ha risentito delle maggiori interferenze con l'assetto geologico locale è senz'altro la diga di Beauregard in alta Valgrisenche. Lo sbarramento ad arco-gravità alto 132 metri, la cui costruzione risale agli anni 1953-57, manifestò già durante i lavori di scavo della fondazione della spalla sinistra delle problematiche geologiche, legate all'individuazione di un corpo ghiaioso-sabbioso (la "sacca") che si addentrava normalmente all'asta valliva interrompendo la continuità in senso verticale della formazione rocciosa (micascisti quarzosi e paragneiss). Nonostante i 43.000 fori realizzati per le iniezioni di impermeabilizzazione e i quasi 170.000 quintali di miscela iniettata fino a 90 metri di profondità, durante gli invasi sperimentali prima del collaudo (1958-64) si registrarono velocità di spostamento della spalla sinistra della diga, sia verso valle che verso l'alto, assai elevate. Negli atti della Commissione di Collaudo del 1969 si faceva obbligo al concessionario di fissare il livello di ritenuta normale del serbatoio a quota 1710 mt. s.m., quota sotto cui la diga funziona per peso proprio e che limita il volume di invaso al di sotto dei 7 milioni di m³, in modo da non compromettere la stabilità della diga stessa.

I numerosissimi studi ed indagini condotti successivamente hanno portato a riconoscere l'esistenza di una deformazione gravitativa profonda di versante, caratterizzata da:

- scoscendimento di masse cospicue di roccia, più o meno indipendenti tra di loro, adagiate su di una importante coltre alluvio-glaciale di fondovalle, che interessa tutta l'area del versante sinistro su una base di circa 2 km e con un vertice di nicchia a quota 2.600 mt. circa;
- massa rocciosa suddivisa in blocchi indipendenti di volume variabile, con movimenti differenziati tra i blocchi stessi;
- esistenza di un lentissimo movimento dell'ammasso roccioso.

La rete di monitoraggio attualmente operante sul versante, costituita da una rete geodetica con 19 punti di misura, recentemente automatizzata per permettere un controllo plurigiornaliero anche mediante tecniche GPS, 21 piezometri oltre che da 16 misure dilatometriche con fili invar sull'apertura di alcuni solchi beanti, ha evidenziato velocità di spostamento del versante sinistro sostanzialmente costanti e mediamente prossime a 1 cm/anno. Durante tutto l'esercizio della diga, al coronamento in prossimità della sponda sinistra si sono accumulati spostamenti irreversibili totali di circa 11 cm.

BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ A. (1962) - *Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques espaces au Sud d'Aoste*. Arch. Sc. Ph. Nat. Genève, **15**: 1-104, carta geol. 1:25.000.
- ANTOINE P. (1972) - *Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Breches de Tarentaise)*. Geol. Alp., **48** (1), 5-40.
- APTED M.J. & LIU J.G. (1983) - *Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system*. - American Journal of Science, **283-A**, 328-354.
- ARGAND E. (1911) - *Les Nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leur prolongement structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse N.S. 31-26.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'Arc des Alpes occidentales*. Ecl. Geol. Helv. **14**, 145-191.
- ARMANDO E. (1971) - *Sondaggi elettrici nella piana di Aosta*. Geofisica e meteorologia, **20**: 155-157.
- ARMANDO E. & DAL PIAZ G.V. (1970) - *Studio geologico e geofisico della coltre quaternaria nei dintorni d'Aosta (osservazioni preliminari)*. Quad. Ist. Ric. Acque, **12** pp., 4 figg..
- AROBBA D., CALDERONI G., CARAMIELLO R., CARRARO F., GIARDINO M. & QUAGLIOLIO P. (1997) - *Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphiteatre (NW-Italy)*. Geol. Insubr. **2/2**: 143-148.
- BALESTRIERI M. L., BIGAZZI G., BISTACCHI A., MARTIN S., MASSIRONI M., POLINO R. & ZATTIN M. (1999) - *Investigation on brittle tectonics in a collisional nappe-stack (NW Alps) using the fission track analysis*. In: Fission track analysis: theory and applications. S. Martin & R. Polino (eds.) - Mem. Sci. Geol. Padova, **51/2**, 438-440
- BARETTI M. (1877) - *Studi geologici nel gruppo del Gran Paradiso*. Atti Acc. Naz. Lincei, **3**, vol. 1, 122 pp., 7 tavv. (carta geol. e profili).
- BARETTI M. (1879) - *Studi geologici sulle Alpi Graie Settentrionali*. Memorie R. Accademia dei Lincei, III, III, 8 tavv., Tipi del Salvucci, Roma. 101 pp.
- BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*. 2 voll., 732 pp., 7 carte, 27 profili, 8 tavv., Casanova, Torino.
- BAUDIN T. (1987) - *Etude géologique du Massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle Briançonnais*. Thèse Univ. Grenoble, 259 pp.
- BERNET M., ZATTIN M., GARVER J. I., BRANDON M. T. & VANCE J. A. (2001) - *Steady-state exhumation of the European Alps*. Geology, **29**, 35-38

- BERTRAND J. M., AILLERES L., GASQUET D. & MACAUDIERE J. (1996) - *The Pennine Front zone in Savoie (Western Alps), a review and new interpretation from the Zone Houillère Briançonnaise*. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**, 297-320
- BERTRAND J. M., GUILLOT F., LETERRIER J., PERRUCHOT M. P., AILLERES L. & MACAUDIERE J. (1998) - *Granitoides de la zone houillère briançonnaise (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb*. *Geodinamica Acta*, **11**, 33-49
- BERTRAND J.M., PIDGEON R.T., LETERRIER J., GUILLOT F., GASQUET D. & GATTIGLIO M. (2000a) - *SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoie and Piemont)*. - *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **80**, 225-248.
- BERTRAND J.M., GUILLOT F. & LETERRIER J. (2000b) - *Age Paléozoïque inférieure (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie)*. - *Comptes rendus de l'Académie des sciences, ser. D*, **330**, 473-478.
- BIANCOTTI A. & PEYRONEL G. (1979-80) - *Il modellamento glaciale e fluviale della Valle di Cogne (Valle d'Aosta)*. *Rev. Valdôtaine Hist. Nat.* **33-34**, 59-69.
- BOUSQUET R., GOFFE B., VIDAL O., OBERHÄNSLI R. & PATRIAT M. (2002) - *The tectono-metamorphic history of the valaisan domain from the western to the central Alps: new constraints on the evolution of the Alps*. *GSA Bulletin*, **114**, 207-225.
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P. C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. & MERCIER D. (1975) - *Carbonates de plateforme et séries pélagiques condensées dans le mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises)*. IX^{me} Congrès International de Sedimentologie, Nice 1975 - Excursion 5
- BRUNO L. (1897) - *Studi intorno al fenomeno glaciale nella vallata della Dora Baltea*. *Riv. Geogr. It.*, **4**: 253-260.
- BUCHER S., BOUSQUET R., FÜGENSCHUH B. & SCHMID S. (2002) - *L'éventail Briançonnais: un pli à grande échelle ?*. 19^e Réunion des sciences de la terre 2002. Soc. Géol. Fr. édit., Paris., 96
- BUCHER S., SCHMID S., BOUSQUET R., & FÜGENSCHUH B. (2003) - *Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting?* *Terra Nova*, **15**, 109-117.
- BRANDON M. T., RODEN-TICE M. K. & GARVER J. I. (1998) - *Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State*. *GSA Bulletin*, **110**, 985-1009
- BRUGIAPAGLIA E. (1996) - *Dynamique de la végétation tardiglaciaire et holocène dans les Alpes italiennes nord-occidentales*. Thèse en Sciences Université Aix-Marseille III: 148 pp.
- BUTLER R.W.H. & FREEMAN S. (1996) - *Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps*. - *Journal of Structural Geology*, **18**, 909-923.
- CABY R. (1968) - *Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales; subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie)*. *Geol. Alp.*, **44**, 95-111.
- CABY R. (1981) - *Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies): Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique*. *Geol. Alp.*, **57**, 5-13.
- CABY R. (1996) - *Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the western Alps*. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**, 229-267
- CABY R. & KIENAST R. (1989) - *Meso-Alpine high-pressure assemblages and excavation of the Ruitor Briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps)*. *Terra Abstracts*, **1**, 266
- CANEPA M., CASTELLETTI M., CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1990) - *The austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps)*. *Mem. Sci. Geol., Padova*, **42**, 1-17.

- CANIGGIA M., LIMONET M. & POGGIANTI L. (1999) - *Thora. Storia di un antico villaggio scomparso*. Tipografia Testolin, 125 pp.
- CARPENA J. (1985) - *Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude: alpine thermal history of the Gran Paradiso basement*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **90**, 74-82
- CARRARA C. (1991) - *Travertine deposits of the middle Liri Valley (Central Italy): geomorphological, sedimentological and geochemical study; paleoenvironmental and paleoclimatic implications*. Il Quaternario, **4**(1a), pp. 55-84.
- CARRARO F. & FERRARINO G. (1982) - *Tentativi di realizzazione di un nuovo tipo di carte morfologiche: le Carte Morfostratigrafiche*. Boll. Ass. It. Cartografia, vol. 54-55: 209-218, 1 f., Napoli.
- CARRARO F. & PEROTTO A. (1991) - *Integrazione del rilevamento geologico-strutturale in scala 1:100.000 relativo ad alcune aree di preminente importanza nella Regione Valle d'Aosta: depositi quaternari*. Rapporto inedito, GEODE s.r.l., Milano, 93 pp.
- CARRARO F., LANZA R., PEROTTO A. & ZANELLA E. (1991) - *L'evoluzione morfologica del Biellese occidentale durante il Pliocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Boll. Museo Reg. Sc. Nat. Torino, **9**(1): 99-117.
- CASALE A. & DI MAIO M. (1983) - *Speologia in Valle d'Aosta*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat. 36-37: 201-210.
- CERUTTI A., BORNEY P. & CERIANO I. (1993) - *Saint-Pierre*. Musumeci, Quart.
- CIGOLINI C. (1995) - *Geology of the Internal Zone of the Grand Saint Bernard Nappe: a metamorphic Late Paleozoic volcano-sedimentary sequence in South-Western Aosta Valley (Western Alps)*. Bollettino Museo Regionale di Scienze Naturali, **13-2**, 293-327.
- CRAVERO M., IABICHINO G., PIANA F. & TALLONE S. (1996) - *Characterization of rock mass structure for tunneling from outcrop survey and comparison with excavation evidence*, in Eurock '96, edited by G. Barla, Balkema, Rotterdam, 293-301
- DAL PIAZ G.V. (1965) - *Antichi alvei glaciali abbandonati nell'alta Valle d'Aosta*. Boll. Comit. Glac. It., 15, seconda serie, parte prima, 10 pp., 6 figg.
- DAL PIAZ G.V. (ed.) (1992) - *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Guide Geologiche Regionali, **3** (1): pp. 311, **3** (2): pp. 209, Società Geologica Italiana, BE.MA, Milano
- DAL PIAZ G.V., CORTIANA G., DEL MORO A., MARTIN S., PENNACCHIONI G. & TARTAROTTI P. (2001) - *Tertiary age paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps*. - Int. Journ. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **90**, 668-684.
- DE BENEDETTI A. & TURI B. (1975) - *Carniole della Valle d'Aosta: Studio isotopico ed ipotesi genetica*. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1.883-1.894.
- DELA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) - *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 195-206.
- DEBELMAS J., CABY R., avec la collaboration de ANTOINE P., ELTER G., ELTER P., GOVI M., FABRE J., BAUDIN T., MARION R., JAILLARD E., MERCIER D., GUILLOT F. (1991) - *Carte Géol. France (1/50.000), Feuille Sainte-Foy-Tarentaise (728)* - Orléans: BRGM. Notice explicative par Debelmas J., Caby R., Desmons J. et coll. (1991), 43 p.
- DEBELMAS J., CABY R., DESMONS J. avec la collaboration de DABROVSKI H., FABRE J., MERCIER D., PACHOUD A. (1991) - *Notice explicative, Carte Géol. France (1/50.000), Feuille Sainte-Foy-Tarentaise (728)* - Orléans: BRGM, 43 p. Carte géologique par Debelmas J., Caby R., et coll. (1991).
- DESMONS J. (1992) - *The Briançon basement (Pennine Western Alps): Mineral composition and polymetamorphic evolution*. - Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **72**, 37-55.

- DESMONS J. & MERCIER D. (1993) - *Passing through the Briançon zone*. In: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, J. F. von Raumer & F. Neubauer (eds.), Springer-Verlag, 279-295
- DESMONS J. & PLOQUIN A. (1989) - *Chimisme du Briançonnais - Grand Saint-Bernard Anté-Mesozoïque (Alpes occidentales): une vue synoptique*. Géologie Alpine, **65**, 1-31
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H. (1952) - *Contributo alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, **17**, 5-52.
- DESIO A. (1973) - *Geologia applicata all'Ingegneria*. Hoepli, Milano, 1204 pp.
- DUC J.A. (1911) - *Histoire de l'Eglise d'Aoste. Vol VI*. Chatel-St-Denis - Imprimerie moderne.
- ELLENBERGER F. (1958) - *"Etude géologique du Pays de Vanoise."* Mém. Carte géol. France, 624 pp.
- ELTER G. (1960) - *La zona penninica dell'alta valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, **22**, 1-113
- ELTER, G. (1971) - *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies)*. Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géologie Alpine, **47**, 147-169
- ELTER, G. (1972) - *Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés*. Memorie Istituto di Geologia e Mineralogia Università di Padova, **22**, 1-20
- ELTER, G. (1987) - *Carte géologique de la Vallée d'Aoste, échelle 1:100.000*. C.N.R. Centro Studi sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali, S.E.L.C.A. Florence (Italie)
- ELTER G., & ELTER P. (1965). *Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano); note illustrative*. Mem. Ist. Geol. e Miner., Univ. Padova, **25**, 53 pp.
- ESCHER A. (1988) - *Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel*. Rapp. géol. Serv. hydrog. géol. nat. Suisse, **7**, 28.
- ERNST W. G. (1979) - *Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole*. Mineralogical Magazine, **43**, 269-278
- ETERADOSSI O. (1983) - *Les roches vertes orthodérivées du Massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): pétrographie et géochimie*. Mém. Univ. Grenoble, 75 pp.
- EVANS B. W. (1990) - *Phase relations of epidote-blueschists*. Lithos, **25**, 3-23
- FABRE J. (1961) - *Etude géologique du Carbonifère Briançonnais (Hautes-Alps)*. Mém. B.R.G.M., Fr., **2**, 1-315
- FENOIL F. (1883) - *Çà et là, souvenirs valdôtains*. Imprimerie Edouard Duc, Aoste. 252 pp.
- FLINT R.F.(1957) - *Glacial and Pleistocene geology*. New York, Wiley and Sons, 553 pp.
- FLINT R.F., SANDERS J.E. & RODGERS J. (1960) - *Diamictite: A substitute term for symmictite*. Geol. Soc. Amer. Bull., **71**, 1809-1810.
- FORNO M.G., GIANOTTI F. & PAGANONE M. (2004) - *La grande frana storica della Becca France (Valle d'Aosta, Italia): un esempio significativo di accumulo di frana a cordoni paralleli*. In: "La Geologia del Quaternario in Italia: temi emergenti e zone d'ombra", Convegno AIQUA e CNR, Roma, 16-18 febbraio 2004, 114-115.
- FRANCHI S. (1904) - *Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R.Comitato Geol., **35**, 125-179.
- FRANCHI S. (1911) - *L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Reticone nell'alta Valle di Susa*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **48**, 171-187.
- FUGENSCHUH B., LOPRIENO A., CERIANI S. & SCHMID S.M. (1999) - *Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alps): paleogeographical and tectonic consequences*. Geol. Rund., **88**, 201-218.
- FREEMAN S.R., BUTLER R.W., CLIFF R.A., INGER S. & BARNICOAT A.C. (1998) - *Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: an example from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps*. Geological Magazine, **135**, 349-367
- FREEMAN S. R., INGER S., BUTLER R. W. H. & CLIFF R. A. (1997) - *Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps*. Tectonics, **16**, 57-76

- GERLACH H. (1869) - *Karte der Penninischen Alpen, 1:200.000*. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. gesamten Naturwiss., **23**.
- GLEADOW A.J.W. & BROWN R.W. (1999) - *Fission track thermochronology and long-term denudational response to tectonics*. In: *Geomorphology and Global Tectonics*, M.A. Summerfield (ed.), John Wiley and Sons Ltd., 57-75
- GOLDTHWAIT R.P. & MATSCH C.L. (1989) - *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema, Rotterdam.
- GOUFFON Y. (1993) - *Géologie de la nappe du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste - Italie)*. Mémoires de Géologie (Lausanne), **12**, 1-147
- GOVI M. (1966) - *Contributo alla conoscenza della zona mesozoica di Aise (alta val d'Aosta)*. Soc. Geol. Ital., Boll., **85**, Part 3-4, 705-719.
- GOVI M. (1967) - *Elementi clastici di "rocce eclogitiche" nella zona mesozoica di Aise-Valgrisanche (Alta valle d'Aosta)*. Soc. Geol. Ital., Boll., **86**, 171-178.
- HENRY A. (1917) - *Becca France*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat., **13**: 49-64.
- HERMANN F. (1927) - *Sulla tettonica valdostana, con stereogramma tettonico delle Alpi valdostane centrali 1:37.500*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**, 1-18.
- HERMANN F. (1937) *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:200.000, con note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750.000*. Tipografia Allegretti di Campi, Milano, 24 pp.
- HERMANN F. (1929) - *I rock glaciers della Valsavaranche*. Natura, **16**, 139-142.
- MALUSÀ M.G. (2004) - *Post-metamorphic evolution of the Western Alps: kinematic constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis)*. - PhD thesis, Univ. Torino - CNR-IGG, 1-320.
- MALUSÀ M., POLINO R. & MARTIN S. (2005a) - *Alpine tectono-metamorphic evolution of the Gran San Bernardo nappe (Western Alps): constraints from the Gran Nomenon unit of the Zona Interna*. Bull. Soc. Géol. France **176**, 417-431.
- MALUSÀ M., POLINO R., ZATTIN M., BIGAZZI G., MARTIN S. & PIANA F. (2005b) - *Miocene to present differential exhumation in the western Alps: insights from fission track thermochronology*. Tectonics, **24**, 1-23.
- MALUSÀ M., POLINO R. & ZATTIN M. (2009) *Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene*. Tectonics, **28** (TC3005), 1-26.
- MANGERUD J., ANDERSON S.T., BERGLUND B.E. & DONNER J. (1974) - *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*. Boreas, **3**, 109-128.
- MARTINS C. & CASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Po, aux environs de Turin, comparés a ceux de la plaine suisse*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, **7** (1849-50), 554-605, 2 ff., t. 10.
- MARTIN S., POLINO R. & ZATTIN M. (1999) - *Western Alps: from the orogenic wedge to the surface*. In: *Exhumation of the Alpine nappe stack - Excursion Guide of the workshop Fission track analysis: theory and applications*. Chatillon, Aosta Valley, Italy, 11-14 July 1999. Memorie di Scienze Geologiche Università di Padova, **51/2**, 483-488
- MICHARD A. (1967) - *Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes*. Editions du CNRS, Parigi, 447 pp.
- 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., vol. 106: 303-314.
- NICOLAS A., POLINO R., HIRN A., NICOLICH R. (1990) - *ECORS-CROP traverse and deep structure of the Western Alps. A synthesis*. In: *Deep structure of the Alps (Roure, Heitzmann & Polino Eds.)* Mem. Soc. Géol. France **1**, 345-367.
- NICOU G., DE LOS COBOS G., FUDRAL S., DRAY M., POLLICINI F., NOVEL J.P., PARRIAUX A., ZUPPI G.M., BONETTO F., PAILLET A., OLIVE P., PUIG J.M. (1999) - *Les étapes du comblement*

- alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe.* Eclogae geol. Helv., 92: 139-147.
- NOVARESE V. (1911) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte I: il morenico nelle Valli del Canavese.* Boll. R. Comit. Geol. It., **42**, 4, 251-280.
- NOVARESE V. (1913-14) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte II: il ghiacciaio wurmiano della Valle d'Aosta.* Boll. R. Comit. Geol. It., **44**, 3, 203-244, 1 carta 1:250.000.
- NOVARESE V. (1914) - *Ghiacciai quaternari delle Alpi occidentali.* La Geografia, **2**: 282-294.
- NOVARESE V. (1915) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte III: gli stadi postwurmiani.* Boll. R. Comit. Geol. It., **45** (3-4): 137-194, 3 tavv. (1 carta).
- OBERHÄNSLI R., BOUSQUET R., ENGI M. et alii., Eds (2004) - *Metamorphic structure of the Alps and explanatory notes.* Mitt. Oesterr. Min. Ges., **149**, 1-226.
- OROMBELLI G. (1998) - *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi.* In: Ghelardoni P., *Studi in onore di Mario Pinna. I - Il clima e la storia del clima.* Memorie della Società Geografica Italiana, **55**, 153-165
- PENCK A. & BRUCKNER E. (1909) - *Die Alpen Im Eiszeitalter.* Chr. Herm. Tauchnitz, **3**: 717-1119, 44 figg., 12 tavv., 7 carte, Leipzig.
- PEOLA P. (1902) - *Empreintes des végétaux dans les travertins des environ d'Aoste.* Bull. Soc. Flore Valdôtaine, **1**, 13 pp.
- POLINO R., MONTICELLI F. & VACCARO D. (1983) - *L'unità piemontese Chaberton-Grand Hoche (Val Susa - Alpi occidentali): evoluzione litostratigrafia, assetto strutturale e rapporti con i complessi circostanti.* Mem. Soc. Geol. It., **26**, 489-498.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps.* In: Deep structure of the Alps (Roure, Heitzmann & Polino Eds.) Mem. Soc. Géol. France, **1**, 345-367.
- POLINO R., DELA PIERRE F., F., FIORASO G., GATTIGLIO M., & GIARDINO, M. (2002a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio 132-152-153 Bardonecchia.* Servizio Geologico d'Italia - Organo Cartografico dello Stato
- POLINO R., DELA PIERRE F., BORGHI A., CARRARO F., FIORASO G. & GIARDINO M. - con contributi di BELLARDONE G., CONTI A., GATTIGLIO M., MALUSÀ M. & MOSCA M. (2002b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio 132-152-153 Bardonecchia.* Servizio Geologico d'Italia - Organo Cartografico dello Stato
- POLINO R., MARTIN S., MALUSÀ M., MOSCA P., BONETTO F., BAGGIO P., BASTER I., BERTOLO D., CARRARO F., FONTAN D., GHANOTTI F., MONOPOLI B., PERELLO P., SCHIAVO A., VENTURINI G. & VUILLERMOZ R. (2002c) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000: F. 90 - Aosta.* In: Cinematiche collisionali: tra esumazione e sedimentazione - Riassunti dell'81ª Riunione estiva della Società Geologica Italiana. Torino, 10-12 settembre 2002, 278-279.
- RODOLICO F. (1953) - *Le pietre delle città d'Italia.* Ed. Le Monnier, Firenze.
- ROURE F., BERGERAT F., DAMOTTE B., MUGNIER J.L., POLINO R. (1996) - *The ECORS-CROP Alpine seismic traverse.* Mem. Soc. Géol. France, **170**, 1-113.
- SACCO F. (1919) - *Les plus grands blocs erratiques de la Vallée d'Aoste.* Augusta Praetoria, **2**: 115-118.
- SACCO F. (1921) - *Il glacialismo nelle alti valli Grisanche, Rhêmes e Savaranche (Valle d'Aosta.* L'Universo, anno II, 11-12, 1-43.
- SACCO F. (1925) - *Cascate Valdostane.* Società Ed. Valdostana, 2 pp., Aosta.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo nella Valle d'Aosta.* Min. LL. PP., Serv. Idr., Ufigg. Idrogr. Po, Checchini, 66 pp., Torino.
- SACCO F. (1935) - *Forme geografiche valdostane e loro cause.* Flore Valdotaie, **22**, 7 pp., Aosta.
- SALVADOR A., ed.(1994) - *International stratigraphic guide.* I.U.G.S. & Geological Society of America, 214 pp.

- SAUSSURE H.B. de (1779) - *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Vol. 1. L. Fauche-Borel, 452 pp., Neuchatel.
- SCHIAVO A. (1997) - *Evoluzione tettonica e metamorfica del massiccio del Ruitor*. - PhD Thesis, Univ. Padova, 1-123.
- SEWARD D. & MANCKTELOW, N. S. (1994) - *Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating*. *Geology*, **22**, 803-806
- SIBRAVA V., BOWEN D.Q. & RICHMOND G.M (1986) - *Quaternary glaciations in Northern emisphere*. Report IGCP n°24, Quaternary Science Reviews, 5, 510 pp.
- SCHNEIDER R.E. (1978) - *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. *Bot. Jahrb. Syst.*, **100**, 1: 26-109.
- SOOM M. (1990) - *Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhone-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatite/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit (Westliche Zentralalpen)*. PhD Thesis, University of Bern, 1-117
- SORRISO VALVO M. (1985) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **50**: 179-185.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G.B., DI PAOLA S. & MAGISTRONI C. (1998) - *Strumenti per individuare unità tettono-metamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino*. *Mem. Sci. Geol.*, **50**, 155-164.
- SPEAR F.S. (1993) - *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, 1-799
- SPEAR F.S. & CHENEY T.J. (1989) - *A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 149-164
- SPEAR F.S., KOHN M.J., FLORENCE F. & MENARD T. (1990) - *A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermobarometry and P-T path determinations*. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 683-696.
- SQUINABOL S. (1888) - *Il travertino fra Aosta ed il Piccolo San Bernardo*. Ciminago, Genova, 7 pp.
- STELLA A. (1905) - *Relazioni di rilevamento*. *Bollettino R. Comitato Geologico Italiano*, **36**, 35-38
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK W.J., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MC. CORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 - 0 cal. BP*. *Radiocarbon*, **40** (3): 1041-1083.
- TER STEPHANIAN G. (1977) - *Deep-reaching gravitational deformation of mountain slope*. *Gen. Rep. Sec. 2, IAEG Symp. of Prague, 1977, IAEG Bull.* **16**: 87-94.
- THELIN P. (1992) - *Les métapelites du Mont Mort: une fenêtre métamorphique (zone du Ruitor, Valais)*. *Bull. spécial Soc. vaud. Sci. nat.* 81 (fasc. unique).
- THÉLIN P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y. & CHESSEX R. (1993) - *The pre-Alpine basement of the briançonnais (Wallis, Switzerland)*. In: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, J. F. von Raumer & F. Neubauer (eds.), Springer-Verlag, 297-315
- VALBUSA U. (1927) - *Morene prewurmiane valicate in Valle d'Aosta*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. XI.VI, **2**: 209-211.
- VANUZZO C. (1994) - *Contributo alla conoscenza dei rock glaciers della Valle d'Aosta settentrionale e occidentale*. *Il Quaternario*, **7** (1/a): 57-64

PROGETTO
CARG

ABSTRACT

The “Foglio 90 Aosta” is located in the Aosta Valley, and includes most of the metamorphic units belonging to the axial northwestern Alps exposed west of Aosta. On the NW side of the geological sheet, these units consist of Cretaceous to Paleocene (?) continental margin cover sequences (Sion-Courmayeur unit), overthrust along the SE-dipping Briançonnais Fault by Upper Paleozoic metasandstones and metaconglomerates (Houiller unit). The greenschist-facies Houiller metasediments are juxtaposed along the Internal Houiller Fault to a complex stack of blueschist to greenschist-facies basement units piled up in the Eocene, classically ascribed to the Gran San Bernardo nappe and chiefly consisting of micaschists and paragneisses intruded by granitoid rocks. The Ruitor, Leverogne and Grand Nomenon units, exposed on the southern side of the Aosta Valley, are bound by NW-dipping tectonic mélanges and lie onto blueschist facies ophiolites (Rovenaud unit) representing the footwall of the Entrelor shear zone. On the northern side of the Aosta Valley, the Flassin, Gran Testa and Fallere-Métailler units are juxtaposed, either along low-angle shear zones or high-angle brittle faults, to blueschist-facies ophiolites and polymetamorphic basement rocks (Aouilletta and Mont Mary units). Eclogite-facies ophiolites belonging to the Grivola-Urtier unit are exposed on the SE side of the study area.

The synmetamorphic tectonic setting of the geological sheet, characterized by a double-vergence foliation-pattern classically referred to as “Briançonnais fan”, is disrupted by a complex network of post-metamorphic faults. These structures exert a prominent control both on the exhumation history and on the

geomorphological evolution of the study area. Differential exhumation of fault blocks, with throws up to a few kilometers, is documented by fission track data. Deep-seated gravitational slope deformations, developed as a surface response of the nappe stack exhumation, are clustered along or at the intersection between major faults.

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY UNITS

Ubiquitous units under deposition

Talus and landslide deposits; debris-flow and polygenic deposits, travertines, and debris with travertine cement; peat bog deposits (**UID**). Colluvial deposits derived from degraded bedrock and gravitational accumulates (**UID_{b2}**). *UPPER PLEISTOCENE - PRESENT*

Fully-developed ubiquitous units

S. Pierre Unit

S. Pierre mass movement: landslide deposits with chiefly calcschist clasts and scanty sands; dissected-terrace debris-flow deposits; lacustrine sands (**USP**). *LOWER HOLOCENE*

Polygenic deposits; peat bog deposits (**UIN**). *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

MIAGE SYNTHÈME

Les Iles Subsynthème

Fluvial deposits, related to present-day activity of river channels or preserved in lowermost fluvial terraces; lodgement till deposited by present-day glaciers (**MGE₂**). *HOLOCENE- PRESENT (Postglacial p.p.)*

Château Blanc Subsynthème

Ablation till and lodgement till, related to the Little Ice Age or older Holocene-age glacial episodes, in moraines at the head of tributary valleys; alluvial terrace deposits (**MGE₁**). *HOLOCENE (Postglacial p.p.)*

IVREA SYNTHEM

Pileo Subsynthem

Undifferentiated till, ablation till and lodgement till; landslide deposits redistributed by ice flow, loose ‘skeletal’ till, ice-contact deposits, glaciolacustrine and glaciofluvial deposits along the thalweg of tributary valleys or in dissected remnants at low elevation in the main valley (**IVR₄**). *UPPER PLEISTOCENE - LOWER HOLOCENE (LGM p.p. - Lateglacial)*

Excenex Subsynthem

Undifferentiated till, ablation till, lodgement till, landslide deposits redistributed by ice flow, ice-contact deposits, glaciolacustrine and glaciofluvial deposits, in dissected remnants at low-to-intermediate elevation in the main valley and in the Buthier and Grisenche valleys (**IVR₃**). *UPPER PLEISTOCENE (LGM p.p.)*

Colle San Carlo Subsynthem

Undifferentiated till, lodgement till and loose ‘skeletal’ till at intermediate-to-high elevation on the slopes of the main valley, or in small dissected remnants at high elevation in tributary valleys (**IVR₂**). *UPPER PLEISTOCENE (LGM p.p.)*

Nissod Subsynthem

Dissected remnants of undifferentiated till, at elevation greater than 1.700 m on both sides of the main valley, related to the maximum development of the glacial network (**IVR₁**). *UPPER PLEISTOCENE*

PRE-QUATERNARY UNITS

SION-COURMAYEUR UNIT

Brecce di Tarantasia Complex

Marbles and foliated metacarbonate rocks. Interleaved brownish marbles and metacarbonate rocks, with minor carbonate breccias (**MSB**). *UPPER CRETACEOUS - PALEOCENE ?*

Chlorite-muscovite marbles

Yellowish chlorite-muscovite metacarbonate rocks and interleaved carbonate breccias, greyish marbles, schists and quartzites (**MBB**); main quartzite layers (**MBB_a**). *UPPER CRETACEOUS ?*

Greyish-bluish marbles

Greyish-bluish marbles with minor levels of calcschists and polygenic breccias (**MCB**); yellowish marbles and interleaved carbonate breccias, grey marbles, schists and quartzites (**MCB_a**); quartz-rich micaschists and dark paraschists (**MCB_b**). *LOWER CRETACEOUS - UPPER CRETACEOUS ?*

COGNE UNIT

Drinc Calcschists

Calcschists and calc-mica schists (**DRC**). *LOWER JURASSIC ?*

Epinel Marbles

Greyish metacarbonate rocks and carbonate breccias (**EPN**). *UPPER TRIASSIC - LOWER JURASSIC ?*

Creya Meta-dolostones

Greyish dolomitic marbles (**FDC_b**). *TRIASSIC ?*

Tavillon Quartzites

Pale micaceous quartzites (**TVL**). *LOWER TRIASSIC ?*

AOUILLETTA UNIT

Undifferentiated calcschists

Undifferentiated calcschists (**AUI**). Main alternations of phyllonitic schists and greyish marbles (**AUI_a**); metadolostones (**AUI_b**); micaceous quartzites and quartz-rich micaschists (**AUI_c**); metabasites and blueschist-facies mesocratic gneisses (**AUI_d**); Mg-metagabbros (**AUI_f**); serpentinites and ophicarbonates (**AUI_h**).

ROVENAUD UNIT

Rovenaud Complex

Undifferentiated calcschists and calc-mica schists (**RVN**); serpentinites, serpentine-schists and talc-schists (**RVN_a**); garnet-bearing Na-Ca amphibole metabasites with minor quartz-albite schists (**RVN_b**), and greenschist-facies metagabbros with magmatic pyroxene relics (**RVN_c**); main layers of schistose impure marbles and pale calcitic marbles (**RVN_d**).

GRIVOLA - URTIER UNIT

Undifferentiated calcschists

Undifferentiated calcschists and calc-mica schists (**GRV**); serpentinites and serpentine-schists (**GRV_a**); retrogressed eclogite-facies metabasites, epidote-albite-actinolite-chlorite metamafites, chlorite-albite schists, epidote-albite granofels and metagabbros (**GRV_b**), with layers of Na-Ca-amphibole metabasites and minor albite amphibolites (**GRV_c**); main layers of pale calcitic metacarbonate-rocks and schistose impure marbles (**GRV_d**).

MONT MARY UNIT

Roisan Marbles

Dolomitic metacarbonate-rocks (**ROI**). *TRIASSIC ?*

Undifferentiated polymetamorphic complex

Paragneisses with relic texture and assemblages of pre-Alpine age, locally displaying mylonitic textures (**MMY**); metapegmatites (**MMY_b**); leucocratic orthogneisses, quartz-rich orthogneisses and augen gneisses, locally displaying mylonitic textures (**MMY_a**).

HOULLER UNIT

Costa Citrin Gneisses

Leucocratic medium-grained orthogneisses (intrusion age ca. 323 Ma, U-Pb dating on zircon; Bertrand et al., 1998) (**CCI**). *CARBONIFEROUS*

Houiller Complex

Greenschist-facies greyish-whitish metasandstones and interleaved quartz-rich micaschists, quartzites and metaconglomerates with clasts of quartz and minor lithics (**QHO**). Black phyllitic pelites and interleaved graphite-bearing quartz-rich micaschists (**QHO_a**); main layers of metaconglomerates (**QHO_b**). *CARBONIFEROUS - PERMIAN ?*

FLASSIN UNIT

Flassin Complex

Calcareous micaschists and brownish chlorite-albite paragneisses locally displaying mylonitic textures (**FLA**); epidote-albite-actinolite-chlorite metamafites and garnet-glaucophane-bearing amphibolites (**FLA_a**); leucocratic medium-grained orthogneisses (**FLA_b**).

GRAN TESTA UNIT

Gran Testa Complex

Brownish carbonate-chlorite-albite gneisses and minor layers of phyllitic pelites, quartz-albite micaschists with interleaved metaconglomerates and sericite phyllites with a greenschist-facies metamorphic overprint (**GTS**); chloritoid-bearing micaschists with staurolite relics (**GTS_a**).

FALLERE - MÉTAILLER UNIT

Métaillier Complex

Garnet-glaucophane-bearing chlorite-albite gneisses and interleaved quartz-rich micaschists and garnet-chloritoid-bearing micaschists (**MTL**); garnet-glaucophane-bearing epidote-albite-actinolite-chlorite metamafites and schistose chloritoid-bearing glaucophane-rich metamafic rocks (**MTL_a**).

Fallere Complex

Reddish and locally porphyroblastic chlorite-albite micaschists and paragneisses, quartz-rich gneisses and minor chloritoid-bearing quartzites (**FLR**);

epidote-albite-actinolite-chlorite metamafites, glaucophane-garnet-bearing metamafites, and garnet-bearing glaucophane-rich metamafic rocks (**FLR_a**); glaucophane-garnet-bearing micaschists (**FLR_b**).

RUITOR UNIT

Vedun Orthogneisses

Leucocratic augen-gneisses and minor aplitic gneisses (intrusion age ca. 460 Ma, U-Pb dating on zircon; Bertrand et al., 2000) (**VDN**). *ORDOVICIAN*

Ruitor Complex

Chloritoid-garnet-bearing paragneisses and micaschists, and biotite-muscovite-bearing paragneisses with Alpine-age epidote-blueschist facies re-equilibration (**RUI**); paragneisses and micaschists with pre-Alpine amphibolite-facies relics including garnet, staurolite, brown biotite, muscovite, plagioclase ± kyanite (**RUI_a**); main layers of tabular paragneisses with pre-alpine biotite, muscovite and plagioclase (**RUI_b**); banded metabasites, with relics of hornblende and garnet, re-equilibrated under blueschist-facies conditions during the Alpine cycle, and minor garnet-bearing glaucophane schists with Na-pyroxene relics (retrogressed eclogites) (**RUI_c**); quartzites (**RUI_d**).

LEVEROGNE UNIT

Changier metagranophyres

Metagranophyres with preserved magmatic texture (intrusion age ca. 511 Ma, U-Pb dating on zircon; Bertrand et al., 2000) (**CHG**). *MIDDLE CAMBRIAN*

Leverogne Complex

Chloritoid-garnet-bearing paragneisses and quartz-rich micaschists with an Alpine epidote-blueschist facies metamorphic imprint (**LVR**); epidote-garnet-chloritoid-bearing chlorite-albite micaschists and minor dark-grey micaceous quartzites and quartz-rich micaschists (**LVR_a**); metre-thick layers of whitish massive quartzites (**LVR_b**); garnet-bearing glaucophane schists and glaucophane-bearing epidote-albite-actinolite-chlorite metamafites (**LVR_c**).

GRAND NOMENON UNIT

Belleface Calcschists

Foliated metacarbonate rocks and interleaved pinkish and greyish micaceous marbles in decimetre-thick layers (**BLF**).

Traio Marbles

Decimetre-to-centimetre-thick layers of greyish dolomitic marbles, pale calcitic marbles and black schistose metacarbonate rocks (**TRJ**).

Favret Metagranodiorites

Medium-grained, locally mylonitic, metagranodiorites and metaquartzodiorites with preserved magmatic textures and Alpine-age greenschist-facies metamorphic imprint (**FVT**), and associated aplitic dykes (**FVT_a**) (intrusion age 356-363 Ma, U-Pb dating on zircon (Bertrand et al., 2000). *UPPER DEVONIAN - CARBONIFEROUS*

Grand Nomenon Complex

Garnet-biotite-bearing chlorite-albite gneisses with pre-Alpine garnet relics and locally preserved pre-Alpine foliation; minor quartz-rich micaschists, graphitic schists and garnet-bearing micaschists (**GNM**); dark-grey massive quartz-rich gneisses (**GNM_a**); leucocratic quartz-rich gneisses and whitish quartzites (**GNM_b**); augen gneisses (**GNM_c**); metamafic rocks with relics of pre-Alpine garnet, biotite and hornblende, epidote-albite-actinolite-chlorite metamafites and mesocratic gneisses (**GNM_d**).

Entrelor, Feluma, Avise-Tzaboc and Briançonnais tectonic mélanges and shear zones

Calcschists, micaceous marbles, calc-micaschists and black phyllitic pelites (**ZTG**); serpentinites, serpentine-schists and talc-schists (**ZTG_a**); metamafic rocks (**ZTG_b**); micaschists, quartz-rich micaschists and paragneisses (**ZTG_c**); whitish-to-greenish quartzites (**ZTG_d**); calcitic and dolomitic metacarbonate rocks (**ZTG_e**).

Carbonate tectonic breccias with fragments of calcitic and dolomitic marbles and minor calcschists and micaschists, exposed along major shear zones and high-angle faults (*Carniole Auct.*) (**BCC**).