



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo cartografico dello Stato (legge 68 del 2.2.1960)

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

foglio 089

COURMAYEUR

A cura di

Paolo Perello¹ Franco Gianotti², Bruno Monopoli⁴

Con la collaborazione di:

**Francesco Carraro³, Guido Venturini¹, Dario Fontan¹,
Alessio Schiavo⁴, Franco Bonetto⁵**

1 SEA Consulting S.r.l., Torino

2 Geologo, libero professionista - Via cavalieri di Vittorio veneto, 2 - Nus - (Aosta)

3 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino

4 LTS - Land Technology & Services S.r.l. - Padova e Treviso

5 Regione Autonoma Valle d'Aosta

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, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

M.C. Giovagnoli, F. Visicchio

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M. Cosci, V. Pannuti

Per la Regione Autonoma Valle d'Aosta:

Informatizzazione dei dati geologici:

B. Monopoli - Land Technology & Services - Padova e Treviso

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Monopoli - Land Technology & Services - Padova e Treviso

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 del precedente Comitato Geologico per il loro contributo scientifico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	» 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 15
IV	- STATO DELLE CONOSCENZE	» 17
1.	- BASAMENTO PRE-QUATERNARIO	» 17
1.1.	- DOMINIO PENNIDICO	» 17
1.1.1.	- <i>La Falda del Gran San Bernardo</i>	» 17
1.2.	- DOMINIO NORD-PENNIDICO	» 21
1.2.1.	- <i>La Zona Sion-Courmayeur o Zona delle Breccie di Tarantasia</i>	» 21
1.3.	- DOMINIO ELVETICO	» 25
1.4.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE	» 27
2.	- QUATERNARIO	» 30
V	- STRATIGRAFIA	» 33
1.	- BASAMENTO PRE-QUATERNARIO	» 33
1.1.	- UNITÀ DEL RUITOR	» 35
1.1.1.	- <i>Complesso del Ruitor (RUI)</i>	» 35
1.1.2.	- <i>Ortogneiss di Vedun (VDN)</i>	» 37
1.2.	- UNITÀ HOULLER	» 38
1.2.1.	- <i>Complesso Houiller</i>	» 39
1.2.1.1.	- Quarzomicascisti grigio-nerastri e meta-arenarie (QHO)	» 39
1.2.1.2.	- Scisti neri (SHO)	» 39
1.3.	- UNITÀ RANTIN - TOURIASSE	» 40
1.3.1.	- <i>Quarziti dell'Abbondanza (ABZ)</i>	» 40
1.3.2.	- <i>Marmi della Touriasse (TOU)</i>	» 41
1.4.	- UNITÀ DI LAITGRE	» 41
1.4.1.	- <i>Marmi di Laitgre (LEY)</i>	» 41
1.5.	- UNITÀ SION-COURMAYEUR	» 42
1.5.1.	- <i>Complesso del Piccolo San Bernardo</i>	» 43
1.5.1.1.	- Calcescisti grigio-nerastri (CGP)	» 43
1.5.1.2.	- Scisti neri debolmente carbonatici (SBP)	» 44
1.5.1.3.	- Gneiss cloritico-epidotico-anfibolici (GCP)	» 44

1.5.2.	- <i>Complesso delle Breccie di Tarantasia</i>	»	45
1.5.2.1.	- Substrato pre-cretaceo	»	46
	<i>Scisti neri del Vallone di Dolonne (DLN)</i>	»	46
	<i>Quarziti di Planey (PLY)</i>	»	46
	<i>Marmi del Mont Brisé (MBS)</i>	»	46
	<i>Marmi delle Piramidi Calcareae (PCC)</i>	»	47
1.5.2.2.	- Successione post-Giurassica	»	47
	<i>Marmi grigio-biancastri (MCB)</i>	»	47
	<i>Marmi calcitici impuri, breccie, marmi grigi,</i> <i>scisti nerastri e quarziti (MBB)</i>	»	48
	<i>Alternanza di calcescisti marmorei e</i> <i>calcescisti filladici (MSB)</i>	»	50
1.6.	- UNITÀ DI FERRET	»	50
1.6.1.	- <i>Calcescisti della Val Ferret (VFR)</i>	»	50
1.7.	- UNITÀ DEL MONT CHETIF	»	50
1.7.1.	- <i>Gneiss dello Chetif (CHF)</i>	»	51
1.7.2.	- <i>Marmi del Mont de La Saxe (LSX)</i>	»	51
1.8.	- UNITÀ ELVETICO - ULTRAEVETICA	»	52
1.8.1.	- <i>Scisti neri della Val Veny (VNY)</i>	»	52
1.8.2.	- <i>Calcescisti della Lex Blanche (LXB)</i>	»	52
1.8.3.	- <i>Marmi di Notre Dame de la Guerison (DGU)</i>	»	53
1.9.	- UNITÀ DEL MONTE BIANCO	»	53
1.9.1.	- <i>Gneiss migmatitici del Breuillat (MTB)</i>	»	53
1.9.2.	- <i>Metagraniti del Monte Bianco (MBO)</i>	»	54
1.10.	- EVAPORITI, BRECCIE TETTONICHE E MILONITI	»	55
1.10.1.	- <i>Gessi ed anidriti (GYP)</i>	»	55
1.10.2.	- <i>Breccie a cemento carbonatico (BCC)</i>	»	56
1.10.3.	- <i>Miloniti (MLZ)</i>	»	57
2.	- SUCCESIONI QUATERNARIE	»	57
2.1.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	»	61
2.1.1.	- <i>Sintema di Ivrea (IVR)</i>	»	61
2.1.1.1.	- <i>Subsintema di Colle San Carlo (IVR₂)</i>	»	63
2.1.1.2.	- <i>Subsintema di Excenex (IVR₃)</i>	»	63
2.1.1.3.	- <i>Subsintema di Pileo (IVR₄)</i>	»	69
2.1.2.	- <i>Sintema del Miage</i>	»	76
2.1.2.1.	- <i>Subsintema di Château Blanc (MGE₁)</i>	»	77
2.1.2.2.	- <i>Subsintema di Les Iles (MGE₂)</i>	»	88
2.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	»	94
2.2.1.	- <i>Unità completamente formate (UIN)</i>	»	94
	<i>Depositi di frana di colamento e/o di debris flow (UIN_{a1a})</i> .	»	94
	<i>Depositi di genesi mista (UIN_i)</i>	»	95
	<i>Depositi palustri-torbosi (UIN_{e3})</i>	»	95

2.2.2.	- <i>Unità in formazione (UID)</i> »	96
	<i>Depositi detritici di falda e di conoide (UID_{a3})</i> »	96
	<i>Depositi detritici a grandi massi (UID_a)</i> »	97
	<i>Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID_i)</i> »	98
	<i>Depositi di debris flow (UID_{b4})</i> »	98
	<i>Accumuli di frana (UID_{a1})</i> »	98
	<i>Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre eluvio-colluviale) (UID_{b2})</i> »	100
	<i>Depositi palustri (UID_{e5})</i> »	100
	<i>Depositi di riporto artificiale (UID_h)</i> »	101
VI	- ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO »	103
1.	- STRUTTURE ALLA MICRO E MESO-SCALA »	104
1.1.	- Sp, Sp-1 E STRUTTURE CORRELATE »	104
1.1.1.	- <i>Unità del Ruitor</i> »	104
1.1.2.	- <i>Unità Houiller</i> »	105
1.1.3.	- <i>Unità Rantìn-Touriasse e della Laitgre</i> »	105
1.1.4.	- <i>Unità Sion-Courmayeur e di Ferret</i> »	106
1.1.5.	- <i>Unità del Mont Chetif</i> »	107
1.1.6.	- <i>Unità Elvetico-Ultraelvetica e del Monte Bianco</i> »	107
1.1.7.	- <i>Zona di Deformazione del Gran San Bernardo</i> »	108
1.1.8.	- <i>Zona di Deformazione di Courmayeur</i> »	108
1.2.	- Sp+1 E STRUTTURE CORRELATE »	109
1.2.1.	- <i>Unità del Ruitor, Houiller, Rantìn-Touriasse, Laitgre, Sion-Courmayeur e di Ferret</i> »	110
1.2.2.	- <i>Unità Elvetico-Ultraelvetica</i> »	110
1.2.3.	- <i>Zona di Deformazione di Courmayeur e Unità del Mont Chetif</i> »	110
1.3.	- STRUTTURE FRAGILI POST-SP+1 »	111
2.	- STRUTTURE A SCALA REGIONALE »	113
2.1.	- STRUTTURE RELATIVE ALLA Sp-1 »	113
2.2.	- STRUTTURE RELATIVE ALLA Sp »	114
2.2.1.	- <i>Grandi strutture plicative all'interno delle unità e giacitura delle foliazioni</i> »	114
2.2.2.	- <i>Zone di taglio</i> »	117
2.3.	- STRUTTURE RELATIVE ALLA Sp+1 »	118
2.4.	- LA ZONA DI DEFORMAZIONE DI COURMAYEUR »	118
2.5.	- STRUTTURE POST-SP+1 »	120
3.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE »	122

VII	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	» 125
VIII	- BANCA DATI GEOLOGICA	» 127
	ABSTRACT	» 129
	LEGEND OF GEOLOGICAL MAP	» 133
	BIBLIOGRAFIA	» 141

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 089, "Courmayeur", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ricade nelle Alpi Occidentali, al limite settentrionale delle Alpi Graie al confine con la Francia, e culmina nell'estremità occidentale del massiccio del Monte Bianco. La parte italiana del foglio, interamente compresa nel territorio della Regione Autonoma Valle d'Aosta (comuni di Courmayeur, La Thuile, Pré Saint Didier e Morgex), copre una superficie di 226 km². L'areale coperto dalla carta geologica è centrato sull'articolato sistema vallivo di La Thuile, tributario di destra della Dora Baltea; comprende inoltre un breve segmento dell'alta valle della Dora Baltea (valle principale) e parte della Val Veny; più a Sud rientra nel foglio anche la testata del vallone di San Grato, tributario della Valgrisenche. La quota varia dai 980 m s.l.m. dell'alveo della Dora Baltea, a valle di Pré Saint Didier, ai 3.924 m della vetta dell'Aiguille de Trélatête sul versante sinistro della Val Veny.

Il foglio prende il nome dal maggiore centro abitato dell'alta Valle d'Aosta, Courmayeur, una tra le principali località turistiche delle Alpi, situata nel fondo-valle della Dora ai piedi del Monte Bianco.

Il nuovo rilevamento integra e sostituisce la vecchia cartografia geologica ufficiale dello Stato, rappresentata in quest'area dai Fogli 27, "Monte Bianco", 28, "Aosta" e 41, "Gran Paradiso" alla scala 1: 100.000, pubblicati nel 1912 e disponibili nella ristampa del 1959.

Il responsabile del progetto è Franco BONETTO (Regione Autonoma Valle d'Aosta). Francesco CARRARO (Università di Torino) è il coordinatore scientifico. Il rilievo geologico è stato effettuato nel periodo estivo del 1996÷1999 dai rilevatori Dario FONTAN, Franco GIANOTTI, Paolo PERELLO, Mario RAVELLO, Alessio SCHIAVO, Guido VENTURINI, Roby VUILLERMOZ coordinati dal direttore di rilevamento Giorgio MARTINOTTI (Università di Torino) per il substrato roccioso e da Franco GIANOTTI (Università di Torino) per la copertura quaternaria. La successiva in-

interpretazione e omogeneizzazione dei dati è stata condotta da P. PERELLO per il substrato *pre*-quaternario e da F. GIANOTTI per la copertura quaternaria.

Ai fini del rilevamento di campagna come base topografica sono state utilizzate le “sezioni” della Carta Tecnica Regionale a scala 1:10.000 e gli “elementi” a scala 1:5.000 (coprenti solo i settori di fondovalle), disponibili presso il Servizio Cartografico regionale. Una riduzione alla scala 1:25.000 della carta geologica è stata riportata sulle “tavole” I.G.M. Nella revisione della copertura quaternaria si è fatto sistematico ricorso alle foto aeree (in particolare i voli CGR-RAVDA 1991, sia di bassa che di media quota, e i voli GAI 1954 e Italia 1989, di alta e altissima quota).

La verifica e validazione finale dei dati con la creazione della banca dati, secondo specifiche ISPRA, alla scala 1:25.000 e l’allestimento per la stampa alla scala 1:50.000 sono a cura di Bruno MONOPOLI - LTS S.r.l..

Il substrato roccioso affiorante nell’area del foglio è costituito prevalentemente da rocce metamorfiche, appartenenti ai tre domini strutturali più esterni della catena alpina (Domini Pennidico, Nord-Pennidico ed Elvetico), dal punto di vista paleogeografico appartenenti al margine continentale europeo, in rapporto di sovrapposizione tettonica attraverso due importanti discontinuità regionali (zone di deformazione del Gran San Bernardo e di Courmayeur). Entro tali domini sono state riconosciute più unità, caratterizzate da proprie associazioni litologiche con distinte caratteristiche mineralogiche, petrografiche e strutturali.

La copertura quaternaria è costituita da sedimenti continentali relativamente recenti (del tardo Pleistocene superiore e dell’Olocene), legati all’attività dei ghiacciai (depositi glacialigenici), dei corsi d’acqua (depositi alluvionali *s.l.*) e dei processi gravitativi di rimodellamento (accumuli di frana, detriti di falda, prodotti colluviali, depositi valanghivi, di *debris flow* ed altri depositi di genesi mista). Oltre alla consueta distinzione dei depositi per tipologia di ambiente genetico (“facies”), il loro inquadramento in unità di valore stratigrafico rappresenta una sostanziale novità rispetto alla cartografia geologica del passato. Nelle presenti note (cap. V) le varie unità stratigrafiche, distinte secondo i criteri dell’Allostratigrafia (sostituita in corso d’opera dalle “unità a limiti inconformi”, di significato analogo), vengono raggruppate per bacino di provenienza e descritte dalla più antica alla più recente.

II - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

Il territorio rappresentato nel Foglio Courmayeur si sviluppa nell'alto bacino della Dora Baltea, immediatamente a valle del settore in cui la valle principale termina bruscamente contro il Gruppo del Monte Bianco, biforcandosi nelle due valli di Veny e di Ferret. Il paesaggio è dominato dalla sequenza di alte vette, creste e ghiacciai del massiccio, pur non rientrando quest'ultimo entro i limiti del foglio, se non nella sua estremità sud-occidentale (Aiguille de Trêlatête, Aiguille des Glaciers): questo contrafforte granitico, che corrisponde ad una scaglia tettonica di recente sollevamento costituente il locale basamento del Dominio Elvetico, sovrasta di oltre 1 km di altezza tutti gli altri rilievi distribuiti più a Sud, che sono per la maggior parte costituiti da rocce di origine sedimentaria, metamorfosate nel corso dell'orogenesi alpina.

Più in generale il bacino montano della Dora Baltea si estende su un'area di 3.355 km² nel settore interno delle Alpi nord-occidentali e coincide con il territorio della Regione Autonoma Valle d'Aosta, tranne che negli ultimi 10 km prossimi al suo sbocco, che ricadono in territorio piemontese. Il bacino è formato da una valle principale (della Dora Baltea s.s.) e da una trentina di valli e grandi valloni tributari, diramantisi alternatamente in destra e sinistra idrografica. La valle della Dora Baltea è lunga circa 94 km, dal Monte Bianco sino al suo sbocco in pianura, ove si estende l'Anfiteatro Morenico di Ivrea, edificato dal grande ghiacciaio balteo nel corso dei vari episodi di espansione glaciale del Quaternario. Il solco vallivo ha un andamento trasversale od obliquo rispetto all'allungamento in direzione NE-SW delle principali strutture a falda (appartenenti ai Domini Ultraelvetico, Pennidico, Piemontese e Australpino), da questo profondamente incise. Il bacino è suddivisibile in tre segmenti: l'alta Valle d'Aosta (Valdigne), che si snoda da Entrèves fino alla stretta di Avise ed attraversa le Unità Ultraelvetiche e

Pennidiche in direzione SE; la media Valle d'Aosta, assai più larga, che si allunga, in direzione W-E, tra Avise e la stretta di Montjovet ed è impostata in corrispondenza di un semi-*graben* vallivo sottolineato dal sistema fragile Aosta - Ranzola, che taglia obliquamente le unità di pertinenza oceanica della Zona Piemontese; la bassa Valle d'Aosta, da Montjovet sino allo sbocco in pianura, che torna ad intersecare trasversalmente le unità piemontesi e austroalpine in direzione SE.

Alcuni dei bacini tributari, a loro volta, sono assai estesi ed articolati (Valpelline-Gran San Bernardo, Cogne, La Thuile) o molto sviluppati in lunghezza (come la Val di Gressoney, lunga circa 35 km). Solo alcuni tratti del reticolato vallivo affluente hanno decorso longitudinale rispetto alla direttrice delle falde (NE-SW), come l'allineamento Val Veny - Val Ferret, la Valpelline e la bassa Valgrisenche, mentre la maggior parte è obliqua o trasversale.

I torrenti Dora di Veny e la Dora di Ferret, unendosi ad Entrèves, frazione a Nord di Courmayeur, danno origine alla Dora Baltea, che prosegue in direzione Sud e poi SE, cioè perpendicolarmente all'allungamento del massiccio del Bianco. Il fondovalle principale subisce un forte restringimento tra Entrèves e Courmayeur, nel punto in cui la Dora si apre un varco attraverso l'Unità del M. Chetif (cfr. V. 1.7), costituita dagli ortogneiss milonitici affioranti nella piramide del Mont Chetif (in destra) e del Mont de La Saxe (in sinistra). La valle della Dora torna ad allargarsi nella conca di Courmayeur - Dolonne, dove avviene la confluenza con il vallone di Dolonne e con la Val Sapin, in corrispondenza della fascia di rocce molto erodibili (miloniti, scisti neri, carnirole e gessi) costituenti la Zona di Deformazione di Courmayeur (Fronte Pennidico). Tra Courmayeur e Pré Saint Didier il fondovalle, che mantiene una larghezza di circa 1 km, è però colmato per quasi 3 km di lunghezza da potenti accumuli detritici provenienti dal versante sinistro, interessato dalla deformazione gravitativa profonda di versante (di seguito DGPV) della Testa di La Suche, che la Dora supera con un'incisione profonda sino ad un'ottantina di metri.

La valle principale è percorsa dalla S.S. n. 26 della Valle d'Aosta, fino al tunnel stradale del Monte Bianco, che mette in comunicazione la valle della Dora Baltea e l'Italia con la valle dell'Arve (Chamonix) e la Francia. In via di completamento verso Entrèves è l'autostrada Aosta-Monte Bianco, in esercizio dal 1994 fino a Morgex e dal 2001 fino a Pallusieux: l'importante arteria si sviluppa per il 74% in galleria (10 gallerie tra Aymavilles e Courmayeur), scavalcando a più riprese la Dora con arditi viadotti. La ferrovia proveniente da Aosta ha termine invece a Pré Saint Didier, a valle della soglia (dovuta allo sbarramento per la DGPV sopraccitata) oltre la quale il fondovalle si innalza di 200 m di dislivello (dai 1.000 m s.l.m. di Pré Saint Didier ai 1.200 m di Courmayeur).

A Pré Saint Didier avviene la confluenza con la Dora di Thuile, che raccoglie le acque di uno dei maggiori (137 km²) bacini laterali della Valle d'Aosta. Fulcro di tale bacino è la "conca" di La Thuile (q. 1450 m), ampio slargo vallivo

determinato dalla confluenza del ramo vallivo di Verney, che discende dal Colle del Piccolo San Bernardo, e del ramo del Ruitor, che prende origine dall'esteso bacino di alimentazione del ghiacciaio omonimo, culminante nella cupola nevosa della Testa del Ruitor (q. 3.486 m, fuori foglio).

Morfologicamente il Colle del Piccolo San Bernardo (q. 2.190 m) rappresenta il tronco relitto di un fondovalle di modellamento glaciale, rimasto sospeso e isolato sulla linea spartiacque tra Francia e Italia. Attraverso il colle (l'*Alpis Graia* romana) passava l'importante strada romana per le Gallie, costruita in età augustea. Una più antica frequentazione è confermata dalla presenza di un *cromlech* preistorico (probabilmente del III millennio a.C.) (MEZZENA, 1982). L'attuale strada statale, che collega la Valle d'Aosta con la Valle dell'Isère in Francia, risale la valle di La Thuile da Pré Saint Didier, mentre è in dubbio se l'antica arteria seguisse questa direttrice oppure passasse attraverso il Colle San Carlo provenendo da Morgex.

A valle dell'abitato di La Thuile, il corso d'acqua risultante dalla confluenza tra T. Ruitor e Dora di Verney, detto Dora di Thuile, prende a scorrere entro un tratto vallivo più stretto ed inciso, superando infine il dislivello con il fondovalle principale attraverso un profondo orrido (la *Gouffre de Pré St Didier*), dal cui fondo emergono acque termo-minerali già sfruttate nelle Terme di Pré Saint Didier (cfr. VII).

La Dora di Veny e la Dora di Verney delimitano il gruppo montuoso costituito dalle Breccie di Tarantasia (Unità Sion-Courmayeur), profondamente inciso da una successione di valloni trasversali paralleli, tributari di sinistra della Dora di Verney (Breuil, Chavannes, Orgère, Youlaz, Sec). Le dorsali che separano questi valloni raggiungono altezze maggiori della cresta spartiacque con la Val Veny.

A sud della Zona di Deformazione del Gran San Bernardo, morfologicamente espressa dall'allineamento Dora di Verney - Vallone di Thovex, si innalzano i rilievi modellati entro i parascisti della copertura permo-carbonifera del Pennidico esterno (Unità Houiller). Questi sono incisi da una sequenza di valloni lunghi e stretti, dal decorso longitudinale (di Ponteilles, Sozin e Bella Comba, in sinistra; Combassa e Vallone di Usselettes in destra), tutti confluenti nella valle del Ruitor, che al contrario interseca trasversalmente le Unità Pennidiche.

Alla sinistra della bassa valle del Ruitor, tra i 2.200 ed i 2.450 m di quota si innalza un altopiano di circa 3 km² relativamente poco inclinato e inciso, sospeso di alcune centinaia di metri sui fondovalle di Verney, del Ruitor e di Ponteilles che lo circondano sui tre lati: i suoi dolci pendii prativi, nel mezzo dei quali emerge solitario lo sperone della Gran Testa (2.377 m), ospitano il comprensorio sciistico di La Thuile e sono delimitati a Nord dalla cresta del M. Chaz Duraz (2.578 m) - Terre Noire (2.419 m). Il versante destro della bassa valle del Ruitor, molto più acclive e meno esteso di quello sinistro, culmina nelle vette del Mont Lusse (3.051 m) e del M. Colmet (3.024 m), che fungono da spartiacque con le testate dei valloni di Lanteny e d'Arpy rispettivamente. Qui sono presenti i gia-

cimenti di antracite di Promise, che in epoca autarchica (1935÷1942) assunsero a principale attività economica dell'alta valle, e la miniera di piombo argentifero di Promise. La testata del bacino del Ruitor, occupata dall'esteso ghiacciaio omonimo, è modellata nel basamento polimetamorfico del Pennidico esterno (Unità del Ruitor). Questo culmina nelle vette della Becca du Lac (3.192 m) e della Gran Becca du Mont (3.210 m), che delimitano il circo glaciale del Lago di San Grato.

La morfologia delle valli è legata principalmente all'azione erosiva dei ghiacciai nel corso degli ultimi episodi di espansione glaciale e nell'ultimo episodio in particolare (25.000÷11.500 anni B.P.¹). Secondo il modello interpretativo (cfr. CARRARO & GIARDINO, 2002) utilizzato nel presente lavoro, il processo morfogenetico si è svolto contestualmente ad un marcato approfondimento del reticolato glaciale; l'elevata capacità erosiva è stata determinata non solo dalle dimensioni (in particolare lo spessore) delle singole masse glaciali, dalla litologia e dall'assetto strutturale del substrato roccioso, ma anche dall'attività tettonica. Casi esemplari dell'interazione tra esarazione e approfondimento glaciale sono rappresentati sia dal profilo della valle principale in corrispondenza della stretta del M. Chetif (ben osservabile dalla Tête d'Arpy a NE del Colle San Carlo; (si veda la Fig. 1), che dalla particolare conformazione del vallone di Thovex, confluyente a La Thuile (cfr. V. 2.1.2.1. e Fig. 3).

Oltre ai depositi risalenti all'ultima grande espansione glaciale del Pleistocene superiore, di ampia distribuzione areale, sono qui particolarmente sviluppati gli apparati morenici legati alle avanzate di epoca storica (tra le quali la cosiddetta "Piccola Età del Ghiaccio", di seguito PEG) di alcuni tra i maggiori ghiacciai alpini (del Miage e del Ruitor) oggetto di numerosi studi geologici e glaciologici (cfr. IV. 2).

Di notevole evidenza è poi lo stretto legame tra l'andamento in affioramento delle due principali zone di deformazione tettonica (del Gran San Bernardo e di Courmayeur), che attraversano tutta l'area in direzione NE-SW, ed i fenomeni gravitativi più estesi, come le numerose DGPV (cfr. VI. 3).

Lungo i settori di affioramento dei gessi si concentra inoltre una limitata morfologia carsica (in particolare le doline del vallone di Thovex). In Val Veny il lago Checrouit è di probabile genesi mista morenico-carsica, poiché occupa il fondo di una conca circolare interpretabile come dolina, formatasi per dissoluzione dei gessi presenti, sotto una debole copertura di till, lungo la Zona di Deformazione di Courmayeur. La maggioranza dei laghi, assai numerosi nell'area (le valli di La Thuile ospitano la maggiore superficie lacustre naturale totale della Valle d'Aosta, circa 80 ha) è tuttavia collegata con il glacialismo pleistocenico ed attuale ed è ospitata in conche di esarazione glaciale (come il Lago Verney al Piccolo San Bernardo e i numerosi laghi del Ruitor) o entro la depressione interna ad un arco morenico frontale (laghi d'Arpy e de Platte). Il grande ghiacciaio del Miage è

¹ B.P. sta per "before present", dove il presente è definito come anno 1950 d.C..

accompagnato da un corteo di laghi visitati in estate da migliaia di turisti: sono il celebre Lago del Miage (tra ghiacciaio ed un anfiteatro morenico di lobo glaciale), il Lac de Brouillard (stretto tra versante e morena laterale sinistra), il laghetto

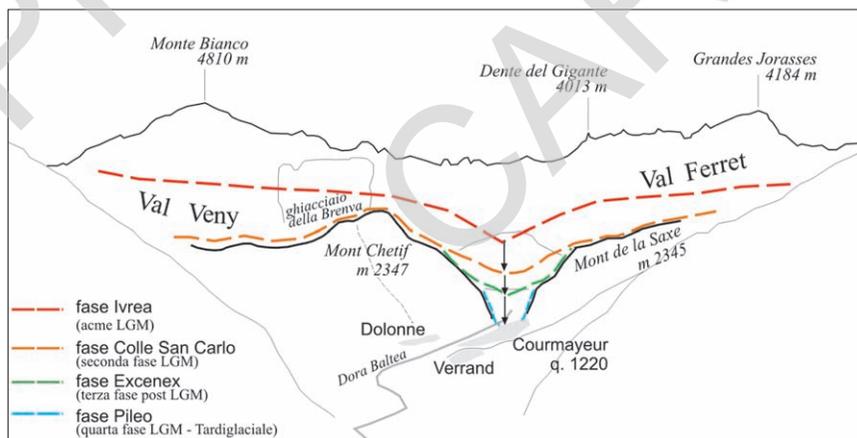
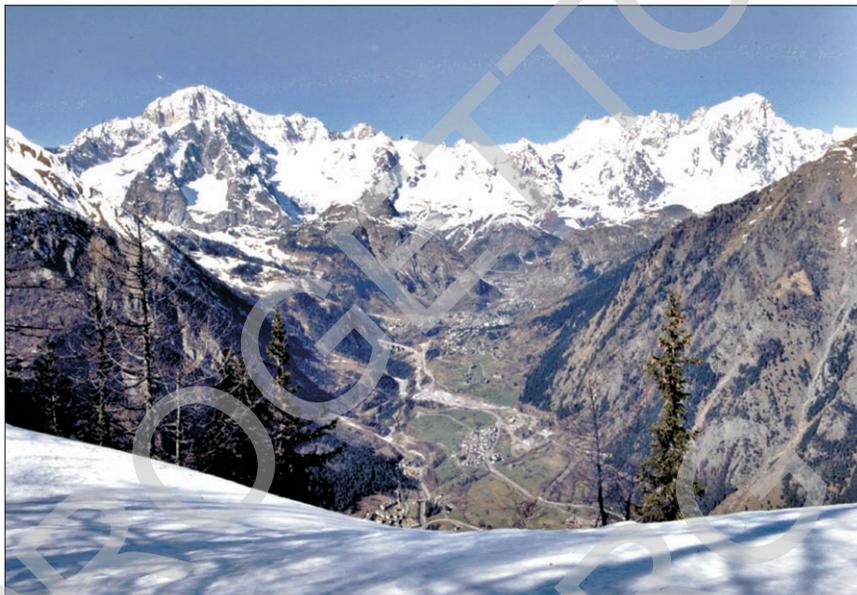


Fig. 1 - Il solco vallivo della Dora Baltea termina a monte contro il gruppo del Monte Bianco (veduta dal Colle San Carlo). In secondo piano sono le dorsali del Mont Chetif-Mont de La Saxe, che causano un restringimento vallivo. Il profilo trasversale della valle è scomponibile in diversi segmenti, modellati dal ghiacciaio principale nel corso delle varie fasi di approfondimento erosionale dell'ultimo episodio glaciale (disegno in basso).

sito nel “Giardino del Miage” (depressione formatasi tra le morene frontali, che si chiudono a tenaglia) e le varie pozze effimere *supra*-glaciali; più a monte la piana del Combal ha preso origine dall’interrimento, quasi completo, di un lago vallivo di sbarramento morenico molto esteso ancora nell’800.

Il clima dell’alta Valle d’Aosta è differente da quello della restante parte della regione, poiché è condizionato soprattutto dai venti atlantici provenienti da occidente, che apportano precipitazioni ben distribuite nell’anno, con un massimo invernale che comporta un innevamento elevato. I valori di precipitazione media annua (su 30 anni) sono di 1.045 mm al Piccolo San Bernardo (q. 1.959 m) e di 929 mm a Courmayeur (q. 1.220); la temperatura media annua a Courmayeur è di 8,2 °C (fonte: Ufficio Idrografico del Po).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

SCHEMA TETTONICO-STRATIGRAFICO GENERALE

Sino a partire dai classici lavori di Argand (1911), nella catena alpina sono stati distinti quattro “domini”, rappresentanti raggruppamenti di unità tettoniche con evoluzione stratigrafico-strutturale e significato paleogeografico relativamente omogenei. L'area compresa all'interno del Foglio Courmayeur include tre di questi domini, che sono, da SE verso NO:

Dominio Pennidico
Dominio Nord Pennidico
Dominio Elvetico.

I tre domini sono geometricamente sovrapposti e separati da discontinuità tettoniche di importanza regionale, più volte riattivate nel corso dell'orogenesi alpina (Fronte Pennidico e Fronte del Gran San Bernardo). I tre domini e le zone di deformazione che li separano sono rappresentati nello schema tettonico in scala 1:200.000 riportato in cornice del foglio geologico ed in Fig. 2.

Le unità tettoniche dei Domini Pennidico ed Elvetico sono costituite da un basamento cristallino di età prealpina e da coperture sedimentarie di età carbonifero-mesozoica; le caratteristiche litostratigrafiche delle coperture indicano un'evoluzione tipica di margine continentale. Al contrario, nel Dominio Nord Pennidico, molti Autori hanno ravvisato la presenza di successioni stratigrafiche tipiche di ambiente oceanico di età giurassica. Per questo motivo, in numerose ricostruzioni paleogeografiche il Dominio Nord Pennidico viene definito come solco Vallesano o oceano Vallesano (cfr. Stampfli 1993; Schmid et alii, 1999). La pertinenza oceanica di questo dominio è incerta ed esistono evidenze che potrebbero suggerire tipi di evoluzione differenti.

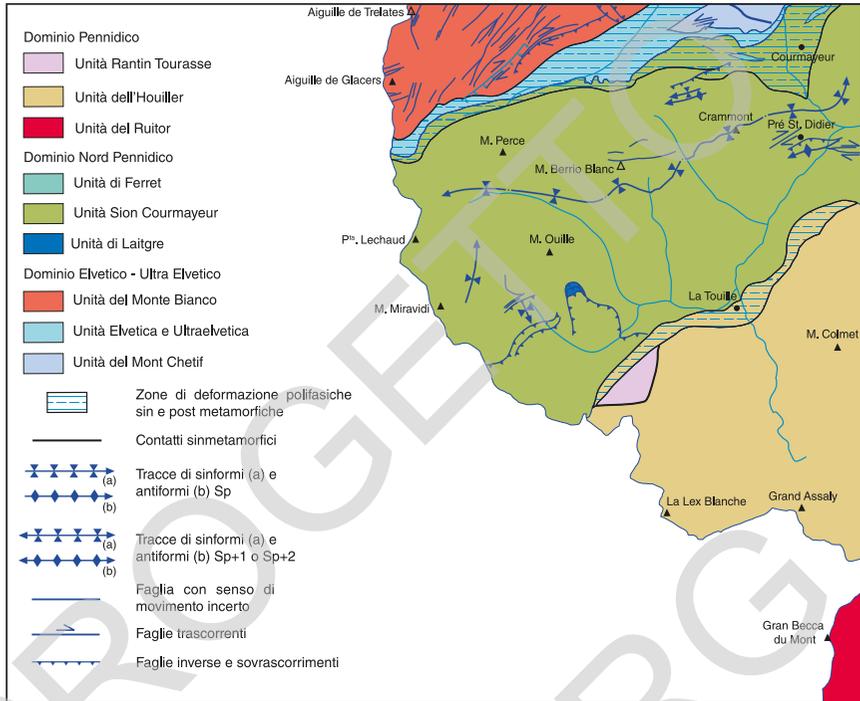


Fig. 2 – Schema tettonico di sintesi del foglio con i Domini e i principali elementi strutturali.

IV - STATO DELLE CONOSCENZE

1. - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO

1.1. - DOMINIO PENNIDICO

1.1.1. - *La Falda del Gran San Bernardo*

Il Dominio Pennidico è costituito da un sistema multifalda, il cui elemento più esterno, affiorante nell'area del foglio "Courmayeur", è rappresentato dalla Zona Brianzonese o falda del Gran San Bernardo. I rilevatori S. Franchi, E. Matirolo, V. Novarese e A. Stella della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Fogli N.27 Monte Bianco e N.41 Gran Paradiso), che cartografarono integralmente questa unità agli inizi del novecento, la considerarono come composta da tre elementi:

- un eterogeneo basamento cristallino (gneiss minuti, micascisti a granato e cloritoide e subordinate metabasiti) non suddiviso in ulteriori unità;
- una fascia bordante il basamento verso l'esterno, composta da scisti e metapsammiti carbonifere, contenenti un esteso corpo di rocce dioritiche (Valsavarenche);
- una fascia posta ancora più esternamente rispetto alla precedente, formata da metapsammiti, filladi antracitiche, puddinghe e anageniti metamorfiche.

All'epoca dei primi rilevamenti per la Carta Geologica d'Italia furono anche riconosciute delle coperture mesozoiche quarzítico-carbonatiche attribuite al Permiano e al Trias.

Attualmente, dal punto di vista tettonico, nel sistema del Gran San Bernardo vengono distinte diverse unità di basamento e/o di copertura. I differenti criteri di suddivisione utilizzati nei vari settori che lo compongono, la complessità litologi-

ca e tettonica e l'enorme estensione, pongono numerosi problemi di correlazione tra aree differenti. Particolari contrasti si notano proprio nel settore valdostano, dove vecchie suddivisioni di taglio prevalentemente paleogeografico (ELLENBERGER, 1958; ELTER, 1960), ancora frequentemente utilizzate soprattutto per il settore a Sud della Dora Baltea, convivono con suddivisioni più moderne, proposte dalla scuola di Losanna per il Vallese (ESCHER *et alii*, 1987; ESCHER, 1988) e poi estese alla Valle d'Aosta settentrionale (THÉLIN *et alii*, 1993; GOUFFON, 1993).

Il sistema del Gran San Bernardo nella sua parte NO (Vallese) è suddiviso in quattro principali unità (ESCHER *et alii*, 1987; ESCHER, 1988; THÉLIN *et alii*, 1993) che dall'interno verso l'esterno e dall'alto al basso sono:

- 1) Falda di Mont Fort;
- 2) Falda Siviez-Mischabel;
- 3) Falda di Pontis;
- 4) Zona Houiller.

La **Falda di Mont Fort** è l'unità più interna, composta da un basamento monometamorfico di presunta età permo-carbonifera a impronta metamorfica alpina in facies scisti blu - scisti verdi, da coperture detritiche di età permo-eotriassica e da subordinate coperture triassico-cretaciche (MARTHALER, 1984; ALLIMAN, 1987, 1989; ESCHER, 1988).

Il basamento è formato in prevalenza da micascisti a granato e glaucofane con intercalazioni di metabasiti. Le successioni di copertura permo-eotriassiche sono composte da metaconglomerati, scisti albitici e quarziti tabulari. Le coperture mesozoiche sono formate da dolomie, calcari dolomitici e breccie di età triassica, marmi chiari presumibilmente giurassici e marmi arenacei a livelli di microbreccie datati paleontologicamente al Cretacico superiore (MARTHALER, 1984).

La **Falda Siviez-Mischabel** (BEARTH, 1962) comprende: un potente zoccolo polimetamorfico (pre-westfaliano) suddiviso nelle due unità litostratigrafiche dell'Ergischorn e di Barneuzza (THÉLIN *et alii*, 1993); una sequenza clastica monometamorfica carbonifero(?)-eotriassica; una serie di copertura ad affinità brianzonese di età triassico-cretacica superiore (ELLENBERGER, 1953, 1958; SARTORI, 1987). All'interno del basamento polimetamorfico (Unità dell'Ergischorn) è inserito il grosso corpo degli gneiss occhiadini di Randa, derivati da protoliti granitici di età permiana (ESCHER, 1988). La Falda Siviez-Mischabel è la più estesa del sistema del Gran San Bernardo nel Vallese. La sua struttura generale è quella di una megapiega coricata con un nucleo in basamento polimetamorfico avvolto dalle coperture monometamorfiche carbonifero-mesozoiche. Il basamento pre-westfaliano mostra un'intensa sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti blu e scisti verdi ed è costituito da prevalenti micascisti e da subordinate intercalazioni di ortogneiss e metabasiti. Locali relitti di paragenesi in facies eclogitica e anfibolitica attestano la presenza di un metamorfismo prealpino polifasico (SCHAER 1960; THÉLIN *et alii*, 1990).

La **Falda di Pontis** include un basamento polimetamorfo, composto in prevalenza da parascisti derivanti da protoliti prealpini a granato e staurolite. E' inoltre presente una serie monometamorfica, più o meno aderente allo zoccolo, di presunta età permo-carbonifera, composta da scisti e meta-arcose permo-carboniferi e da quarziti e conglomerati permo-eotriassici, seguiti da locali depositi carbonatici triassici con abbondanti gessi e carniole.

La **Zone Houiller** (o Permo-carbonifero Assiale) è una potente serie monometamorfica (massimo spessore circa 1.000 m) di conglomerati, arenarie e peliti a lenti di antracite. A Nord è suddivisa in due unità principali da una sottile fascia di gessi e carniole triassiche (GERLACH, 1871; CHRIST, 1925; OULIANOFF & TRUMPY, 1958). La parte esterna, composta prevalentemente da metapeliti e meta-arenite permo-carbonifere, contiene al tetto estesi corpi di dolomie e quarziti triassiche (BURRI, 1975; 1983); la parte interna comprende unicamente sequenze clastiche permo-carbonifere, alla cui base vi è una serie di scisti neri e quarziti con flore datate al Westfaliano (JONGMANS, 1960).

Per quanto riguarda in particolare il settore valdostano ELTER (1987) distinse:

1. **Zona brianzonese interna**, comprendente un basamento a sola impronta metamorfica alpina in facies scisti blu - scisti verdi, derivante da protoliti terrigeni di discussa età permiana (gneiss e micascisti albitici, quarziti, scisti grafici), corpi subvulcanici di età permiana (metaquarzodioriti e granodioriti del Gran Nomenon e metagranofiri della Val di Rhêmes), coperture carbonatico-detritiche permo-cenozoiche;
2. **Zona brianzonese esterna**, che da Est a Ovest comprende: il basamento polimetamorfo del Ruitor, le sequenze permocarbonifere della Zone Houiller e subordinate successioni permo-triassiche prevalentemente evaporitiche.

Il *Basamento del Ruitor*, in particolare, è composto da paragneiss e micascisti con metabasiti e subordinati ortogneiss leucocratici. L'impronta metamorfica prealpina è in facies anfibolitica (relitti di staurolite, cianite, granato, biotite), la pervasiva sovraimpronta alpina è in facies scisti blu e scisti verdi.

GOUFFON (1993) ha suddiviso il basamento del Ruitor in un'unità di basamento esterna (Zone du Ruitor) e un'unità di basamento interna (Zone de Leverogne), presente solo a Sud del sovrascorrimento Colle di Bard-Saint Nicolas. La prima è costituita da tre diverse successioni litologiche e conserva relitti di paragenesi prealpine di facies anfibolitica. La seconda è caratterizzata da una pervasiva sovraimpronta alpina in facies scisti blu e scisti verdi che ha obliterato completamente le paragenesi premesozoiche. Tra le due unità si trovano localmente interposte sottili bande di gneiss albitico-ankeritici attribuiti al Permiano.

THÉLIN *et alii*, (1993) hanno proposto una serie di correlazioni tra le unità di basamento cristallino del Vallese e le unità descritte per il settore valdostano.

La Zone du Ruitor, così come definita da GOUFFON (1993), è correlata alle

unità polimetamorfiche vallesi di Stalden e di Berisal e quindi inserita nella Falda di Pontis; la Zone de Leverogne è correlata dubitativamente al basamento polimetamorfico della falda Siviez-Mischabel; il brianzonese interno (monometamorfico) di ELTER è attribuito alla Falda di Mont Fort (Unità del Mont Fallère e del Metailler).

La Zona del Ruitor o Unità del Ruitor, che ricade nel Foglio Courmayeur, si estende con andamento NNE-SSO dalla Valle de Bagnes (Svizzera) sino alla testata della Valgrisenche (AO). L'unità, poco a Nord della Dora Baltea, è intersecata dal sovrascorrimento Col de Bard-Saint Nicolas che la suddivide in due parti principali non fisicamente continue.

Nel settore settentrionale l'Unità del Ruitor viene classicamente suddivisa in tre successioni litologiche subparallele e orientate NNE-SSO. Definite in origine nel settore del Colle del Gran San Bernardo (Zone du Col per gli Autori svizzeri) (BURRI, 1983; THÉLIN, 1992), sono state recentemente estese (GOUFFON, 1993) sino alla Dora Baltea.

Da Ovest verso Est vengono distinte:

- la serie della Chenalette (*ensamble de la Chenalette*)
- la serie di Bourg Saint Pierre (*ensamble de Bourg-St-Pierre*)
- la serie del Mont Mort (*ensamble du Mont Mort*)

La serie della Chenalette è costituita principalmente da paragneiss grigi ad abbondante mica bianca, gneiss a due miche, anfiboliti e gneiss occhiadini. La serie di Bourg Saint Pierre è litologicamente molto simile alla serie della Chenalette, dalla quale però è separata, nel settore più settentrionale dell'unità, da una sottile fascia di quarziti permiane (BURRI, 1983). La serie del Mont Mort differisce dalle altre due per le sue peculiari caratteristiche petrografiche (BURRI, 1983; THÉLIN, 1992). Al suo interno sono distinte differenti litologie distribuite lungo fasce parallele all'andamento generale dei limiti litologici principali. Da Ovest verso Est si trovano: micascisti e gneiss a granato, rari micascisti a silicati di alluminio, gneiss a granato e staurolite, gneiss anfibolici.

Nel settore meridionale le suddivisioni sopra descritte per l'Unità del Ruitor non sembrano trovare un completo riscontro se confrontate con i dati disponibili; oltre a ciò, l'esistenza dell'Unità di Leverogne in seno al massiccio non è ancora stata verificata con chiarezza e documentata da un'adeguata cartografia geologica. Secondo SCHIAVO (1997) potrebbero essere confermate le ipotesi di THÉLIN *et alii*, (1993) sull'esistenza di due unità di basamento cristallino (Ruitor e Leverogne) nel settore del sistema del Gran San Bernardo a Sud della Dora Baltea.

Dal punto di vista dell'evoluzione metamorfica, il quadro generale delle conoscenze sulla successione paragenetica nelle unità di basamento polimetamorfico del sistema multifalde del Gran San Bernardo (THÉLIN *et alii*, 1993) porta ad individuare due distinti eventi metamorfici polifasici: il primo (prealpino), definito da

una successione di paragenesi in facies anfibolitica, precedute da un evento in facies eclogitica ($P > 15 \text{ kb}$, $T > 650^\circ\text{C}$) documentato unicamente nel basamento della falda Siviez-Mischabel (eclogiti dell'unità di Berenzuela, THÉLIN *et alii*, 1990). Il secondo (alpino), caratterizzato inizialmente da paragenesi di alta pressione e bassa temperatura seguite da una generale sovrainpronta in facies scisti verdi.

1.2. - DOMINIO NORD-PENNIDICO

1.2.1. - *La Zona Sion-Courmayeur o Zona delle Breccie di Tarantasia*

Zona Sion-Courmayeur o Zona delle Breccie di Tarantasia sono termini utilizzati informalmente e in modo soggettivo da diversi Autori a partire dagli anni '40. Nonostante tali dizioni siano all'origine di controversie e di confusioni di vario genere, è ad esse che si deve fare riferimento quando si descrive l'assetto tettonostratigrafico del gruppo di unità comprese tra la Falda del Gran San Bernardo (Dominio Pennidico) e il Dominio Elvetico nelle regioni della Tarantasia (Francia sud-orientale), dell'alta Valle d'Aosta e del Vallese svizzero. Il termine Dominio Nord Pennidico può in realtà essere visto come un sinonimo di Zona Sion-Courmayeur o delle Breccie di Tarantasia, anche se esso implica una maggior connotazione di tipo paleogeografico, rispetto a questi ultimi che hanno un'accezione tettonostratigrafica.

In realtà il termine Zona Sion-Courmayeur è entrato nell'uso comune soprattutto per le scuole italiana e svizzera, mentre il termine Zona delle Breccie di Tarantasia è rimasto prevalentemente in uso presso la scuola francese. Non è comunque semplice sintetizzare quale connotazione tettonostratigrafica, e quali litotipi i vari Autori abbiano voluto nel tempo attribuire a queste "zone". Generalmente vengono riunite all'interno della Zona Sion-Courmayeur o Zona delle Breccie di Tarantasia le seguenti unità:

- Unità di Roignais-Versoyen e di Moutiers
- Unità della Pierre Avoi
- Unità di Ferret

Esistono inoltre altre unità, quali la Zona del Piccolo San Bernardo e l'Unità di Salins, che da alcuni Autori sono state inserite pro-parte nella Zona Sion-Courmayeur e da altri sono state considerate come elementi ad essa estranei. In ogni caso le denominazioni sopra citate non consentono di inquadrare la situazione tettonostratigrafica con chiarezza, poiché molti Autori hanno incluso nelle unità sopra citate litotipi diversi, o hanno utilizzato le loro denominazioni con modifiche di vario tipo. Per chiarire le problematiche aperte e le soluzioni adottate dai vari Autori si rende quindi necessario ripercorrere la storia del pensiero geologico sulle unità del Dominio Nord Pennidico.

Il Dominio Nord Pennidico, come risulta ad oggi definito, rappresenta il proseguimento verso NE del cosiddetto Subbrianzone, definito nelle Alpi sud-occidentali, ed affiora a partire da Moutiers in Tarantasia fino al Vallese. La sua peculiarità distintiva rispetto ai domini adiacenti è rappresentata dalla presenza di associazioni magmatiche a metabasiti e sporadiche serpentiniti. BARBIER (1951) considerava gran parte di questo dominio come la prosecuzione verso Est di quello che lui definiva come Subbrianzone esterno. A questo Autore si deve l'introduzione del termine Zona delle Breccie di Tarantasia, legato alla presenza, all'interno di questa unità, di una potente successione di calcescisti cretaco-paleocenici che presentano diffuse facies a breccie di origine sedimentaria.

In realtà la definizione della Zona Sion-Courmayeur come unità a se stante, con caratteristiche litostratigrafiche particolari è dovuta a SCHOELLER (1929) che ne delineò le caratteristiche in un approfondito studio nel settore francese fino alla frontiera italiana, e la denominò "Nappe de l'Embrunais". Autori precedenti (FRANCHI, 1899, 1907; FRANCHI *et alii*, 1907) attribuirono l'età di questa "formazione" *in toto o pro-parte* al Lias, anche sulla base del rinvenimento di belemniti nella regione del Colle del Piccolo San Bernardo (FRANCHI, 1899), e la considerarono come facente parte della Zona dei Calcescisti con Pietre Verdi affiorante nel settore più interno delle Alpi.

Attualmente l'assetto tettonostratigrafico più comunemente accettato nella letteratura corrente è quello definito da ANTOINE nei suoi numerosi lavori sulla regione e in particolare in quello di sintesi del 1972. In questo studio, le cui conclusioni principali vale la pena di richiamare brevemente, la Zona Sion-Courmayeur risulta suddivisa in numerose unità, spesso con caratteristiche litostratigrafiche anche piuttosto simili, e per le quali l'Autore ha quindi ipotizzato un'origine paleogeografica da regioni tra esse adiacenti.

Secondo ANTOINE (1972) gran parte della Zona Sion-Courmayeur può essere attribuita ad un'unità detta **Unità Roignais-Versoyen**. Essa include una successione stratigrafica priva di un basamento polimetamorfico pre-Permiano, che si apre con arenarie e scisti carboniosi attribuiti al Carbonifero, vulcaniti acide (meta-rioliti, cfr. ANTOINE, 1971), micascisti e quarziti filladiche attribuiti al Permiano. La successione dei termini mesozoici si apre con un Trias classicamente composto da quarziti (Werfeniano ?), scisti varicolori intercalati a dolomie, calcari dolomitici e dolomie nere (Anisico ?), calcari grigi, dolomie grigie e breccie a elementi e matrice dolomitica (Ladinico ?), gessi e carnirole (Trias sup. ?). E' importante rimarcare tuttavia che i termini mesozoici non sono mai stati osservati in contatto diretto con il basamento pre-mesozoico, e quindi quest'ultimo viene considerato tale soltanto su base ipotetica. Al Lias vennero attribuiti dei calcescisti a entrochi, dei calcari a resti di bivalvi e degli scisti neri, affioranti soprattutto nel settore francese.

I termini stratigrafici più recenti del Lias, che peraltro a livello quantitativo rappresentano la maggior parte dell'unità, vennero interamente attribuiti al Creta-

cico e al Paleocene; questi testimonierebbero una fase di subsidenza, legata sia ad un *rifting* con comparsa di crosta oceanica che a una successiva deposizione sin-orogena di tipo flyschoidale. Questa parte della successione stratigrafica si apre con un complesso, detto “Série du Versoyen” o “Ensemble ante-flysch” composto sia da litotipi di origine sedimentaria che di origine vulcanica. I termini sedimentari sono rappresentati da scisti neri localmente con livelli di microbreccie, mentre le facies magmatiche sono date da orizzonti di lave basaltiche molto continui, probabilmente rappresentanti dei *sill*. Tra le rocce di origine magmatica sono segnalate anche delle serpentiniti (SCHURCH, 1987), associate alle tipiche vulcaniti a chimismo toleítico LASSERRE & LAVERGNE (1976):

L’Ensemble ante-flysch, attraverso termini transizionali rappresentati da scisti neri più ricchi in carbonati, farebbe transizione verso l’alto alla potente successione detritico-sedimentaria di tipo flyschoidale. Tale successione è a sua volta distinta in tre “serie” o *couches*. Il termine stratigraficamente inferiore è rappresentato dalle così dette “Couches de l’Aroley”, o “Formation Basale”, una potente successione di calcari più o meno filladici, ma generalmente piuttosto massicci, con frequenti intercalazioni di breccie ad elementi di litotipi costituenti il substrato pre-cretacico. Al tetto questa successione passa bruscamente alle “Couches de Marmontains”, una successione sedimentaria costituita da scisti neri con potenti intercalazioni di quarziti, e quindi alle “Couches de Saint Christophe”, rappresentate da una monotona successione di calcescisti con sporadici livelli di breccie. L’età delle tre “*couches*” venne riferita con incertezza al Cretacico (Turoniano-Cretacico sup.) sulla base di ritrovamenti fossiliferi nelle Couches de l’Aroley (ANTOINE 1965, 1971).

La successione stratigrafica ora descritta si ritrova, con caratteri del tutto analoghi, in un’altra delle unità distinte da ANTOINE, l’Unità di Moutiers, affiorante a diretto contatto con l’Unità di Roignais-Versoyen, ma in posizione più esterna rispetto a quest’ultima. Le due unità vennero quindi distinte da ANTOINE, più che sulla base di considerazioni stratigrafiche, sulla base di considerazioni di ordine strutturale. Verso Est, nel settore dell’alta Valle d’Aosta, l’Unità di Moutiers passa a un insieme di scaglie separate da potenti orizzonti di gessi e scisti neri, ed è stata denominata **Unità delle Ecailles Frontales**. Nel Vallese infine la posizione strutturale dell’Unità di Moutiers è occupata da un’unità distinta da TRUMPY (1954) e nota come **Unità della Pierre Avoi**, con caratteri litostratigrafici simili a quelli delle due unità precedenti.

In posizione esterna, sia rispetto all’Unità di Roignais-Versoyen che rispetto all’Unità delle Ecailles frontales, ANTOINE, soprattutto sulla base delle osservazioni di TRUMPY (1954) e di ZULAUFF (1963), individuò l’Unità di Ferret, che si differenzia dalle precedenti per il solo fatto di mostrare, al di sopra del substrato pre-liassico, una successione flyschoidale di scisti neri e calcescisti con facies dalle caratteristiche leggermente differenti da quella dell’Unità Roignais-Versoyen. Peraltro lo stesso ANTOINE riconosce che i litotipi carbonatici del flysch di Ferret mostrano numerose analogie con le Couches de Saint Christophe.

Nel settore più interno della Zona Sion-Courmayeur ANTOINE distinse un'altra unità, l'**Unità del Piccolo San Bernardo**, sulla base delle osservazioni di Autori precedenti (SCHOELLER 1929; ELTER G. & P. 1965). Anche in questa unità, come in quella di Roignais-Versoyen non compaiono termini riferibili ad un basamento silicatico pre-carbonifero, e i termini sedimentari pre-liassici (peraltro poco diffusi arealmente) sono del tutto analoghi a quelli descritti per le altre unità. Al di sopra degli orizzonti triassici compare una potente successione costituita da calcari marmorei grigio-bluastrati con selce, calcescisti a belemniti, scisti neri. Questa potente successione venne attribuita al Lias.

Alcuni Autori proposero tuttavia un assetto tettonostratigrafico differente rispetto a quello di ANTOINE ed attribuirono porzioni dell'Unità del Versoyen ad altre unità. In particolare ELTER G. & P. (1965) attribuirono la "Série du Versoyen" e gli scisti carbonatici transizionali tra quest'ultima e le Couches de l'Aroley, ad un'unità indipendente, di età paleocenico-mesozoica che denominarono Zona del Versoyen. I due Autori rimasero altresì che non esistono evidenze di contatti anormali tra la Zona del Versoyen e la porzione adiacente della Zona Sion-Courmayeur. Uno degli stessi Autori (G. ELTER, 1987) ricollocò infatti questa unità assieme al resto della Zona Sion-Courmayeur (Unità Roignais-Versoyen). Anche secondo LASSERRE & LAVERGNE (1976) la serie del Versoyen è un elemento alloctono, estraneo rispetto al resto dell'Unità Roignais-Versoyen, composto da due scaglie provenienti dalla Zona Piemontese.

Dubbi esistono anche circa l'Unità del Piccolo San Bernardo, la quale è sempre stata considerata come un elemento a sé stante da tutti gli Autori che hanno lavorato in questo settore, a partire da SCHOELLER (1929). Va però ricordato che FRANCHI (1899) e FRANCHI *et alii*, (1907) la collegavano al resto dei calcescisti di questa zona, ed anzi, proprio in virtù dei fossili ritrovati al suo interno, di presunta età liassica, datavano anche gli altri calcescisti come mesozoici. Tali Autori asserivano che non si osserva alcun contatto tettonico alla transizione tra i calcescisti a belemniti o quelli a loro associati e i calcescisti soprastanti.

L'età della maggior parte dei termini litostratigrafici delle unità della Zona Sion-Courmayeur sono incerte o desunte esclusivamente sulla base di analogie di facies. Ciò vale per esempio per tutti i termini del substrato della successione precretacica delle unità di Roignais-Versoyen e Moutiers. La "Serie del Versoyen", venne attribuita da ANTOINE (1972) al Cretacico, anche se questo stesso Autore non escludeva che essa avesse iniziato a depositarsi già a partire dal Malm. Al contrario, secondo ELTER G. & P. (1965) essa è almeno in parte attribuibile al Paleozoico, mentre le porzioni sommitali sono databili con incertezza al Mesozoico. L'età delle Couches de l'Aroley è stata da più Autori attribuita a un periodo di tempo compreso tra il Turoniano e l'Albiano, sulla base di ritrovamenti di foraminiferi (ANTOINE 1965, 1971; SODERO 1968; ELTER G. & P. 1965). Conseguentemente i livelli stratigraficamente superiori rispetto alle Couches de l'Aroley sono stati attribuiti con incertezza al Cretacico e forse al Paleocene.

Il problema della datazione della Serie del Versoyen ha importanti risvolti a livello paleogeografico, poiché recentemente numerosi Autori, sulla base della presenza di ofioliti all'interno di questa "serie", hanno ipotizzato una fase di oceanizzazione in età mesozoica, indicando nel Dominio Nord Pennidico, un bacino ad evoluzione oceanica in età giurassico-mesozoica (ANTOINE, 1972; STAMPFLI, 1993). Tale ipotesi verrebbe a cadere in caso di alloctonia della Serie del Versoyen, come proposto da ELTER G. & P. (1965) e da LASSERRE & LAVERGNE (1976).

Per ciò che infine concerne l'evoluzione metamorfica della Zona Sion-Courmayeur, i recenti studi hanno dimostrato che per tutte le unità comprese in questo settore è ipotizzabile un'evoluzione simile, seppure esiste un gradiente nel metamorfismo antico più precoce man mano che ci si sposta dai settori più esterni verso quelli interni. Per tutte le unità, inclusa quella del Piccolo San Bernardo è stata riconosciuta un'impronta metamorfica di alta pressione/bassa temperatura (HP/LT). Tuttavia mentre l'Unità di Moutier e i flysch dell'Unità Roignais-Versoyen non hanno mai superato picchi di pressione pari a circa 8 kbar (GOFFÉ & BOUSQUET, 1997), la Serie del Versoyen e l'Unità del Piccolo San Bernardo hanno registrato pressioni di picco metamorfico pari a circa 18 kbar e temperature di 350÷400 °C (SCHURCH, 1987; CANNIC *et alii*, 1996). Dopo il picco metamorfico di HP/LT, in tutte le unità è stata registrata un'evoluzione metamorfica di tipo decompressionale, con sviluppo di paragenesi tipiche della facies scisti verdi (FUGENSCHUH *et alii*, 1999).

1.3. - DOMINIO ELVETICO

Nel dominio Elvetico è possibile riconoscere un basamento cristallino, rappresentato dal Massiccio del Monte Bianco, e delle coperture metamorfiche.

Il basamento cristallino del Massiccio del Monte Bianco è costituito da gneiss e micascisti listati, generalmente migmatitici, intercalati a subordinati marmi silicatici, anfiboliti e leucogneiss (BELLIERE, 1980). Tale insieme litologico presenta un metamorfismo in facies anfibolitica ad almandino e include relitti pre-alpini di alta pressione e bassa temperatura (VON RAUMER, 1987). Esso è stato a sua volta intruso da rari graniti, attualmente affioranti come ortogneiss piuttosto laminati e interessati, come le altre rocce del massiccio, da una fase milonitica in facies scisti verdi a biotite (BELLIERE 1980).

Tutte le fasi deformative sin qui citate risultano essere pre-erciniche e sono sovrimpresse sia da localizzati fenomeni di anatessi con sviluppo di cordierite, che dall'intrusione di età ercinica di una grande massa granitica ("protogino" *Auct.*), che attualmente costituisce volumetricamente la maggior parte del massiccio (BAGGIO *et alii*, 1967). Infine esistono, all'interno di strette fasce, dei depositi sedimentari (scisti e filladi) di probabile età carbonifera.

Nelle coperture metamorfiche, a partire dall'alta Valle d'Aosta verso SW è

riconoscibile una sola successione litostratigrafica, mentre procedendo dalla Val Ferret italiana verso NE si possono differenziare due successioni, una più esterna, detta di tipo elvetico, e una più interna detta di tipo ultraelvetico (CITA, 1953). La suddivisione diviene più agevole passando a NE nella Val Ferret svizzera, dove fu per la prima volta introdotta (ARGAND, 1911; TRUMPY, 1954).

La gran parte delle coperture metamorfiche del Dominio Elvetico risulta scolata dal substrato pre-carbonifero. Tuttavia, sia sul versante italiano che su quello svizzero del Monte Bianco esistono piccolissimi lembi di coperture elvetiche in contatto stratigrafico trasgressivo sul basamento. Il termine più antico è rappresentato, a seconda delle zone, da calcari dolomitici del Trias, da scisti marnosi con livelli conglomeratici dell'Aaleniano o da calcareniti dell'Albiano (GRASLUK, 1961; COMPAGNONI *et alii*, 1964).

Nella zona dell'alta Valle d'Aosta si attribuiscono alla base della Zona Elvetica dolomie, calcari dolomitici nerastri e calcari fetidi affioranti in Val Veny in lembi isolati e riferibili al Trias (ELTER G. & P., 1965). Gli orizzonti liassici non si osservano mai in contatto con quelli triassici, e sono rappresentati da calcari grigio-nerastri a placchette, passanti a scisti calcareo-filladici neri riferibili all'Aaleniano-Toarciano e a calcari ad entrochi o calcari arenacei con alternanze di quarziti riferibili al Bajociano (CITA, 1953). La successione si chiude quindi con calcari nerastri a grana fine, calcari scistosi e calcari silicei compatti a grana fine con resti di Calpionelle attribuibili al Malm (ELTER G. & P., 1965; ANTOINE *et alii*, 1975).

La Zona Ultraelvetica include termini simili a quelli della successione Elvetica ma generalmente più ricchi in frazione micacea, e quindi con maggior apporto terrigeno. Nella Zona Ultraelvetica sono inoltre preservate delle scaglie di basamento (Massiccio del Mont Chetif) costituite da meta-graniti e porfiroidi (meta-rioliti) generalmente milonitici (Elter G. & P., 1965). Il termine inferiore della successione stratigrafica ultraelvetica è rappresentato da calcari grigi a entrochi di probabile età liassica, cui fanno seguito un potente livello di calcescisti filladici neri con caratteristici noduli di pirite centimetrici, e dei calcari arenacei zonati, costituiti da alternanze centimetrico-decimetriche di livelli calcitico-micacei e livelli calcitico-quarzitici arenacei o microconglomeratici, riferibili rispettivamente al Toarciano-Aaleniano e al Bajociano, come già per la successione elvetica. Tutte le attribuzioni cronologiche sono state effettuate esclusivamente sulla base di analogie di facies, e l'autoctonia della successione stratigrafica rispetto alle scaglie di basamento è incerta.

Secondo ANTOINE *et alii*, (1975) la distinzione tra le due zone del Dominio Elvetico-Ultraelvetico nell'alta Valle d'Aosta è comunque alquanto arbitraria, viste le notevoli analogie litologiche riscontrabili.

1.4. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

I tre domini sopra esaminati sono separati da importanti discontinuità regionali. Prima di esaminare le conoscenze sull'assetto strutturale interno delle varie unità verrà preso in considerazione il significato di queste discontinuità.

Il Fronte del Gran San Bernardo è stato recentemente studiato in dettaglio da FUGENSCHUH *et alii*, (1999). Il fronte separa unità con metamorfismo di basso grado (Houiller), da unità con metamorfismo HP-LT (Unità Roignais-Vesoyen) progressivamente passante a metamorfismo di basso grado (Subbrianzone) verso Sud. Nel settore italiano questa discontinuità immerge verso SE ad alto angolo, tagliando tutte le altre strutture e le evidenze geometrico-cinematiche sembrano testimoniare un movimento normale tardo-metamorfico. Il settore italiano è però probabilmente interessato da una riattivazione, poiché a sud di Moutier, in territorio francese, il fronte immerge a medio angolo verso Est con lineazioni a direzione N-S che sembrano legate a movimenti sin-metamorfici di trascorrenza sinistra più antichi rispetto ai movimenti estensionali osservabili in territorio italiano.

Il Fronte Pennidico è generalmente rappresentato come una successione di scaglie separate da ripetuti contatti tettonici immergenti verso SE di circa 40÷50° (ELTER G. & P., 1965). Le scaglie tettoniche sono composte sia da elementi del Dominio Nord Pennidico che del Dominio Elvetico. Esso separa differenti domini paleogeografici di età mesozoica, e per tale motivo molti Autori hanno considerato questo fronte come un'importante sutura della catena alpina (ARGAND, 1911, 1916). Il Fronte Pennidico segna anche un cambio di facies metamorfica, separando rocce che hanno subito un metamorfismo di HP-LT (unità SE), da rocce di grado metamorfico basso o molto basso (unità a NW).

In profondità il Fronte Pennidico corrisponde a una discontinuità litosferica immergente verso SE evidenziata da profili sismici a riflessione (NICOLAS *et alii*, 1990). Tale discontinuità è stata considerata come la sutura cretacea tra la placca europea in subduzione e la placca Adria (POLINO *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1996). Il Fronte Pennidico è inoltre lateralmente interconnesso alla Linea del Reno-Sempione, una discontinuità delle Alpi centrali immergente verso Sud o SW, attiva a partire dall'Oligocene fino a tempi attuali (MANCKTELOW, 1985; STECK, 1990; STECK & HUNZIKER, 1995). Per tale motivo è stato suggerito che la cinematica del Fronte Pennidico durante l'Oligocene superiore e il Miocene possa essere coeva ai movimenti lungo la Linea del Rodano-Sempione. Recenti contributi di FUGENSCHUH *et alii*, (1999) e PERELLO *et alii* (1999) sembrano suggerire che nel settore compreso tra la Tarantasia e l'alta Valle d'Aosta il Fronte Pennidico abbia accomodato una prima fase di sovrascorrimento verso Nord in condizioni duttili, di probabile età meso-alpina, e una fase successiva, neogenica, di trascorrenza destra associata a movimenti transpressivi.

Per quel che riguarda la struttura interna dei vari domini si può fare riferimento ad alcuni lavori che rappresentano studi di dettaglio relativi a queste pro-

blematiche. Le grandi fasi di deformazione alpine nella **Falda del Gran San Bernardo** sono fondamentalmente quattro (CABY, 1968), caratterizzate ognuna da un proprio stile, direzione e vergenza. 1) Pieghe isoclinali coricate d'asse N-S, che si osservano sporadicamente a scala metrica nel carbonifero della Vanoise e del Ruitor. 2) Pieghe coricate duttili d'asse E-W, con stile da serrato a isoclinale, scistogene e contemporanee all'impronta metamorfica regionale attualmente più marcata (facies scisti blu e scisti verdi). Tale fase di piegamento megascopico accompagna lo sviluppo di superfici di sovrascorrimento vergenti a Nord che separano le varie unità, e che probabilmente è stata in parte attiva anche lungo il Fronte del Gran San Bernardo. 3) Strutture di retroflessione, suddivisibili in continue e discontinue. Le prime sono rappresentate da rare pieghe a grande scala, con piano assiale immergente a WNW e da piccole strutture localmente scistogene. La direzione degli assi varia da N50° a N70°. Le deformazioni discontinue corrispondono alla riattivazione e allo sviluppo di nuove superfici di sovrascorrimento a reologia fragile-duttile, coeve rispetto al piegamento. 4) Faglie trasversali alle strutture precedenti.

Nella **Zona Sion-Courmayeur** recenti lavori hanno permesso di definire con discreto dettaglio l'assetto strutturale (LAMANNA, 1995; PERELLO *et alii*, 1999; FUGENSCHUH *et alii*, 1999). Sono state riconosciute tre fasi di deformazione per piegamento associate a zone di taglio. La prima e la seconda fase sono caratterizzate da pieghe da serrate ad isoclinali, con assi ad orientazione N-S, come le lineazioni di stiramento ad essi associate. Queste fasi di piegamento sono associate a sovrascorrimento verso Nord, con maggior concentrazione della deformazione in corrispondenza del Fronte Pennidico. La fase F1 è associata a metamorfismo in facies HP-LT, mentre la fase F2 è associata a una progressiva diminuzione del metamorfismo fino alla facies scisti verdi. Queste due fasi di deformazione sono seguite da una fase F3, sviluppatasi in condizioni di facies sub - scisti verdi fino a non metamorfiche, che ha prodotto pieghe sia NW-vergenti sia SE-vergenti. Questa fase plicativa è legata ai movimenti di transpressione destra lungo il Fronte Pennidico e lungo discontinuità secondarie ad esso associate sia all'interno della Zona Sion-Courmayeur che all'interno del dominio Elvetico.

Nel **Dominio Elvetico-Ultraelvetico** il basamento cristallino del Massiccio del Monte Bianco è caratterizzato da una scistosità alpina localizzata lungo fasce di deformazione milonitiche in cui si ha cristallizzazione di biotite verde e albite con sporadica comparsa di stilpnomelano, indicante condizioni termo-bariche di 2,5 kbar/400°C (VON RAUMER, 1987).

L'assetto strutturale delle coperture metamorfiche è stato oggetto di studio soprattutto da parte di ANTOINE. Il Dominio Elvetico-Ultraelvetico è prevalentemente costituito da scaglie tettoniche all'interno delle quali la partizione planare appare deformata da pieghe NW-vergenti con assi sub-orizzontali a direzione NE-SW (ANTOINE *et alii*, 1975). Tuttavia è noto sin dalla fine del secolo scorso che le foliazioni meso-alpine delle coperture metamorfiche lungo il margine

interno del basamento cristallino del Monte Bianco mostrano in alcune regioni (settore di Entreves) una geometria a “*ventaglio inverso*”, che è grossolanamente simmetrica rispetto alla struttura a “*ventaglio diritto*” del massiccio, prevalentemente definita da superfici di fratturazione (CITA, 1953). Le foliazioni delle coperture risultano infatti localmente rovesciate in corrispondenza del limite con il basamento del Monte Bianco, e presentano un’immersione verso NW, opposta a quella generalmente osservata nelle regioni più interne. Il rovesciamento sarebbe da collegarsi prevalentemente a zone di taglio cataclastiche impostate al limite con il massiccio (ANTOINE *et alii*, 1975). Nel settore di Entreves le zone di taglio hanno direzione prevalente NE-SW con immersione da medio ad alto angolo verso NW, mentre verso il confine italo-svizzero tutti gli elementi strutturali risultano ruotati in direzione NNE-SSW, e tornano ad immergere verso ESE ad alto angolo e testimoniano movimenti trascorrenti sinistri o inversi. Si osserva inoltre un ulteriore sistema di zone di taglio fragili sinistre ad andamento NW-SE e zone di taglio NE-SW destre che tagliano in più punti il contatto con il basamento del Monte Bianco (ANTOINE *et alii*, 1975).

Questo quadro strutturale è confermato e maggiormente definito da numerosi studi (BAGGIO *et alii*, 1960; BAGGIO & MALARODA, 1961, 1962; BERTINI *et alii*, 1985). Infatti l’andamento delle zone di taglio fragili e dei giunti associati all’interno del basamento cristallino del Monte Bianco risulta definito da piani immergenti ad alto e medio angolo sia a NW sia a SE, con direzione media NE-SW parallela all’allungamento in pianta del massiccio, e da superfici sub-verticali con direzione NW-SE. Secondo BERTINI *et alii*, (1985) il massiccio risulta suddivisibile in quattro settori paralleli al suo allungamento in pianta: due settori periferici (esterno ed interno) e due settori centrali. Nel settore più interno, più meridionale, le superfici di movimento con direzione NE-SW immergono a medio angolo verso NW accomodando cinematismi prevalentemente inversi. Nei due settori centrali le faglie con direzione NE-SW hanno immersione sub-verticale sia verso NW sia verso SE e testimoniano ancora movimenti inversi. Nel settore esterno le superfici immergono prevalentemente verso SE ad alto angolo con cinematismi inversi ma raramente anche normali. In tutti e quattro i settori le faglie con direzione NW-SE testimoniano prevalentemente cinematismi trascorrenti. Gli Autori ritengono che questo reticolo di fratture si sia originato durante un’evoluzione polifasica del massiccio. In particolare i movimenti lungo le superfici NE-SW, parallele all’asse di allungamento del massiccio sono legate ad una fase di compressione con asse di raccorciamento principale a direzione NW-SE che ha prodotto intensi fenomeni di sollevamento, soprattutto nel settore centrale del massiccio stesso. Tuttavia i movimenti normali osservati lungo le superfici ad immersione SE del settore esterno indicano una loro riattivazione estensionale. Le faglie trascorrenti con direzione NW-SE potrebbero, allo stesso modo, essersi originate durante una fase di deformazione posteriore alla compressione NW-SE.

2. - QUATERNARIO

La maggior parte della letteratura geologica sulle formazioni superficiali della Valle d'Aosta è naturalmente dedicata al glacialismo, per l'importanza che esso assunse nel modellamento del grande bacino montano e per la diffusione e grandiosità delle forme e dei depositi ad esso legati. Per la presenza di alcuni tra i maggiori ghiacciai delle Alpi italiane, nell'area del Foglio Courmayeur sono stati intrapresi numerosi studi glaciologici (in particolare sui ghiacciai del Miage e del Rutor) e, di riflesso, sugli apparati morenici di età olocenica, qui particolarmente sviluppati. Infine, fondamentali per la ricostruzione del clima del passato risultano le analisi sulle torbe affiorate con il ritiro del ghiacciaio del Rutor.

I primi studi sul quaternario in valle sono opera di MARTINS & GASTALDI (1950), di BARETTI (1866, 1877, 1893) e di BRUNO (1897). Suddivisa in tre articoli è l'ampia monografia di NOVARESE (1911, 1914b, 1915), che compendia i risultati dei rilevamenti dei fogli "Monte Bianco", "Aosta", "Monte Rosa" e "Gran Paradiso", per la prima edizione della Carta Geologica d'Italia (1912). NOVARESE ritiene "*quasi esclusivamente würmiani o postwürmiani*" forme e depositi glaciali intravallivi. Nella fase di ritiro del ghiacciaio balteo egli distingue una *sosta* di Verres, un'*oscillazione* di Châtillon e *tre stadi postwürmiani* 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*", che correla ipoteticamente con gli stadi di Bühl, Gschnitz e Daun istituiti da PENCK & BRÜCKNER (1909) nelle Alpi Bavaresi e Austriache. In particolare lo stadio di Courmayeur è stato istituito dall'Autore sulla base dell'interpretazione del rilievo di Verrand come morena stadiale. Per NOVARESE nel corso di questo stadio i tre ghiacciai complessi (del Monte Bianco, del Gran Paradiso e della Valpelline), che durante la glaciazione würmiana unendosi davano origine a quello della Dora (*ghiacciaio polisintetico*), avevano ormai ritirato le rispettive fronti all'interno dei propri bacini di provenienza. Nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea e in Valle d'Aosta SACCO (1927a) riconosce tre "*glaciazioni*", correlate dubitativamente con il *Mindel*, *Riss* e *Würm* di PENCK & BRÜCKNER (1909). L'Autore individua, come Novarese, tre "*formazioni moreniche di fondovalle, stadiarie*" che considera di età postwürmiana e cioè olocenica, i cui fronti colloca presso Fenis-Nus, Gressan-Aymavilles e Verrand (Courmayeur). Oltre alla sintesi sul Quaternario valdostano, SACCO pubblica, tra il 1917 ed il 1947, una ventina tra lavori ed articoli sul glacialismo e sulle formazioni superficiali della regione, la metà dei quali riguardano l'area compresa nel Foglio Courmayeur (1917a, 1917b, 1919a, 1919b, 1923, 1925, 1927a, 1927b, 1934, 1939, 1947). La morena di La Villette presso Courmayeur viene descritta da ROVERETO (1925) e rappresentata cartograficamente da SACCO (1927a). Sulla geomorfologia dei dintorni di Courmayeur scrivono anche DESIO (1926) e SESTINI (1939).

Il grande ghiacciaio del Miage ed il suo composito apparato morenico sono

stati oggetto di interesse sin dal '700 (BARTOLOZZI, 1781; RAYMOND, fine XVIII sec.; FORBES, 1843; Carta degli Stati Sardi, metà del sec. XIX; carta di ADAMS-REILLY, 1863-64; carta di VIOLLET-LE-DUC, 1876; carta di MARENGO e rilievi di BARETTI, 1879; rilievi dell'I.G.M., 1882; PORRO, 1897 e 1913; fotografia panoramica del 3° REGG. GENIO, 1898; REVELLI, 1910-11; fotografie del col. CELESIA, 1912; rilievi di SACCO, 1916-19; fotografie di BROCHEREL, 1917). I numerosi dati sono compendati nei lavori di BARETTI (1880a) e di SACCO (1917b, 1919a). Il glacialismo del Ruitor è stato indagato dal XIX secolo, soprattutto per opera di BARETTI (1880b), di SACCO (1917a, 1934), di VALBUSA (1933, 1935, 1937a, 1937b) e di PERETTI (1935a, 1935b).

Dopo la seconda guerra mondiale di rilevanza è stato il ritrovamento, avvenuto nel 1957 da parte di PERETTI, di frammenti di torbe restituiti dal ghiacciaio del Ruitor, e successivamente, nel 1972-1973 ad opera di ARMANDO e di PIOVANO, della torbiera da cui provenivano. Le numerose analisi palinologiche (PERETTI & CHARRIER, 1967; CHARRIER & PERETTI, 1972; ARMANDO *et al.*, 1975; ARMANDO & CHARRIER, 1985; BURGA, 1991, 1993, 1995) e datazioni 14C (FORNASERI in CHARRIER & PERETTI, 1972; ARMANDO *et al.*, 1975; PORTER & OROMBELLI, 1985; BURGA, 1991, 1995; OROMBELLI & MASON, 1997; OROMBELLI, 1998) hanno permesso di ottenere informazioni sul paleoclima dell'Olocene antico e medio ed in particolare sulla cronologia del cosiddetto "optimum climatico" dell'Olocene (cfr. V.2.1.2.1). Coleotteri fossili (*Enochrus fuscipennis*) conservati nelle torbe sono descritti da FOCARILE (1978).

ZIENERT (1965) distingue due stazionamenti del ghiacciaio balteo a Verrand (correlato dall'Autore con il Daun) e a La Villette e li riferisce rispettivamente alle fasi "Épinel" e "Valnontey" istituite da AMSTUTZ (1962) in Val di Cogne.

Depositi grossolani a blocchi di granito, sepolti sul fondovalle poco a Nord di Courmayeur, sono rilevati da PORTER & OROMBELLI (1981): i depositi vengono datati a circa 2.500 anni 14C BP e interpretati come parte dell'accumulo di una frana *post*-glaciale proveniente dal massiccio del M. Bianco (cfr. V.2.2.1). PORTER & OROMBELLI (1982) riconoscono nell'alta Valle d'Aosta due maggiori avanzate tardiglaciali: l'avanzata di Courmayeur (morena di La Villette) e l'avanzata di Planplinceux (morena della località omonima in Val Ferret), che gli Autori correlano rispettivamente al Daun nelle Alpi Bavaresi (o a una fase antica dell'Egesen) e all'avanzata di Egesen nelle Alpi Austriache. Le correlazioni sono effettuate su base morfologica (aspetto e distribuzione delle morene) e paleoclimatica (confronto tra gli abbassamenti altimetrici delle linee di equilibrio rispetto a quelle attuali: rispettivamente di 450 ± 50 m e di 350 ± 50 m). Non disponendo di datazioni specifiche, la formazione delle morene viene riferita ad un periodo compreso tra i 14.200 anni 14C BP (torbe al Lago d'Alice nell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea, SCHNEIDER, 1978, che attestano una locale deglaciazione nell'anfiteatro) e gli 8.400 anni 14C BP (quando il ghiacciaio del Ruitor era meno esteso dell'attuale). In base alla distribuzione delle forme di esarazione, dei massi erratici,

delle morene terminali e dei lembi fluvioglaciali terrazzati, vengono ricostruiti i profili e la topografia delle masse glaciali in Val Veny e Val Ferret durante il LGM (quando il ghiacciaio di Val Veny raggiungeva le quote di quasi 2.900 m al Col de La Seigne e di 2.625 m sopra Entreves) e nel corso delle due avanzate tardiglaciali. Durante l'avanzata più recente i ghiacciai della Val Veny e della Val Ferret non sarebbero stati più uniti. Il rilievo su cui sorge l'abitato di Verrand viene interpretato, a differenza da quanto proposto da NOVARESE, SACCO e ZIENERT, come un accumulo di frana.

L'evoluzione quaternaria delle valli di La Thuile è oggetto di una tesi di laurea, inedita (BASTER, 1993), in cui il fondovalle di La Thuile viene interpretato come conca chiusa endoreica, entro la quale confluivano quattro valli principali (rami del Ruitor, Verney, Pré St Didier e Thovex).

Una ricostruzione dell'evoluzione olocenica (dal XIII sec. in poi) dei ghiacciai delle valli Veny e Ferret e del Ruitor è prospettata da AESCHLIMANN (1983) sulla base di numerose datazioni ¹⁴C e analisi dendrocronologiche, condotte in particolare sui resti del bosco fossile scoperto nel Giardino del Miage. DELINE si occupa della geomorfologia della Val Veny (1995, 1998) e della Val Ferret nell'ambito di un dottorato di ricerca (2002), con particolare riguardo ai rapporti tra frane e glacialismo. L'analisi multidisciplinare (DELINE 1997, 1999a, 1999b) condotta sull'apparato morenico del ghiacciaio del Miage ha permesso di individuare nell'espansione del 1640 il *maximum* della PEG e nell'attribuire la maggior parte del till costituente le morene laterali di età olocenica a fasi di espansione glaciale precedenti la PEG.

Recentissimi sono poi i lavori di OROMBELLI (2005) sul glacialismo olocenico del Ruitor, di DELINE (2005b) sull'evoluzione olocenica della Val Veny e quelli, basati su sondaggi geognostici, sull'anfiteatrino del Miage (OROMBELLI & DELINE, 2002) e sulla successione lacustre del Combal (DELINE & OROMBELLI, 2005) (cfr. V.2.1.2.1).

Sotto l'aspetto strettamente glaciologico sono fondamentali i lavori pubblicati sul Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, tra cui le relazioni periodiche di VALBUSA, di CAPELLO e di LESCA (anni '30-'70) e le sintesi di PERETTI (1935a) sul Ruitor e di CERUTTI (1971, 1977, 1995) sul glacialismo nel massiccio del M. Bianco. Il ghiacciaio del Miage è stato oggetto di misurazioni in occasione dell'anno geofisico 1957-1958 (CARABELLI, in CNR-CGI, 1961) e, recentemente, di studio da parte di DELINE (1999a, 1999b), di SMIRAGLIA *et al.* (2000) e di THOMSON *et al.* (2000). Alcune frane presenti in Val Veny sono descritte nei lavori di GIAMBASTIANI (1983) e di MORTARA & SORZANA (1987b).

In una sintesi sul carsismo valdostano CASALE & DI MAIO (1983) forniscono un elenco descrittivo delle grotte e delle doline note: presso La Thuile la *Gran Borna*, la *Caverna della Palestra*, il *Pozzo del Mont du Parc* ed il *Pozzo di Pian Prà*; il *Trou des Romains* in Val Sapin, la *Grotta di Val Veny*.

V - STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO

I rilevamenti di terreno alla scala 1:10.000 effettuati dai rilevatori del foglio “Courmayeur” negli anni compresi tra il 1996 e il 1999, permettono di fornire un quadro tettonostratigrafico che in alcuni aspetti si differenzia in maniera anche consistente da quello prospettato dagli Autori precedenti. In fase di sintesi è sorta la necessità di rappresentare le informazioni di nuova acquisizione in maniera obiettiva, ma allo stesso tempo facendo risaltare anche aspetti di ordine interpretativo. Al fine di soddisfare tale necessità rappresentando la maggior parte di informazioni possibili sull’evoluzione geologica, si è utilizzato il concetto di **unità tettonostratigrafica**. Questo termine è stato introdotto ed utilizzato efficacemente nel foglio 153, “Bardonecchia”, della CGI in scala 1:50.000, primo tra quelli del progetto CARG realizzato nelle Alpi occidentali. Le unità tettonostratigrafiche vengono definite come “volumi rocciosi delimitati da contatti tettonici e contraddistinti da una successione stratigrafica e/o da una sovraimpronta metamorfica e/o da un assetto strutturale significativamente diversi da quelli dei volumi rocciosi adiacenti” (DELA PIERRE *et alii*, 1997; POLINO *et alii*, 1999). I criteri generali per la definizione delle unità cartografate nel foglio Courmayeur sono stati definiti dai precedenti Autori nel citato foglio “Bardonecchia” e vengono qui di seguito brevemente richiamati.

Il criterio principale utilizzato nella separazione delle unità è stato il riconoscimento mesoscopico di caratteri stratigrafici primari e la definizione di successioni coerenti. In tali successioni i contatti tra i vari termini sono interpretabili come contatti primari. In contrapposizione ai contatti stratigrafici i contatti tettonici accoppiano spesso successioni di litotipi che presentano termini incompatibili dal punto di vista litostratigrafico. Quindi, nel caso in cui due successioni siano separate da contatti tettonici vengono generalmente incluse in unità diverse. Tuttavia possono esistere contatti tettonici interni alle unità, in questo caso però

essi non accoppiano successioni differenti dal punto di vista stratigrafico.

Un secondo criterio importante nella definizione delle unità principali è quello dell'omogeneità dal punto di vista metamorfo-strutturale. Litotipi raggruppati all'interno della stessa unità devono comunque mostrare evoluzioni metamorfiche simili e storie deformative confrontabili.

All'interno di ogni unità principale, delimitata da superfici tettoniche duttili o fragili, sono state distinte delle unità litostratigrafiche (potenzialmente formalizzabili) e dei complessi disposti secondo i normali criteri stratigrafici (dal basso verso l'alto stratigrafico). Le unità litostratigrafiche sono termini omogenei dal punto di vista litologico, tra esse differenziabili sempre sulla base di criteri litologici e in cui i caratteri pre-metamorfici sono ancora riconoscibili (es. quarziti di "nome di località" o marmi di "nome di località"). I complessi invece sono dei gruppi di litotipi omogenei a grande scala ma internamente costituiti da più tipi litologici con rapporti geometrici relativamente complicati a causa della deformazione. Questi tipi litologici possono anche essere definiti come unità litostratigrafiche, ma, contrariamente alle precedenti, non sono virtualmente formalizzabili, proprio a causa delle complicate relazioni strutturali.

Le unità distinte nell'area rilevata, dal settore più interno a quello più esterno sono le seguenti (cfr. Fig.2 e schema tettonico in scala 1:200.000 a cornice del foglio geologico):

- Unità del Ruitor
- Unità dell'Houiller
- Unità Rantin - Touriasse
- Unità di Laitgre
- Unità Sion – Courmayeur
- Unità di Ferret
- Unità del Mont Chetif
- Unità Elvetico – Ultraelvetica
- Unità del Monte Bianco

Per quanto riguarda i nomi delle unità sopra elencate si fa presente che, essendo un foglio di confine, esistono alcuni problemi nella scelta del toponimo di riferimento da utilizzare, non sempre c'è coincidenza tra i toponimi IGM e quelli in uso nella cartografia locale. Il criterio generale è stato quello di utilizzare i toponimi IGM ad eccezione di quelli già definiti ed in uso nei fogli limitrofi come Ruitor in sostituzione di Rutor. Un caso particolare è rappresentato dall'Unità di Laitgre definita su base IGM ma il cui nome corretto è quello di Leytire, come riportato in tutte le cartografie tecniche regionali. La decisione di mantenere il termine errato deriva dal fatto che non ci sarebbe stata corrispondenza tra base cartografica e casella di legenda considerando anche che le rocce affiorano solo in questa cima.

In alcuni settori dell'area coperta dal foglio Courmayeur le unità distinte non sono facilmente inquadrabili in termini di semplici unità tettonostratigrafi-

che, poiché sono costituite da importanti fasce di deformazione duttile-fragile di potenza pluri-ettometrica che contengono scaglie decametrico-ettometriche derivanti dalla deformazione delle unità che separano. Poiché queste fasce di deformazione mostrano una considerevole complessità strutturale al loro interno, legata alla presenza di numerosi contatti tettonici sub-paralleli, non sarebbe logico identificarle come una serie di unità separate. Allo stesso tempo esse non costituiscono delle discontinuità cartografabili come elementi lineari in pianta. Nel foglio Courmayeur sono presenti due fasce di questo tipo, che sono state definite **zone di deformazione** (cfr. Fig.2), e sono:

- Zona di Deformazione del Gran San Bernardo
- Zona di Deformazione di Courmayeur

1.1. - UNITÀ DEL RUIITOR (FALDA DEL GRAN SAN BERNARDO AUCT. P.P.)

L'Unità del Ruitor è presente unicamente al margine sud orientale del foglio, nel settore compreso tra il Col du Mont (confine di stato) e la fronte del ghiacciaio del Ruitor dove entra in contatto con i metaconglomerati dell'Unità dell'Houiller.

Il limite è ben esposto alla base dell'esteso affioramento compreso tra le due lingue glaciali nella parte frontale del ghiacciaio del Ruitor. In questo settore i metaconglomerati milonitici dell'Unità Houiller si sovrappongono ad una potente massa di anfiboliti di basamento. Il contatto immerge di circa 40° verso NNE.

Da un punto di vista litologico, l'unità si compone in prevalenza di paraderivati polimetamorfici (micascisti e paragneiss) contenenti corpi concordanti di metabasiti (Complesso del Ruitor) e, in quantità minore, di ortogneiss occhiadini e gneiss aplitici (Ortogneiss di Vedun).

Tra i paraderivati sono distinguibili diverse facies litologiche, comprese tra termini marcatamente micacei e termini granoblastici di tipo gneissico, eredità probabile della variabilità composizionale del protolite sedimentario (metasedimenti pelitico-arenitici). Nel limitato settore rappresentato in carta non si è ritenuto opportuno differenziare i paragneiss e i micascisti preferendo esaltare la presenza di settori a relitti mineralogici prealpini preservati (**RUIa**).

1.1.1. - *Complesso del Ruitor (RUI)*

Sono raggruppate sotto questa definizione diverse facies di paragneiss e micascisti polimetamorfici, talora totalmente riequilibrati alle condizioni metamorfiche alpine, talora preservanti diffusi relitti delle paragenesi metamorfiche prealpine (**RUIa**). Tra i micascisti, i tipi più comuni sono rappresentati da micascisti a noduli di cloritoide e/o pseudomorfosi di cloritoide su staurolite e da micascisti granatiferi. Tali litotipi sono il prodotto della rielaborazione tettonometamorfica

alpina di originali micascisti e paragneiss a staurolite biotite e granato \pm cianite solo raramente preservati.

Il chimismo di queste rocce è stato estesamente descritto da BOCQUET-DESMONS (1974), DESMONS e PLOQUIN (1989) e da BAUDIN (1987), DESMONS (1992). I caratteri principali sono l'elevato contenuto in silice (SiO_2 60÷75%) ed in allumina ($14 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 23\%$), i bassi tenori in sodio ($1 < \text{Na}_2\text{O} < 2\%$), calcio ($0,5 < \text{CaO} < 1,8$) e magnesio ($1 < \text{MgO} < 3$).

Tali composizioni suggeriscono la derivazione da sedimenti silicoclastici di tipo pelitico.

Alcuni significativi affioramenti di micascisti a staurolite biotite e granato \pm cianite sono presenti lungo il versante Est della Becca du Mont. In queste rocce la staurolite può avere dimensioni pluricentriche ed è frequentemente geminata. Talora si presenta in concentrazioni così elevate da costituire dei veri e propri livelli di "staurolititi". Alla staurolite si associano sempre biotite bruna, muscovite, granato, quarzo e plagioclasio (An max. 22%); rutilo, ilmenite, tormalina ed apatite sono sempre presenti in quantità accessoria. La cianite è solo raramente presente ed è di difficile riconoscimento ad occhio nudo.

I micascisti a pseudomorfosi di cloritoide su staurolite sono rocce di colore argenteo a patine rossastre, facilmente riconoscibili sul terreno per la presenza sulle superfici di alterazione di prismi millimetrico-centimetrici di colore nero o bluastro e di grossi porfiroclasi di granato.

Le facies a noduli di cloritoide e granato sono analoghe in molti aspetti alle precedenti, rappresentando unicamente uno stadio più avanzato di cristallizzazione e deformazione alpina. I noduli sono composti da piccoli individui prismatici o da ammassi microcristallini di cloritoide, frequentemente circondati da aureole di sericite e involuppati in una foliazione a fengite, quarzo, cloritoide, clinozoisite, rutilo e minerali opachi.

I micascisti a granato sono caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti talora centimetrici di granato, presumibilmente prealpino, contenuto in una foliazione alpina a quarzo, fengite, cloritoide, clorite e albite.

Tra le facies marcatamente granoblastiche presenti all'interno del complesso del Ruitor sono da segnalare gneiss grigi a biotite e muscovite e gneiss quarzoso-albitici. I primi sono caratterizzati da porfiroclasti plurimillimetrici di muscovite, dalla presenza di biotite bruna prevalentemente concentrata in livelli preferenziali e da abbondanti lenti quarzose parallele alla scistosità. Gli gneiss quarzoso-albitici sono il prodotto della rielaborazione tettonometamorfica dei termini precedenti e sono caratterizzati da un elevato contenuto in albite e dall'assenza di biotite e muscovite. La foliazione è sottolineata da mica chiara fengitica, clorite e biotite verde; il *fabric* più comune è rappresentato da un'alternanza di letti leucocratici quarzoso-albitici microcristallini alternati a letti prevalentemente fillosilicatici.

Agli gneiss è associata un'ampia varietà di metabasiti (**RUI_b**) caratterizzate in genere da un'alternanza molto netta di letti decimetrico-metrici di composizione

femica (variabile entro termini prasinitici e anfibolitici) e di subordinati letti centimetrico-decimetrici leucocratici, fortemente albitici (anfiboliti listate). Queste rocce sono state descritte ampiamente da ETERADOSSI (1983) e da BAUDIN (1987).

I livelli femici sono costituiti da orneblenda verde, generalmente trasformata in glaucofane *s.l.* o in anfibolo blu-verde, attinoto, granato, clorite, albite, quarzo, clinozoisite, titanite, rutilo e ilmenite.

Le paragenesi e le tessiture sono variabili così come le proporzioni modali tra anfibolo, albite, clorite e granato e si può passare da termini prasinitici molto albitici a termini più francamente anfibolitici.

I livelli leucocratici sono costituiti da trame quarzoso-albitiche, nelle quali la scistosità alpina è sottolineata da mica chiara, biotite verde, clorite e più raramente da anfibolo blu-verde o glaucofane.

1.1.2. - *Ortogneiss di Vedun (VDN)*

All'interno di questa categoria vengono comprese sia facies occhiadine e microocchiadine derivanti chiaramente dalla trasformazione metamorfica di originari litotipi granitoidi, sia i rari gneiss aplitici che talora si intercalano ai paraderivati dell'Unità del Ruitor.

Le facies occhiadine e microocchiadine affiorano in bancate biancastre di potenza metrico-decamentrica parallele alla foliazione alpina, facilmente individuabili per il loro contrasto cromatico con i paragneiss e micascisti incassanti.

Tali litotipi contengono porfiroclasti centimetrici di microclino, spesso pertitico, ad abito euedrale o, con maggior frequenza, fusiforme più o meno stirata. La foliazione è marcata da discontinui letti lepidoblastici composti quasi esclusivamente da mica chiara e da biotite verde e clorite subordinate; la matrice granoblastica è costituita in modo prevalente da quarzo e albite e, in quantità inferiore, da microclino e clinozoisite.

Tra gli accessori sono comuni apatite, titanite e zircono.

Il granato è presente solo raramente in individui submillimetrici all'interno della matrice granoblastica.

Sulla base di un esame tipologico degli zirconi contenuti in questi gneiss, PUPIN (1976) ha proposto per essi una derivazione da graniti anatectici.

Nel settore Nord dell'Unità del Ruitor gneiss analoghi sono stati descritti da GOUFFON (1993), SCHIAVO (1997), CABY (1974), BURRI (1983) e THÉLIN (1983). Quest'ultimo riconosce paragenesi metamorfiche prealpine all'interno degli ortogneiss (biotite bruna) e, sulla base di questa osservazione, propone età carbonifera o più antiche per i protoliti granitici; tali osservazioni vengono confermate da recenti datazioni radiometriche U-Pb su zirconi che hanno fornito età di circa 460 Ma per gli gneiss di Vedun (BERTRAND *et alii*, 2000). Nei campioni provenienti dall'area in esame non sono tuttavia mai state riconosciute paragenesi metamor-

fiche precedenti l'evento polifasico alpino.

I rari ortoderivati aplitici si differenziano dai precedenti per un contenuto più elevato in albite e in fillosilicati. La foliazione, anche in questo caso, è sottolineata da mica chiara, clorite e biotite verde.

Il *fabric* più comune è rappresentato da un'alternanza di letti leucocratici quarzoso-albitici microcristallini, alternati a letti prevalentemente fillosilicatici.

Raro lo sviluppo porfiroblastico dell'albite.

1.2. - UNITÀ DELL'HOUILLER (FALDA DEL GRAN SAN BERNARDO AUCT. P.P.)

L'Unità dell'Houiller coincide con la Zona Houiller degli Autori precedenti. Nel foglio "Courmayeur" presenta una larghezza di diversi chilometri. Il suo limite interno è sottolineato dal contatto con la sovrastante Unità di basamento polimetamorfico del Ruitor, mentre verso la parte esterna della catena alpina la Zona Houiller ricopre le Unità di Rantin-Touriasse, e di Sion-Courmayeur, con le quali si trova in contatto tettonico attraverso la Zona di Deformazione del Gran San Bernardo.

La successione stratigrafica ricostruita nella realizzazione del foglio 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 90, "Aosta", durante il rilevamento del quale sono state cartografate delle successioni equivalenti appartenenti alla stessa unità.

Dal basso verso l'alto, la successione è costituita dapprima da livelli prevalentemente fillosilicatici e carboniosi, per passare poi progressivamente a litotipi a composizione maggiormente quarzítico-arenacea fino a conglomeratica. Verso la parte sommitale della successione stratigrafica, i livelli più scistosi diventano sempre più rari fino a scomparire quasi completamente a favore degli orizzonti conglomeratici, la cui tessitura, seppur trasposta e rielaborata dalle deformazioni di età alpina, mostra strutture tipo *clast supported*.

In prossimità del contatto con il basamento polimetamorfico del Ruitor, i meta-conglomerati mostrano dei livelli con tessiture milonitiche e isorientazione e stiramento dei clasti.

Nell'Unità Houiller l'associazione metamorfica alpina prevalente è in facies scisti verdi di bassa temperatura con paragenesi a clorite, fengite, albite, biotite verde, epidoto e stilpnomelano. Abbondante risulta inoltre l'antracite. Si segnala che nelle immediate vicinanze della fronte del ghiacciaio del Ruitor, gli scisti e la matrice dei meta-conglomerati presentano talvolta del cloritoide, probabile relitto di una fase metamorfica di alta pressione-bassa temperatura (HP-LT).

Le suddivisioni litostratigrafiche principali vengono riportate qui di seguito.

1.2.1. - *Complesso Dell' Houiller*

1.2.1.1. - Quarzomicascisti grigio-nerastri e meta-arenarie (QHO)

Questi litotipi sono costituiti da alternanze metrico-decametriche di quarzomicascisti di colore grigio-nerastro e meta-arenarie, quarziti impure e meta-conglomerati poligenici a clasti di quarziti biancastre e rosate, scisti neri, gneiss (di probabile basamento prealpino) e subordinati clasti di rocce basiche ed epidositati (*Carbonifero ?*). I quarzomicascisti grigi sono costituiti principalmente da mica, grafite, clorite e quarzo. Localmente, all'interno della successione, sono presenti livelli continui, di potenza metrica, di micascisti grigio-nerastri debolmente carboniosi. In alcune zone le meta-arenarie e i metaconglomerati divengono prevalenti. Ove prevalenti, i livelli principali di metaconglomerati sono stati cartografati (QHO_a). Essi sono caratterizzati dallo stiramento e isoorientamento dei clasti, e possono avere localmente ancora preservata l'originaria struttura sedimentaria, oppure essere milonitizzati. All'interno dei meta-conglomerati sono stati inoltre osservati livelli metrici di metabasiti; gli affioramenti di questi litotipi sono situati nei pressi dei laghi di Goillat nel vallone di Leseney, lungo la destra orografica dello stesso vallone ed in corrispondenza del passo che mette in comunicazione la Combassa con il Vallone d'Arpy. Si tratta di rocce di colore verde e verde-bluastro caratterizzate da una paragenesi in facies scisti verdi con mica chiara, quarzo, albite, biotite verde e clorite.

La ritmica alternanza di litotipi all'interno della successione di meta-arenarie, quarziti e meta-conglomerati ha permesso di avanzare in alcune località delle ipotesi sull'originaria polarità degli orizzonti sedimentari, pur considerando che tale successione è stata interessata da almeno tre fasi plicative e che quindi queste polarità possono essere difficilmente estrapolate all'intera sequenza. I relitti di strutture sedimentarie sembrano indicare prevalentemente un ringiovanimento andando dal basso verso l'alto della successione.

Inoltre la presenza di relitti di canali e di superfici di erosione permette di ipotizzare che questa successione si sia depositata in ambienti di tipo deltizio ed in posizione non distante dalla sorgente stessa del materiale sedimentato. L'origine dei materiali suggerisce inoltre che la sorgente doveva essere un basamento cristallino di tipo continentale.

1.2.1.2. - Scisti neri (SHO)

Gli scisti neri con subordinate alternanze di quarzomicascisti affiorano lungo una direttrice ad andamento NE-SW che parte dal Col Saint Charles e raggiunge il Colle del Piccolo San Bernardo (*Carbonifero?*).

Si tratta di bancate generalmente metrico-decametriche di scisti filladici grigio

scuro-nerastri e di più rari livelli di quarzomicascisti argentei costituiti prevalentemente da mica bianca, quarzo, grafite, clorite, solfuri e subordinata albite. 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.

Gli orizzonti antracitico-carboniosi vennero coltivati a partire dal secolo scorso fino alla fine del secondo conflitto mondiale. I livelli più carboniosi si rinvennero negli orizzonti più ricchi in quarzo (Cretaz, pendici occidentali del Colle della Croce).

1.3. - UNITÀ RANTIN - TOURIASSE

L'Unità Rantin-Touriasse viene definita qui per la prima volta e include una serie di litotipi che si trovano al passaggio tra l'Unità del Gran San Bernardo e l'Unità di Sion-Courmayeur dalle quali è separata da due contatti tettonici di tipo duttile appartenenti al fascio di zone di taglio che costituiscono la Zona di Deformazione del Gran San Bernardo. L'Unità Rantin-Touriasse può quindi essere considerata come una scaglia *incertae sedis* all'interno di questa zona di deformazione.

Generalmente i litotipi qui riferiti all'Unità Rantin - Touriasse venivano ricondotti dagli Autori precedenti al ricoprimento del Gran San Bernardo (ELTER G. & P., 1965) e attribuiti al Trias. Come suggerito da tali Autori la loro appartenenza alle coperture triassiche del substrato permo-carbonifero Houiller non può essere esclusa. Tuttavia attualmente i rapporti stratigrafici originari sono sicuramente complicati da superfici di scollamento, e non si riconoscono litotipi simili in contatto non tettonico con il substrato Houiller. Per questi motivi si è proceduto alla definizione di questa unità, alla quale appartengono i seguenti litotipi:

Quarziti

Marmi dolomitici

L'evoluzione metamorfica dell'unità non è nota, poiché nel foglio "Courmayeur" la composizione mineralogica prevalentemente carbonatica dell'unità non ha fornito paragenesi significative.

1.3.1. - *Quarziti dell'Abbondanza (ABZ) (Trias inf. ?)*

Presso la Touriasse, poco a monte del Pian dell'Abbondanza, sono state osservate quarziti bianche o verdine, localmente con passate di mica bianca sormontate da "Quarziti conglomeratiche a clasti silicei e subordinati clasti carbonatici (ABZ_a)". Le quarziti, nel foglio "Courmayeur", affiorano unicamente nei pressi della Touriasse, mentre litotipi simili sono stati osservati in posizioni struttural-

mente analoghe, sempre in associazione con i marmi, nell'area compresa nel foglio "Aosta" (Col Serena).

1.3.2. - *Marmi della Touriasse (TOU)*

Si tratta di marmi dolomitici più o meno vacuolari localmente mostranti una foliazione molto pervasiva (*Trias medio?*). Sono caratterizzati da un colore grigio-giallastro e localmente bianco avorio. Anche i marmi dolomitici, come le quarziti, nel foglio "Courmayeur" compaiono unicamente in corrispondenza della Touriasse. Affioramenti di rocce molto simili, in posizioni strutturalmente analoghe, sono stati invece osservati all'interno dell'adiacente foglio 90, "Aosta", in corrispondenza dell'Alpe Rantin.

1.4. - UNITÀ DI LAITGRE

Anche in questo caso si tratta di un'unità di nuova definizione, che costituisce un piccolo *klippe* localizzato in corrispondenza della cima Laitgre (Punta Leytira) nel settore sud-occidentale dell'area cartografata, si ricordi che il termine Laitgre è stato scelto perché presente nella base topografica IGM 1:50.000. Sono stati attribuiti a questa unità anche altri piccoli affioramenti isolati, i cui rapporti strutturali nei confronti delle unità adiacenti sono incerti, ma che litologicamente presentano importanti analogie con i termini litostratigrafici definiti alla cima Laitgre.

I litotipi qui attribuiti a questa unità venivano in precedenza inclusi nell'Unità del Piccolo San Bernardo (ELTER G. & P., 1965; ANTOINE, 1972), ed attribuiti al Trias sup. e al Lias inf. (cfr. IV.1.2). A parere degli scriventi, l'attribuzione cronologica dei termini che costituiscono questa unità resta invece di difficile definizione.

1.4.1. - *Marmi di Laitgre (LEY) (Giurassico?)*

I marmi calcitici costituiscono la parte maggiore dell'Unità di Laitgre. Sono dei litotipi di aspetto piuttosto massiccio con *layering* compositazionale determinato da differenze di granulometria. Il colore è grigio-bluastro, spesso mostrano livelli e lenti di quarzo, probabilmente derivanti da originarie porzioni selciferi.

I marmi affiorano diffusamente a cima Laitgre (Punta Leytira) dove si trovano al nucleo di una struttura antiforme bordata da zone di taglio. Tuttavia in questa zona i rapporti litostratigrafici tra i litotipi sono complicati dall'esistenza di una DGPV, a causa della quale blocchi ettometrici del substrato sono traslati di alcune centinaia di metri verso il basso. Litotipi simili, riferibili alla medesima unità, si ritrovano anche poco a NW della Pointe Rouse, anche qui in probabile contatto

tettonico con i litotipi della sottostante Unità Sion – Courmayeur.

Oltre a questi marmi sono presenti altri litotipi perlopiù osservabili in affioramenti non cartografabili. Si tratta di marmi dolomitici con livelletti di scisti micacei di colore verde o rossastro (Trias?). Questi litotipi rappresentano la parte basale della successione litostratigrafica dell'unità. Si tratta di marmi dolomitici piuttosto laminati, di colore giallastro con intercalazioni decimetriche di livelletti scistosi micaceo-cloritici di colore da verde a rossiccio. La potenza di questo livello, seppure sempre piuttosto ridotta, varia lateralmente da pochi metri a una decina di metri. Nella carta geologica sono stati inclusi tra le carnirole presenti alla base dei marmi (**BCC**).

1.5. - UNITÀ SION – COURMAYEUR

L'unità Sion-Courmayeur affiora in maniera continua in una potente fascia che attraversa con direzione NE-SW tutto il foglio Courmayeur. Sono state riunite in questa unità alcune unità litostratigrafiche e alcuni complessi che in passato erano stati attribuiti ad unità diverse da altri Autori. Più in particolare vengono inclusi in questa unità:

- litotipi attribuiti in passato all'Unità del Piccolo San Bernardo dalla maggior parte degli Autori;
- litotipi attribuiti alla così detta Unità del Versoyen e Scaglia della Pointe Rousse da ELTER G. & P. (1965);
- litotipi attribuiti all'Unità Roignais – Versoyen da ANTOINE (1972).

I motivi che inducono a operare questa semplificazione sono essenzialmente l'assenza di superfici di discontinuità tettonica tra le vecchie unità litostratigrafiche ed i complessi riuniti sotto questa nuova unità e la sostanziale coerenza della successione stratigrafica che deriva dall'introduzione di questa semplificazione.

Dal punto di vista litostratigrafico e tettonico sono stati invece individuati durante i recenti rilevamenti di terreno i seguenti complessi:

- Complesso del Piccolo San Bernardo
- Complesso delle Breccie di Tarantasia

Il passaggio tra il *Complesso delle Breccie di Tarantasia* e il *Complesso del Piccolo San Bernardo* si segue dalla cresta compresa tra cima Laitgre (Punta Leytira) e il M. Ouille fino al canale che separa la Pointe Rousse dalla Tormotta, e ancora oltre fino al Colle del Breuil. Il passaggio laterale tra litotipi appartenenti ad un complesso e litotipi appartenenti all'altro complesso sembra indicare rapporti originari di eteropia tra i vari termini stratigrafici. L'apparente coerenza stratigrafica tra i due complessi contrasta con una evoluzione metamorfica apparentemente differente.

Nel Complesso del Piccolo San Bernardo le facies terrigene (scisti e calcescisti) mostrano paragenesi relitte a Fe-carfolite, mica e clorite, indicanti pressioni di 14-15 kbar e temperature di 350÷400°C (BOUSQUET, 1998). Queste paragenesi sono sostituite da successive associazioni a cloritoide, clorite e mica, indicanti temperature di 450÷500°C e pressioni di 13÷15 kbar. Questo secondo tipo di associazioni è infine sostituito da paragenesi più recenti e tipiche della facies scisti verdi (BOUSQUET, 1998), che sono quelle più diffuse e meglio conservate. Questa sovrapposizione di associazioni mineralogiche sembrerebbe indicare un'evoluzione da condizioni HP-LT a condizioni tipiche della facies scisti verdi.

Al contrario, nel Complesso delle Breccie di Tarantasia non vi sono evidenze di paragenesi relitte a Fe-carfolite e cloritoide, il che sembrerebbe suggerire che in questo complesso le pressioni non avrebbero mai superato gli 8 kbar (BOUSQUET, 1998). Per giustificare questa differenza di evoluzione sembrerebbe necessario ipotizzare la presenza di un contatto tettonico tra i due complessi, che risulterebbero quindi essere in realtà due diverse unità tettonostratigrafiche.

Nell'ambito del foglio "Courmayeur" si è preferito rimarcare la continuità stratigrafica tra i due complessi, ritenendo che la mancanza di segnalazioni di Fe-carfolite nel Complesso delle Breccie di Tarantasia potrebbe anche essere legata a limiti di campionamento. I rapporti tra i due complessi restano comunque da definire ed approfondire in maggior dettaglio.

1.5.1 - *Complesso del Piccolo San Bernardo*

Questo complesso è costituito da una serie di litotipi a composizione scisto-grafitica prevalente, talora carbonatica, che includono anche alternanze di metabasiti e gneiss conglomeratici. Questi litotipi si trovano tra loro in rapporti piuttosto complicati che suggeriscono la presenza di probabili originari contatti stratigrafici di tipo eteropico. Alla luce di queste considerazioni, data anche l'assenza di fossili che consentano di datare con certezza i vari termini litostratigrafici, non è possibile proporre delle attribuzioni cronologiche soddisfacenti. Inoltre risulta difficoltoso anche ricostruire la probabile successione stratigrafica originaria, visto che si sospetta l'esistenza di rapporti di eteropia. Per tale motivo la successione in cui verranno descritti i vari termini litostratigrafici appartenenti al complesso deve essere considerata come ipotetica.

1.5.1.1. - Calcescisti grigio-nerastri (CGP) (*Lias ?*)

Costituiscono una successione piuttosto omogenea, data da alternanze metrico-plurimetriche di calcescisti sericitico-cloritici con porzioni variabili di quarzo e albite, e di calcescisti marmorei. Queste rocce presentano generalmente un co-

lore nerastro o grigio scuro, e al loro interno sono stati rinvenuti resti di belemniti (FRANCHI, 1899, 1907).

La successione affiora diffusamente nella zona posta a SW del lago di Verney fino al Monte di Fourclaz. Il contatto con gli scisti neri e gneiss cloritico-epidotico-anfibolici è transizionale. Esso è osservabile soltanto al piede del versante NE del Monte di Fourclaz in corrispondenza di alcuni piccoli affioramenti.

1.5.1.2. - Scisti neri debolmente carbonatici (**SBP**) (*Cretacico?*)

Gran parte del Complesso del Piccolo San Bernardo è costituita da una successione di scisti grafitici nerastrati localmente carbonatici e con sporadiche e rare bancatelle centimetrico-decimetriche di marmi detritico-micacei o di calcescisti grafitici. In questi litotipi sono frequenti le intercalazioni di livelli conglomeratici ad elementi centimetrico-decimetrici di gneiss albitici chiari, che sono stati indicati nella cartografia allegata come “scisti neri quarzoso-micaceo-cloritici localmente conglomeratici a clasti di gneiss, a grana media (**SBP_b**)”.

Intercalati negli scisti si rinvengono livelli di gneiss prasinitici e passate di breccie ad elementi di serpentiniti, che comunemente sono limitate a livelli di spessore metrico, ma che localmente originano delle masse maggiori, imballate negli scisti neri. Questi litotipi verranno descritti nel paragrafo successivo.

In alcune zone all'interno degli scisti neri si osservano orizzonti cartografabili di “scisti filladici di colore argenteo (**SBP_a**)”. Questi litotipi, che possono essere considerati come variazioni laterali di facies degli scisti neri, affiorano nella zona del Colle di Youla.

1.5.1.3. - Gneiss cloritico-epidotico-anfibolici (**GCP**) (*Cretacico?*)

Negli scisti sono presenti lenti e livelli di rocce a composizione basica. Gran parte di queste rocce basiche contengono in realtà grandi quantità di quarzo e mica bianca, e sono meglio definibili come gneiss cloritico-epidotico-anfibolici a grana media. La paragenesi più classica è data da quarzo, mica bianca, albite, epidoto, clorite ed anfibolo attinolitico. Gli gneiss possono passare, per progressivo arricchimento in fasi fillosilicatiche, a scisti neri ricchi in albite. Rapporti di passaggio graduale tra gli scisti e gli gneiss sono frequenti soprattutto nella regione della Punta dei Ghiacciai. Inoltre si osservano talora “leucogneiss albitico-cloritici localmente conglomeratici a clasti di quarziti, con sporadiche alternanze di gneiss cloritico-epidotico-anfibolici e di scisti neri più o meno conglomeratici (**GCP_c**)”. I passaggi graduali agli scisti e la presenza di livelli conglomeratici sembrano testimoniare un'origine sedimentaria per questi gneiss che potrebbero quindi rappresentare paragneiss derivanti in parte da detritismo basico. A NW

del Lago di Verney si sono inoltre osservati “leucogneiss a grana medio-fine con relitti di K-feldspato (GCP_b)”, probabilmente ortoderivati, il cui rapporto con gli altri gneiss appartenenti a questo complesso non è del tutto chiarito.

Localmente si osservano invece prasiniti massicce non cartografabili, con classica struttura ocellare, che preservano talora relitti di anfiboli pre-metamorfici e di strutture magmatiche. Questi litotipi rappresentano, più probabilmente dei termini ortoderivati.

Infine, all’interno di questo gruppo di litotipi dalle caratteristiche litostratigrafiche molto variabili si osservano intercalazioni localmente cartografabili di “Brecce ad elementi di serpentiniti, serpentiniti con relitti di strutture pre-metamorfiche (peridotiti) con subordinati serpentinoscisti localmente passanti a cloritoscisti (GCP_a)”. Le brecce ad elementi di serpentiniti rappresentano il termine più diffuso tra le rocce ultrabasiche. La taglia degli elementi varia da centimetrica a metrica. Questi litotipi mostrano in affioramento una tessitura caotica, in cui i clasti sono separati da superfici di discontinuità variamente orientate spesso riattivate come superfici di movimento durante le fasi deformative. Alcuni elementi di dimensioni maggiori mostrano ancora relitti mineralogici pre-metamorfici relativamente ben preservati (olivine e pirosseni).

In prossimità delle superfici lungo le quali la riattivazione è stata più accentuata si osservano dei serpentinoscisti o dei cloritoscisti.

1.5.2 - *Complesso delle Brecce di Tarantasia*

Come per il Complesso del Piccolo San Bernardo anche in questo complesso si osserva una notevole eterogeneità stratigrafica da zona a zona, legata sia alle numerose deformazioni che lo caratterizzano, sia alle probabili variazioni laterali delle facies che lo compongono. Vi si distinguono ancora relitti, conservati perlopiù come scaglie tettoniche, di un substrato sedimentario pre-cretaceo (marmi dolomitici e calcitici, gessi e scisti), ma la maggior parte dei litotipi affioranti è rappresentata da meta-sedimenti di probabile età post-giurassica, di origine detritica, a composizione terrigena (calcescisti e scisti) o carbonatica (marmi detritici con livelli di brecce). Il contatto tra il substrato pre-cretaceo e la successione post-giurassica è stato interpretato da quasi tutti gli Autori che hanno studiato questa regione come un contatto trasgressivo. In effetti anche sulla base di quanto emerso dai rilevamenti eseguiti in questo lavoro, le evidenze per questo tipo di interpretazione non mancano (cfr. *infra*). Numerosi Autori hanno inoltre individuato nei termini post-giurassici 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 del foglio “Courmayeur” pone invece numerosi dubbi circa l’opportunità di mettere in relazione diretta le distinzioni litostratigrafiche effettuabili, con analoghe distinzioni di tipo cronostatigrafico.

Inoltre la suddivisione della successione post-giurassica in tre orizzonti principali, prospettata per la zona in esame da vari Autori, non sembra essere applicabile, se non introducendo delle semplificazioni eccessive. Il quadro litostratigrafico che emerge dai rilevamenti per la successione di età post-giurassica risulta quindi più complesso di quello proposto dagli Autori precedenti.

Nel settore più orientale dell'area si osserva una certa organizzazione nella successione stratigrafica tra i vari litotipi, mentre spostandosi verso ovest, in prossimità del settore in cui affiora il complesso del Piccolo San Bernardo-Versoyen, i rapporti stratigrafici sembrano complicarsi considerevolmente a causa di eteropie sia all'interno del complesso delle Breccie di Tarantasia che tra questo complesso e quello del Piccolo San Bernardo-Versoyen.

1.5.2.1. - Substrato pre-cretaceo

Scisti neri del Vallone di Dolonne (DLN) (Carbonifero?)

Gli scisti neri includono alternanze di quarzomicascisti ed affiorano come scaglie, perlopiù intercalate ad orizzonti di gessi a tessitura milonitica. Gli orizzonti maggiormente scistosi sono molto ricchi in materiale grafitico. Al loro interno compaiono invece le bancate decametriche maggiormente ricche in quarzo che hanno una tessitura arenacea maggiormente preservata.

Gli scisti neri del Complesso delle Breccie di Tarantasia sono molto simili a quelli che compaiono, indicati con la stessa denominazione, all'interno del Complesso Houiller nell'Unità del Gran San Bernardo.

Quarziti di Planey (PLY) (Permiano?)

Negli scisti neri del Carbonifero (cfr. *infra*) si osservano intercalazioni o scaglie cartografabili di quarziti micacee, spesso conglomeratiche, ad elementi di quarziti bianche, con locali intercalazioni di livelli di quarzomicascisti. Questi litotipi, nell'area rilevata, affiorano esclusivamente nel basso Vallone di Planey-Arpettaz. Si tratta di quarziti micacee con clasti millimetrico-centimetrici stirati di quarziti bianche. Lateralmente passano a livelli maggiormente scistosi, sempre conglomeratici ad elementi di quarzo, e possono inoltre presentare intercalazioni metriche di micascisti.

Marmi del Mont Brisé (MBS) (Trias medio ?)

I marmi dolomitici hanno sempre un aspetto massiccio con un *layering* tettonostratigrafico poco marcato o assente. La patina di alterazione superficiale varia da grigio a bianco-nocciola, mentre il colore sulla superficie fresca è grigio. Essi presentano spesso una pervasiva brecciatura tettonica con fenomeni di dissoluzione per pressione lungo le superfici di fratturazione.

Sia al Mont Brisé, nell'alto Vallone di Dolonne, che alla Piramide Calcarea

meridionale compaiono, in chiaro rapporto stratigrafico con i marmi dolomitici, livelli non cartografabili di breccie ad elementi e matrice dolomitici. I clasti hanno dimensioni che possono variare da pochi millimetri ad alcuni decimetri. Si tratta presumibilmente di originarie breccie intraformazionali.

Spesso i marmi dolomitici passano a “Marmi calcitici grigio-bluastri massicci (MBS_a)”. Questi ultimi sono marmi massicci, generalmente privi di *layering* e di aspetto saccaroide. Quando spaccati emanano un tipico odore di H₂S. Anche i marmi calcitici, come i marmi dolomitici possono presentare una fratturazione caotica.

Marmi delle Piramidi Calcareae (PCC) (Lias ?)

I marmi calcitici massicci a resti fossiliferi affiorano esclusivamente alla Piramide calcarea meridionale in Val Veny. Si tratta di marmi massicci cristallini di colore da bianco a grigio che contengono resti fossiliferi di coralli e belemniti, già segnalati da BARBIER (1951) e da ELTER G. & P. (1965), che li attribuiscono al Lias.

In alcuni settori della Piramide meridionale si osservano inoltre marmi grigi che riempiono un reticolo di anfrattuosità presente nei marmi massicci bianco-grigiastri. Questo tipo di rapporti tra i due litotipi è molto simile a quello descritto in seguito, nelle presenti note, per i marmi dolomitici e i marmi calcitici grigi del Trias del medesimo complesso. ELTER G. & P. (1965) hanno interpretato questa relazione come legata ad un paleosuolo carsico sviluppatosi nei marmi massicci bianco-grigiastri, sul quale si sarebbero depositati i marmi grigi.

Anche nei marmi grigi si osservano numerosi resti di fossili quali belemniti, gasteropodi, articoli di crinoidi e ammoniti. ELTER G. & P. (1965) attribuiscono i marmi grigi al Malm.

Localmente, lungo la cresta est del Mont Brisé questi marmi riempiono anfrattuosità all'interno dei marmi dolomitici sopra descritti. Anche a grande scala i marmi dolomitici ed i marmi calcitici presentano rapporti complessi, come ad esempio lungo il versante sinistro del Vallone di Sapin, ove i marmi dolomitici costituiscono grosse lenti di dimensioni pluri-decametriche all'interno dei marmi calcitici.

1.5.2.2.- Successione post-Giurassica

Marmi grigio-biancastrri (MCB) (Cretacico inf.-Cretacico sup.)

La parte stratigraficamente inferiore della successione post-giurassica, o almeno presunta tale in seguito alle attribuzioni effettuate da alcuni Autori precedenti sulla base di rinvenimenti fossiliferi, inizia generalmente con delle alternanze di marmi e calcescisti a livelli di breccie. Molti Autori hanno descritto il contatto tra i termini pre-cretacici e quelli post-giurassici come un tipico contatto trasgressivo (ELTER G. & P., 1965; ANTOINE 1972). La superficie di trasgressione è visibile soltanto in due zone, che sono il Mont Brisé, nel settore nord-orientale del foglio, e le Piramidi Calcareae nel settore nord-occidentale. In entrambi i casi al di sopra dei

depositi di piattaforma carbonatica compaiono orizzonti metrici di breccie ad elementi di prevalenti marmi dolomitici e a cemento calcitico marmoreo. La successione si sviluppa verso l'alto in maniera diversa nei due casi, poiché al Mont Brisé seguono livelli più o meno ricchi in clasti e a cemento prevalentemente marmoreo, mentre alle Piramidi Calcaree seguono livelli scistosi con intercalazioni di breccie.

L'orizzonte basale dei depositi trasgressivi del Mont Brisé, 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 (breccie) di dimensioni centimetrico-decimetriche di marmi dolomitici e marmi grigi prevalenti, quarziti, scisti grigi o nerastrati e, assai raramente, gneiss albitici. La potenza di questo orizzonte basale dei depositi trasgressivi è molto variabile, sia a causa di originarie eteropie, sia a causa della trasposizione legata alle fasi di piegamento. Essa varia comunque da poche decine a qualche centinaio di metri.

Ove cartografabili, i livelli di breccie presenti nell'orizzonte basale sono stati distinti in carta come "Breccie a cemento carbonatico ed elementi centimetrico-decimetrici di marmi dolomitici, marmi calcitici color grigio scuro e subordinati scisti neri (MCB_a)". Inoltre presso il colle di Youla e nell'alto Vallone del Breuil sono stati distinti livelli cartografabili di "Breccie a cemento carbonatico ed elementi centimetrico-decimetrici di marmi dolomitici (MCB_d)", la cui peculiarità è appunto quella di mostrare clasti a composizione esclusivamente dolomitica.

Lateralmente l'orizzonte basale presenta comunque delle marcate variazioni. Ad esempio, come si è già detto, alle Piramidi Calcaree gli orizzonti che poggiano direttamente a contatto con i depositi di piattaforma pre-cretacici sono rappresentati da "Alternanze di microbreccie ad elementi di marmi calcitici e dolomitici e di scisti neri più o meno carbonatici (MCB_d)". Gli orizzonti di breccie sono costituiti da clasti poligenici di marmi dolomitici e calcitici ed hanno una matrice marmorea rossiccia. Le alternanze di breccie e scisti hanno una potenza apparente valutabile nell'ordine delle decine di metri, e verso l'alto passano alla successione basale tipica. Tuttavia in questo settore la presenza di orizzonti di scisti neri all'interno dell'orizzonte basale post-giurassico è piuttosto diffusa ed è quindi probabile che ci si trovi in presenza di facies eteropiche rispetto alla facies classica maggiormente marmorea.

Marmi calcitici impuri, breccie, marmi grigi, scisti nerastrati 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 determina la presenza di un numero più elevato di livelli scistosi, sia dalla presenza di livelli di quarziti.

Le alternanze di livelli marmorei, scistosi e quarziticci hanno mediamente una

potenza variabile da qualche decimetro al metro. Molto spesso inoltre la successione risulta composta da due soltanto dei tre litotipi che costituiscono le alternanze, il che testimonia una forte variabilità delle sorgenti di apporto detritico che alimentavano il bacino di deposizione in cui questa successione si è originata. Nell'area del Mont Belleface e del Mont Fortin predominano le alternanze di marmi e scisti e le quarziti risultano nettamente subordinate. Questo tipo di associazione litologica è quella arealmente più diffusa nella zona rilevata. Tuttavia nella zona ad ovest di Pré Saint Didier dominano gli scisti nerastri quarzoso-micaceo-cloritici scarsamente o per nulla carbonatici e le quarziti (Quedroz). Ove cartografabili si sono quindi distinti dei litotipi indicati come "Quarziti impure di colore verde e rosa in bancate di potenza decimetrico-metrica con subordinate intercalazioni centimetrico-decimetriches di scisti neri debolmente carbonatici (**MBB_b**)".

Talora, all'interno della successione ora descritta compaiono livelli di "Marmi calcitici blu scuro o nerastri, di aspetto massiccio, con subordinati livelli centimetrici di scisti neri debolmente carbonatici e livelli metrici di breccie a clasti di marmi grigi (**MBB_a**)". Questi litotipi sono piuttosto comuni nella parte mediana della Valle di La Thuile. Inoltre sono stati dubitativamente attribuiti a questo gruppo anche alcuni marmi affioranti nella porzione mediana del Vallone di Planey, pur non essendo inclusi nella successione di marmi scisti e quarziti, che qui apparentemente si assottiglia fino a scomparire

Nell'area del Mont Lechaud la tipica successione di marmi, scisti e quarziti, qui composta quasi esclusivamente dai primi due litotipi, assume una facies particolare che è stata distinta in carta sotto la denominazione "Marmi calcitici grigio scuro a patina d'alterazione nocciola in alternanze decimetrico-metriche con livelli di calcescisti e livelli scistoso-grafitici; all'interno delle bancate marmoree sono estremamente abbondanti delle venette a calcite (**MBB_c**)". Le venette a calcite attribuiscono a queste alternanze di litotipi un aspetto zebrato molto caratteristico. Il passaggio laterale da questi litotipi alle facies più comuni di alternanze marmoreo-scistoso-quarzitiche è graduale.

Nel settore più orientale dell'area il passaggio dalla successione di litotipi **MBB** a quella **MCB** è generalmente brusca, ed avviene attraverso la presenza di un tipico orizzonte di marmi generalmente poco detritici distinti in carta come "Marmi calcitici bluastri massicci ricchi in vene calcitiche bianche con livelli metrici di microbreccie a elementi di marmi dolomitici (**MCB_d**)". Nel complesso questo livello non risulta composizionalmente molto differente dalle bancate più marmoree della successione di marmi e calcescisti, ma la sua potenza è notevolmente maggiore. Esso può essere osservato chiaramente nei pressi della galleria stradale situata poco a valle dell'abitato di La Thuile. Nel settore più occidentale dell'area tale livello di marmi risulta meno evidente e non è stato cartografato.

Alternanza di calcescisti marmorei e calcescisti filladici (MSB)

(Cretacico – Paleocene ?)

Alternanze 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.

Il passaggio ai litotipi descritti nel precedente paragrafo è graduale, ed avviene per progressivo arricchimento in frazione quarzoso-detritica, fino a generare dei livelli di quarziti.

Nel settore del Col Chavannes – Mont Lechaud i calcescisti fanno passaggio transizionale ai marmi scistosi “**MBB**”, con cui presentano molte similitudini.

1.6. - UNITÀ DI FERRET

1.6.1. - *Calcescisti della Val Ferret (VFR) (Cretacico ?)*

Sono rappresentati da alternanze di calcescisti marmorei di colore grigio scuro e di calcescisti filladici di aspetto tegulare. Questi calcescisti sono molto simili alle rocce del Complesso delle Breccie di Tarantasia (Unità Sion-Courmayeur) indicate come MSB. Alcuni Autori non li hanno distinti da queste ultime (ELTER, 1987) poiché in effetti in molti casi non esistono evidenti differenze. Nel foglio Courmayeur questi litotipi compaiono soltanto al margine orientale dell'area, in affioramenti piuttosto discontinui e con una cattiva esposizione (versante sinistro del Vallone di Sapin). La differenza principale rispetto ai calcescisti MSB è l'aspetto maggiormente tegulare e la minor abbondanza relativa in fillosilicati dei Calcescisti di Ferret. Generalmente essi originano delle successioni molto monotone costituite da straterelli decimetrico-centimetrici di calcari metamorfici di colore grigio o grigio scuro. Nel settore rilevato non si osservano altri litotipi ad essi associati quali gli scisti neri, che invece sono stati descritti da altri Autori (TRUMPY, 1952, 1954) nelle zone poste più ad est.

1.7. - UNITÀ DEL MONT CHETIF

I litotipi afferenti a questa unità costituiscono una piccola scaglia di basamento e coperture prevalentemente imballata tra litotipi dell'Unità Elvetico-Ultraelvetica. Per tale motivo numerosi Autori hanno attribuito questa scaglia al Dominio Ultraelvetico (ELTER G. & P., 1965). In ogni caso la presenza di contatti tettonici che la separano dalle tipiche coperture elvetico-ultraelvetiche circostanti e la mancanza di evidenze litostratigrafiche chiare che permettano di assimilare questi litotipi a litotipi analoghi presenti nel Dominio Ultraelvetico suggeriscono di non

attribuire loro una pertinenza paleogeografica certa.

Paragenesi a albite, mica bianca, epidoto e stilpnomelano suggeriscono una evoluzione metamorfica in facies scisti verdi per questa unità.

1.7.1. - *Gneiss dello Chetif* (CHF)

Gneiss e micascisti a tessitura milonitica, a grana fine, derivanti da rocce granitoidi di cui si osservano ancora abbondanti relitti. Mostrano quasi sempre una foliazione milonitica o protomilonitica, un colore grigiastro sulla superficie di alterazione e verde-grigio o grigio-rossastro sulle superfici di frattura fresche. Le porzioni meno deformate presentano ancora una tessitura granoblastica, a grana medio fine, in cui talora sono evidenti dei fenoclasti di quarzo. Talora si riconoscono con chiarezza tessiture relitte di tipo porfirico in litotipi che possono essere definiti come meta-rioliti. Altre volte la tessitura è nettamente granoblastica e in tali casi i litotipi originari erano verosimilmente dei graniti.

Nei litotipi con tessitura milonitica più sviluppata le superfici di scistosità presentano sempre una marcata lineazione di estensione, sottolineata dai fenoclasti di quarzo e feldspato.

A livello microtessiturale mostrano una spiccata ricristallizzazione sincinemica di quarzo, albite, mica bianca, epidoto e talora stilpnomelano, ma sono anche presenti porfiroclasti di K-feldspato, plagioclasio, quarzo e biotite. Queste paragenesi testimoniano una ricristallizzazione avvenuta prevalentemente in condizioni della facies scisti verdi. Infine è interessante notare che la blastesi sincinemica è generalmente seguita da una blastesi statica di albite, che testimonia una riequilibrio di alcune porzioni dell'ammasso roccioso in condizioni statiche ma a temperature ancora elevate.

Nelle porzioni meno deformate si osservano comunque sempre dei fenomeni protomilonitici, con la presenza di un reticolato di fratture lungo le quali si osserva poi un inizio di blastesi sincinemica delle principali fasi che tendono a ricristallizzare.

Nella carta geologica sono state distinte e cartografate, ove possibile le principali masse di "metagraniti e metarioliti spesso a struttura protomilonitica (CHF_a)".

1.7.2. - *Marmi del Mont de La Saxe* (LSX)

Questi litotipi sono già stati attribuiti in passato da alcuni Autori (ELTER G. & P., 1965) alla copertura della scaglia tettonica di meta-granitoidi del Mont Chetif, a cui sono sempre associati, quasi a definire una cintura che divide i meta-granitoidi dalle coperture ultraelvetiche. Tuttavia si tratta quasi sempre di rocce estremamente deformate, con tessitura milonitica, per le quali è possibile ipotizzare

quantomeno uno scollamento dal loro substrato originario.

Sono costituiti da marmi calcitici con *layering* dato da livelli più o meno scuri e con resti di probabili echinodermi. Il *layering* definisce talora delle tessiture milonitiche di tipo fluidale. Sporadicamente nella matrice carbonatica di colore grigio piuttosto chiaro si osservano dei noduli carbonatici scuri, quasi neri, di dimensioni millimetrico-centimetriche che rappresentano i probabili resti di echinodermi.

Questi litotipi affiorano diffusamente soprattutto lungo il limite interno della scaglia del Mont Chetif.

1.8. - UNITÀ ELVETICO - ULTRAELVETICA

Le Unità Elvetica ed Ultraelvetica, (cfr. IV.1.3), vengono comunemente distinte tra loro sia in territorio francese che in territorio svizzero. Tuttavia gli Autori che hanno analizzato l'area compresa nel foglio Courmayeur, hanno messo in evidenza che in questo settore le due unità non sono separabili con chiarezza. Ciò può essere legato sia alla deformazione estremamente pervasiva che ha interessato questo settore sia al fatto che, dal punto di vista paleogeografico, nella zona in esame il bacino di deposizione delle due unità poteva essere comune.

Anche nell'Unità Elvetico-Ultraelvetica, come nelle precedenti, la ricostruzione stratigrafica proposta per le coperture metamorfiche si basa quasi esclusivamente su analogie di facies con altri litotipi datati delle Unità elvetiche e ultraelvetiche affioranti in territorio francese e svizzero, poiché non sono presenti fossili all'interno della maggior parte dei litotipi.

1.8.1. - *Scisti neri della Val Veny (VNY) (Dogger ?)*

Questi litotipi sono costituiti da alternanze di livelli più o meno carbonatici ma in cui comunque risulta sempre molto abbondante una frazione micaceo-graftica che attribuisce loro un tipico colore nerastro. Le superfici di scistosità risultano spesso di un colore grigio lucente, e talora argenteo, legato alla frazione micacea. Caratteristici di questi litotipi sono noduli di pirite, completamente ossidati, di dimensioni da millimetriche a decimetriche.

1.8.2. - *Calcescisti della Lex Blanche (LXB) (Dogger ?)*

Costituiscono spesso intercalazioni decametriche negli scisti neri dell'Aaleniano (VNY), probabilmente a causa degli intensi fenomeni traspositivi che hanno interessato questa unità. Sono composti da livelli marmorei di colore grigio

con vene carbonatiche bianche parallelizzate alla scistosità e di scisti di colore argenteo o nero. I livelli marmorei hanno spesso una tessitura arenacea data dalla presenza sia di granuletti millimetrici di quarzo dispersi che di fillosilicati. Localmente si osservano intercalazioni di livelletti microconglomeratici di potenza decimetrica ad elementi sia carbonatici che quarzifici.

Il passaggio da questi litotipi agli scisti neri dell'Aaleniano è graduale, ed avviene per progressivo arricchimento in fillosilicati.

1.8.3. - *Marmi di Notre Dame de la Guerison (DGU) (Malm ?)*

Si tratta di litotipi di aspetto massiccio rappresentati da marmi microcristallini grigio-bluastri o marmi a tessitura arenacea con intercalazioni di encriniti a diffusi livelli di calcite cristallina. Essi presentano una patina d'alterazione chiara ed hanno aspetto massiccio.

I marmi grigio-blu e i marmi arenacei sono facilmente osservabili sotto il Ghiacciaio della Lex Blanche (destra orografica) e sul versante meridionale dell'Aiguille de l'Echellette (lungo il sentiero per il bivacco Hess). Essi risultano spesso intercalati a livelli di scisti grafitico-micacei. Tali alternanze, più che a originarie intercalazioni stratigrafiche sono dovute a piegamenti isoclinali traspositivi.

1.9. - UNITÀ DEL MONTE BIANCO

Il basamento cristallino del Monte Bianco in passato è stato prevalentemente attribuito all'Unità Elvetica. Tuttavia nel foglio "Courmayeur" esistono chiare evidenze strutturali che permettono di attribuirlo formalmente ad un'unità a sé stante benché di chiara pertinenza elvetica. Il contatto con l'Unità Elvetico-Ultraelvetica è sempre tettonico, sebbene possa essere individuato sia da zone di taglio duttili che fragili.

Questa unità di basamento pre-triassico, nella zona in esame è composta sia da meta-graniti che da gneiss e micascisti di alto grado metamorfico a tessitura migmatitica. I rapporti osservabili sul terreno suggeriscono che le migmatiti rappresentino un complesso incassante in cui i granitoidi si sono intrusi, probabilmente in epoca ercinica come peraltro già sottolineato da numerosi Autori (cfr. IV).

1.9.1. - *Gneiss migmatitici del Breuillat (MTB)*

Le migmatiti incassanti sono composte da una frazione quarzoso-feldspatica (leucosoma), prodotto di una fusione più o meno avanzata, e da una porzione basica biotitico-cloritica (melanosoma). Queste rocce hanno aspetto variabile, a

seconda dell'abbondanza relativa di leucosoma e melanosoma. Il complesso migmatitico è attraversato da corpi filoniani più o meno trasposti di “meta-apliti a composizione quarzoso-feldspatica e a grana molto fine. Inoltre sono presenti vene e filoni quarzoso-feldspatici a grana grossa, di colore chiaro (meta-pegmatiti)”.

Nel gruppo degli gneiss migmatitici, oltre ad una facies maggiormente diffusa data da alternanze di leucosomi e melanosomi, possono essere distinti alcuni litotipi con composizione o caratteristiche particolari:

- “Gneiss migmatitici di colore verde scuro, prevalentemente cloritici a lenti di quarzo e feldspato (**MTB_c**)”; presentano un *layering* a scala millimetrica definito da sottili livelli di fillosilicati e prevalenti livelli quarzoso-feldspatici;
- “Gneiss migmatitici listati di colore rosa (**MTB_b**)”, caratterizzati da un *layering* a scala centimetrica dato da alternanze di livelli fillosilatici e quarzoso-feldspatici.
- “Gneiss migmatitici di colore chiaro essenzialmente quarzoso-feldspatici (**MTB_a**)”;

Le migmatiti sono diffuse dalla cresta del Breuillat fino all'Aiguille des Glaciers. Gli gneiss di colore rosa affiorano sulla cresta meridionale del Petit Mont Blanc e sono caratterizzati dalla presenza di numerosi filoni pegmatitici; gli gneiss migmatitici scuri prevalgono nella zona del Lago del Breuillat; il tipo leucocrato, infine, è diffuso nella zona delle Aiguilles de Trélatète e sulla cresta meridionale dell'Aiguille des Glaciers.

Sulla sponda sinistra orografica del ghiacciaio dell'Echellette le migmatiti presentano un melanosoma di composizione più basica (anfibolo) ed assumono l'aspetto di agmatiti, cioè rocce giunte ad un elevato grado di fusione e fortemente impoverite della frazione acida.

All'interno del complesso migmatitico sono molto diffuse zone milonitizzate, in corrispondenza delle numerose linee tettoniche che interessano il massiccio. Queste miloniti presentano un'intensa foliazione e un colore verde scuro dovuto all'abbondante presenza di clorite e/o sericite.

Infine le migmatiti sono spesso interessate da intrusioni di filoni aplitici, generalmente di spessore decimetrico. Essi compaiono sia in sciami, specialmente nelle vicinanze del contatto, sia come filoni singoli. Presentano orientazioni varie, anche se quella prevalente sembra sub-parallela alla foliazione delle migmatiti.

1.9.2. - *Metagraniti del Monte Bianco (MBO)*

Le rocce granitiche, nell'area del foglio “Courmayeur”, formano tutti i rilievi del versante sinistro orografico dalla zona del Freney fino alla parete a destra del Ghiacciaio del Breuillat, dove si individua il contatto intrusivo con le rocce migmatitiche. Una diramazione del corpo intrusivo si estende dal Colle del Breuillat

fino al lato sinistro del Ghiacciaio del Miage attorno a quota 2.300.

Le rocce granitiche presentano una composizione mineralogica sostanzialmente omogenea (quarzo, feldspato potassico, plagioclasio, biotite, in ordine decrescente di abbondanza) ma tessiture variabili. Il tipo più diffuso nella zona esaminata è equigranulare, a grana media con cristalli di K-feldspato idiomorfi. Sono però presenti anche tipi porfirici, con megacristalli di K-feldspato anche di 4÷5 cm, e tipi microgranulari. Queste differenze non risultano però cartografabili in quanto non è possibile definire i limiti precisi delle varie zone.

All'interno del granito sono molto diffusi inclusi basici microcristallini, di dimensioni da millimetriche a metriche, composti essenzialmente da biotite ed anfibolo.

Non sono visibili in generale orientazioni né di natura magmatica né metamorfica. Una tessitura di tipo gneissico è visibile però nella diramazione che si trova sulla sinistra del Miage, alla base del colle del Breuillat.

Il contatto tra le rocce migmatitiche e i meta-graniti è sempre netto e privo di un'aureola metamorfica visibile alla meso-scala.

1.10. - EVAPORITI, BRECCIE TETTONICHE E MILONITI

Questi litotipi affiorano lungo i contatti tra le principali unità, e in particolar modo lungo la Zona di deformazione del Gran San Bernardo e la Zona di deformazione di Courmayeur. Essi sottolineano quindi degli orizzonti di scollamento tettonico polifasici di importanza regionale.

1.10.1. - Gessi ed anidriti (GYP)

I gessi compaiono in affioramenti spesso fortemente alterati e coperti da una crosta che presenta intensi fenomeni di dissoluzione. Si tratta di litotipi bianco-giallastri che mostrano un *layering* composizionale di origine probabilmente tettonica dato da livelli decimetrico-centimetrici più o meno ricchi in elementi dolomitico-carbonatici di taglia centimetrica. In alcuni casi i gessi mostrano un evidente *layering* di origine milonitica, poiché inglobano degli elementi di marmi dolomitici di dimensioni variabili da millimetriche a decimetriche immersi in una matrice a tessitura fluidale che definisce attorno agli elementi stessi delle strutture di tipo rotazionale.

Le anidriti compaiono solo molto sporadicamente all'interno delle principali masse di gesso, ed hanno un aspetto più compatto. Esse sfumano lateralmente ai gessi.

1.10.2. Breccie a cemento carbonatico (BCC)

Breccie tettoniche carbonatiche o carniole *Auct.* sono spesso associate ai gessi. In realtà sono stati osservati due tipi di carniole:

- a. carniole di origine tettonica, derivanti da complessi fenomeni di deformazione associata a reazioni chimiche di dissoluzione e riprecipitazione delle fasi carbonatiche negli orizzonti evaporitici a gessi, marmi e dolomie (probabilmente di età triassica);
- b. carniole derivanti dalla rielaborazione post-metamorfica, di probabile età quaternaria delle carniole di tipo I. In questo secondo caso si tratta di travertini con ciottoli contenenti strutturazione metamorfica di età alpina. In alcuni casi le carniole quaternarie sono costituite da breccie di marmi giallastri, scisti sericitici, quarzo, scisti verdolini, marmi con cemento calcarenaceo. In altri affioramenti sono state osservate delle carniole a patina bianco-ocra composte da elementi arrotondati di dimensioni millimetrico-centimetriche di marmi biancastri, metabasiti (paragenesi a *clorite+attinolite*), quarzoscisti e *boudin* e bancate di marmi ocreaci; localmente i travertini sono stratificati.

I due tipi di carniole presentano spesso un'intima associazione, cosa che complica il loro riconoscimento ed una conseguente cartografia appropriata.

Sono attribuibili al primo tipo di carniole (carnioli di origine tettonica) gran parte degli affioramenti presenti lungo le pendici del Colle della Croce, in destra della strada che sale da La Thuile al Colle San Carlo, nonché gli affioramenti presenti tra il Colle del Piccolo San Bernardo e Pont Serrand.

In queste località esse sono caratterizzate da alternanze di livelli brunici e biancastri. A scala metrica si distinguono passate centimetriche di gessi bianchi cristallini e livelli giallognoli probabilmente più ricchi in carbonati. A tratti si osserva la presenza di un *layering* sottolineato dall'alternanza di livelli decimetrici di gessi, carnioli e marmi. Questi ultimi, di colore giallastro, sono spesso dolomitici e tipicamente friabili a causa di fenomeni di dissoluzione. Poco sotto la strada per il Colle del Piccolo San Bernardo, a quota 1800 circa, è stato osservato un contatto caratterizzato dalla presenza di (dall'alto verso il basso): carnioli, marmi dolomitici ocreaci e calcescisti, questi ultimi appartenenti alla Zona delle Breccie di Tarantasia.

Nella regione del Colle San Carlo, le carnioli si possono seguire dal Colle medesimo fino ai resti del Forte Principe Tommaso, presso il quale sembrano terminare. Pur non escludendo che gli affioramenti siano nascosti dal Quaternario, è probabile che il contatto tra le carnioli e i sovrastanti scisti neri della Zona Houiller, sia ripiegato da un fase posteriore a quella sincrona alla scistosità regionale.

1.10.3. - *Miloniti (MLZ)*

Sono costituite da un *melange* tettonico di elementi derivanti sia dall'unità Gran San Bernardo che dall'Unità Sion-Courmayeur. Tra i relitti litologici riconoscibili si possono osservare scisti neri, scisti neri carbonatici, gneiss prasinitici, carniole, quarziti e marmi. Localmente sono state osservate anche miloniti costituite da alternanze di spessore decimetrico di marmi grigio-bluastri con tessitura milonitica, micascisti, scisti filladici, con rare intercalazioni di breccie tettoniche carbonatiche.

Nella Zona di deformazione del Gran San Bernardo le miloniti affiorano diffusamente soprattutto nell'area di Pont Serrand. Inoltre litotipi milonitici ma a composizione mono-litologica affiorano in destra orografica del Vallone di Thovez, alla sommità delle pareti che si affacciano sulla Valle di La Thuile. Essi derivano dai litotipi della successione post-giurassica dell'Unità Sion-Courmayeur. Nella Zona di deformazione di Courmayeur affiorano delle miloniti che presentano un forte *layering* composizionale dato da livelli centimetrico-decimetrici quasi esclusivamente carbonatici di aspetto compatto, e da livelli maggiormente micacei, con forte isoorientazione dei fillosilicati, e miche di colore verdino o rossiccio. All'interno delle miloniti si osservano talora dei livelli carbonatici parzialmente disciolti con aspetto simile a quello delle breccie residuali o delle carniole. Le miloniti sono state osservate soprattutto nel settore di Plan Checrouit, nell'alto Vallone di Dolonne, dove costituiscono delle bancate entro a gessi, carniole ed anidriti.

2. - SUCCESSIONI QUATERNARIE

In Valle d'Aosta, i depositi formanti la cosiddetta copertura quaternaria (di genesi glaciale, alluvionale e gravitativa *s.l.*) hanno età molto recenti, se rapportati all'intera durata del Quaternario (ca. due milioni di anni della storia geologica). Essi infatti risalgono in massima parte all'ultimo episodio glaciale del Pleistocene superiore (circa 25.000-11.500 anni BP) e al successivo periodo *post*-glaciale, fino all'Attuale.

Il substrato della copertura quaternaria è costituito direttamente dalle rocce metamorfiche appartenenti alle varie unità tettono-metamorfiche costituenti l'edificio alpino. I depositi coprono 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).

Sulla carta geologica i depositi della copertura quaternaria sono distinti in base all'unità stratigrafica alla quale sono stati attribuiti (indicata dal colore di fondo) ed alla facies (cioè il tipo di deposito, tramite un sovrassegno).

Una prima suddivisione è stata effettuata tra unità distinte per bacino di alimentazione (bacino genetico) ed unità ubiquitarie. Le prime comprendono i depositi legati al reticolato idrografico, cioè ad agenti morfogenetici (i ghiacciai ed i corsi d'acqua) 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 può essere più casuale.

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), come raccomandato dal Servizio Geologico Nazionale, in quanto solo le seconde risultano formalizzate nella International Stratigraphic Guide (ISSC, 1994). Una UBSU viene definita come “*a body of rocks bounded above and below by specifically designated, significant and demonstrable discontinuities in the stratigraphic succession (angular unconformities, disconformities, etc.), preferably of regional or interregional extent*”. Si ritiene opportuno precisare che le UBSU 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 delle unconformities; (ii) hanno raramente estensione regionale, come invece è previsto “preferibilmente” per le UBSU; (iii) non sono quasi mai “dimostrabili”, come presunto per le UBSU, ma sono più frequentemente solo “tracciabili” per interpolazione. Si sottolinea che 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. Quest'assetto morfologico è il risultato dei fenomeni di esarazione glaciale e le rotture di pendenza corrispondono solo in parte a quelle che in letteratura sono indicate come “spalle glaciali”. Le spalle glaciali vengono interpretate sia come l'effetto della sovrimposizione del modellamento glaciale su una valle fluviale preesistente, sia come effetto dell'erosione differenziale su discontinuità strutturali, ma anche come il risultato finale della casualità dell'erosione glaciale stessa (CASTIGLIONI, 1979). 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, in alternativa, 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, 2002). Le unità a limiti inconformi possono quindi, in questo caso, basarsi sulla distribuzione plano-altimetrica delle superfici di appoggio dei lembi di depositi: esse vengono dunque definite come corpi sedimentari poligenici che poggiano su un'unica superficie di appoggio basale, e che il modellamento successivo ha smembrato in una serie di lembi relitti.

Nella valle principale sono stati riconosciuti otto allineamenti di forme a scala di bacino, 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 una 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, allo sbocco della Valle d'Aosta, ha consentito di proporre un'ipotesi di attribuzione delle unità stratigrafiche all'ultima espansione glaciale documentata nell'anfiteatro: l'unità distribuita a quota più elevata entro valle (*Subsintema di Nissod*) è stata ricondotta allo stadio di massima espansione raggiunta durante l'ultimo episodio glaciale (*Last Glacial Maximum* - di seguito LGM), mentre le altre tre unità (subsintemi di *Colle San Carlo*, di *Excenex* e di *Pileo*) distribuite a quota via via più bassa, e costituenti, in prima approssimazione, la cosiddetta "Sequenza cataglaciale", sono state riferite a fasi ricadenti ancora nel LGM e al successivo Tardoglaciale². Sporadici lembi di depositi, conservati sui versanti della valle principale sopra la fascia altimetrica alla quale si sviluppa il LGM, sono correlabili con i depositi dell'anfiteatro morenico datati al penultimo episodio glaciale (AROBBA *et al.*, 1997): per mancanza di dati, nel settore montano vengono interpretati come il risultato complessivo, indifferenziato, di vari episodi di espansione glaciale *pre-LGM* (*Supersintema della Serra d'Ivrea*).

Il processo di approfondimento erosionale del reticolato glaciale, su cui si basa la possibilità di distinguere la successione delle unità stratigrafiche, è legato alla risposta del reticolato glaciale, in termini di capacità erosiva, alla mobilità tettonica pregressa e in atto durante il glacialismo (sollevamento regionale ed una ipotetica, non ancora sufficientemente documentata, importante tettonica attiva di tipo distensivo). Le fasi di approfondimento erosionale sono definite dall'entità del dislivello tra i vari allineamenti di forme di esarazione distribuite sui versanti lungo l'asse vallivo, e sono dunque guidate essenzialmente da fattori tettonici e strutturali. Tali fasi non coincidono necessariamente e/o precisamente con le tappe dell'evoluzione del reticolato glaciale (qui definiti come stadi), che sono invece guidate da una concomitanza di più fattori con al primo posto i fattori climatici, e che si manifestano con le varie posizioni raggiunte dalla fronte glaciale. Nel caso particolare della Valle d'Aosta la ricostruzione su cui si basa la successione di unità non individua le posizioni raggiunte dal ghiacciaio balteo all'inizio della seconda fase del LGM (*Subsintema di Colle San Carlo*), quando la sua fronte avrebbe potuto oscillare ancora oltre lo sbocco vallivo in settore di anfiteatro e forse conseguire in quel momento la sua massima espansione. 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, una sequenza di lembi sedimentari che sottolinea l'andamento del margine sinistro del ghiacciaio balteo e che termina sul fondovalle di Saint Vincent (Foglio Châtillon). Si ipotizza infine

che, nella fase a cui risalgono i depositi del *Subsistema 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, solo in parte, e con incertezza, correlabili con lo stadio di acme glaciale e dei successivi stadi di ritiro ovvero cataglaciali (cfr. 2.1.1).

La presenza di allineamenti di forme di accumulo di margine 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.

Nell'impossibilità di conoscere la quota di appoggio basale del ghiacciaio balteo sul centrovalle durante le varie fasi, si possono solo fare delle ricostruzioni ipotetiche sugli spessori del ghiacciaio. In particolare nel tratto della media Valle d'Aosta il ghiacciaio durante l'acme del LGM deve avere avuto uno spessore compreso tra gli 800 m (seguendo il modello del terrazzamento glaciale, ma tenendo molto elevata la superficie di appoggio sul fondovalle) e i 1.450 m (nell'ipotesi di assenza di approfondimento erosionale). Ritenendo valido il modello del terrazzamento, si deve assumere come probabile un valore perlomeno intermedio tra i due estremi (intorno ai 1.100 m); i rapporti geometrici tra forme e depositi successivi allo stadio di acme glaciale sembrano comunque indicare che la massa glaciale ha approfondito notevolmente (forse fino a qualche centinaio di metri) il proprio letto nel corso del LGM (figg. 1 e 2).

Tra le unità individuate è stata introdotta una distinzione in unità completamente formate e in 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 oppure sono sepolte. 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.

Nella pagine successive vengono brevemente descritte le singole unità. Di seguito si riporta la definizione di alcuni termini, cui si farà ripetutamente ricorso nel testo, che non sono ancora diffusamente utilizzati nella letteratura geologica italiana. Con il termine *diamicton* (FLINT, SANDERS & RODGERS, 1960) si indica un sedimento massivo, con bassissimo grado di selezione dei componenti (dai ciottoli all'argilla). Questa litofacies può corrispondere a quella di depositi gravitativi o, più frequentemente, come nel caso in esame, a quella di depositi glaciali

(till). Entro a questi possono essere distinti i till di allogamento (“di fondo”) ed i 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).

2.1. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA.

2.1.1. - *Sintema di Ivrea (IVR) (Pleistocene sup. - Olocene inf.)*

Comprende i depositi e le forme legati al reticolato glaciale risalenti all’ultima grande espansione glaciale (di seguito “ultimo episodio glaciale”) del Pleistocene superiore. Il *Sintema di Ivrea* si compone dei subsintemi di *Nissod* (non presente nel Foglio), di *Colle San Carlo*, di *Excenex* e di *Pileo*.

L’attribuzione cronologica delle varie sub-unità si basa su un numero insufficiente di dati. Dal confronto con la distribuzione delle morene risalenti alle rivanzate tardiglaciali (Gschnitz, Daun, Egesen) nelle località tipo, l’appartenenza al Tardoglaciale (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* (Tav. 1). Infatti le datazioni su torbe ottenute in Anfiteatro (14.200 anni BP ¹⁴C conv., 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.

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 non calibrati (MANGERUD *et al.*, 1974) o a 11.268÷11.553 anni BP ¹⁴C calibrati (STUIVER *et al.*, 1998). Più precisamente il periodo di forte regresso glaciale (con superficie glaciale minore dell’attuale) documentato per il ghiacciaio del Ruitor ed il cui inizio si colloca 10.270÷9.955 anni BP calibrati (OROMBELLI, 1998), attestata come l’età minima della sequenza cataglaciale non dovrebbe oltrepassare il limite Pleistocene-Olocene di più di un migliaio di anni.

2.1.1.1. - Subsintema di Colle San Carlo (**IVR₂**) (*Pleistocene superiore*)

L'unità raggruppa i depositi abbandonati dai ghiacciai del bacino della Dora Baltea durante la seconda fase del LGM.

All'interno del Foglio gli unici depositi che si possono attribuire a tale unità sono conservati allo sbocco della valle di La Thuile. Essi formano una estesa copertura detritica, prevalentemente sottile e discontinua, distribuita 4 km a NE di La Thuile tra i 1.950 ed i 2.050 m di quota, a cavallo del Colle San Carlo (Plan de Buillet e Testa d'Arpy). Il Colle San Carlo è il punto più basso di un'ampia insellatura che si apre lungo la cresta spartiacque tra la valle di La Thuile e il Vallone d'Arpy, in posizione molto prossima al loro sbocco nella valle della Dora Baltea: esso si configura infatti come una sella di trasfluenza, attraverso la quale la parte destra del grande ghiacciaio di Thuile confluiva in quello principale, occupando il tratto terminale del Vallone d'Arpy (fig. 3). I depositi conservatisi sono rappresentati per lo più da morenico scheletrico sparso, derivato dal dilavamento del till di alloggiamento (**IVR_{2c3}**). Sul versante sinistro della valle di La Thuile dei modesti lembi di depositi glaciali, correlabili con quelli del Colle San Carlo, sono conservati in due piccoli terrazzi a NW dell'Alpe Tsa, a quota 2.100 m e 2.170 m (till di alloggiamento e morenico scheletrico sparso) e a NW di Montagnoulaz a q. 2.000 m (M. di Nona).

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

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai nel corso della terza fase del LGM. Sono quelli conservatisi a quota più elevata sui due fianchi vallivi della valle principale.

I lembi arealmente più estesi sono distribuiti sul versante destro a SE dell'abitato di Pré St Didier e a valle della confluenza nella Dora dell'incisione che scende da La Thuile. In questo settore, che si situa al limite orientale dell'area del Foglio, il versante settentrionale della Testa d'Arpy configura una successione regolare di rotture di pendenza disposte a gradinata. Queste superfici sono state modellate nel versante destro della valle principale durante la terza fase LGM dal ghiacciaio di La Thuile, ormai saldato a quello proveniente dal Monte Bianco. Tuttavia solo quelle più elevate (alpeggi di Parimont a quota superiore ai 1.500 m; fuori foglio) conservano depositi riferibili al *Subsintema di Excenex*, rappresentati soprattutto da till di alloggiamento (**IVR_{3c4}**), con spessori di ordine metrico. La litologia dei clasti riflette quella del bacino tributario (La Thuile), com'è la norma sui versanti della valle principale estesi a valle di una confluenza con un ghiacciaio tributario.

Sul versante sinistro sono conservati lembi di depositi glaciali indifferenziati (**IVR_{3c1}**) all'Alpe Le Suche tra le quote 1.800 m e 2.000 m. Essi poggiano su un'estesa rottura di pendenza modellata dai ghiacciai durante la fase precedente (*Subsintema di Colle San Carlo*), nel settore di confluenza tra la Val Sapin e la

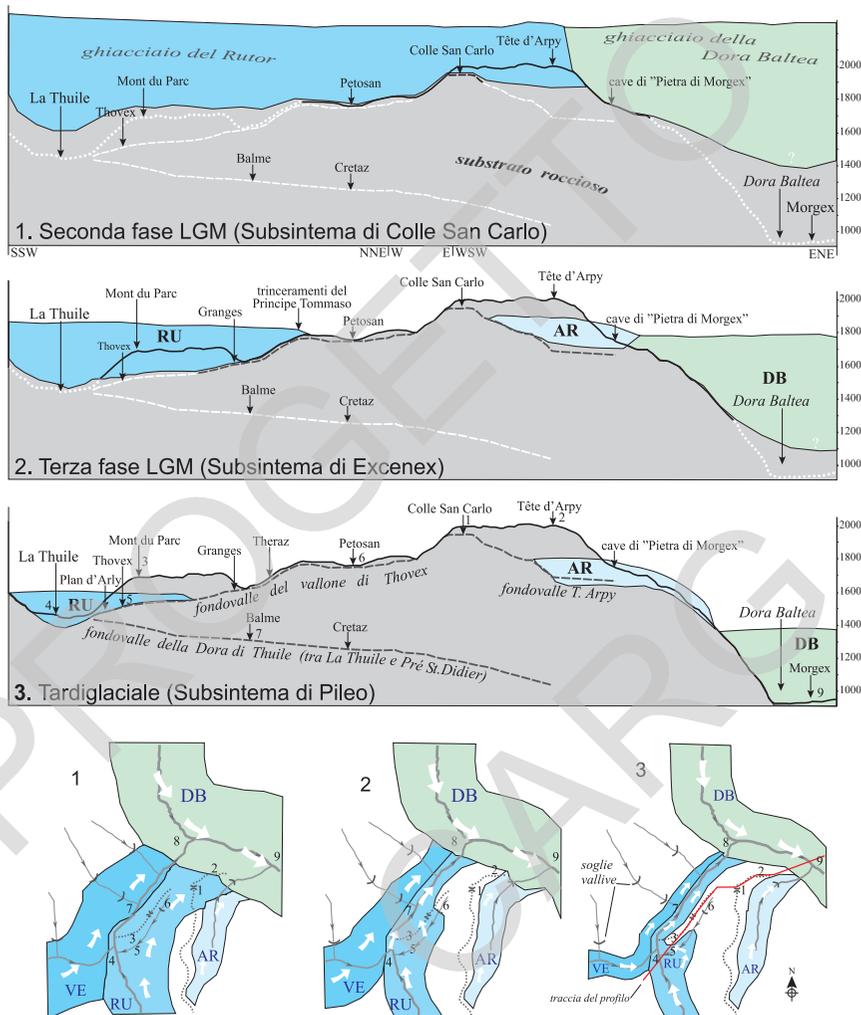
valle principale.

Passando ai bacini tributari maggiori, i depositi del *Subsistema di Excenex* si distribuiscono a quote medio-alte, oltre i 350 m di dislivello rispetto agli attuali fondovalle alluvionali. Depositi attribuibili con dubbio a questa unità sono presenti alla testata della Val Veny, a SE del Col del La Seigne: si tratta di depositi glaciali in gran parte poco potenti e discontinui, intensamente deformati da processi periglaciali tuttora attivi. Sul versante destro dell'alta Val Veny si sviluppano alcune morene smembrate e molto rimodellate; esse appaiono costituite da depositi glaciali di fondo molto prossimali, monogenici, con abbondanti ciottoli di calcescisti marmorei a bande grafitose (**IVR_{3c4}**). I depositi sono conservati in una depressione allungata, che interrompe l'acclività del ripido versante; tale forma, interpretabile come *trench* (probabile espressione di una superficie di scivolamento), si configura come una rottura di pendenza larga solo alcune decine di metri, ma molto netta e continua, poiché si sviluppa per circa 2 km sul fianco destro della valle, dai 2.690 m di quota sul confine italo-francese (colletto a SE del Col de La Seigne) fino a 2510 m di quota verso valle (Fig. 4).

Sempre nella parte alta del versante destro della Val Veny a SE del "Giardino del Miage", tra quota 2.150 e 2.300 m, all'intersezione con il piccolo vallone di Vesses (Col de La Youlaz), è conservata una coltre di till di allogamento relativamente estesa e di potenza dell'ordine dei metri (**IVR_{3c4}**), che riveste due lembi dell'originaria superficie di esarazione glaciale modellata nel substrato roccioso dal ghiacciaio di Veny durante la terza fase LGM; questa appare intersecata dalle forme di esarazione prodotte dal ghiacciaio tributario di Vesses nella fase successiva. I depositi glaciali sono costituiti da un *diamicton* a matrice sabbiosa di colore grigiastro, ricco di ciottoli sfaccettati e striati di prevalenti marmi grigio-bluastri, metaconglomerati, metabrecce e calcescisti marmorei.

Circa 1 km più a valle, tra la Val Veny ed il Vallone di Dolonne si apre il Col Checrouit (q. 2.253 m): questa forma deriva dall'evoluzione di una sella di trasfuenza utilizzata dal ghiacciaio di Veny nel corso della terza fase LGM e suc-

Fig. 3 (Pagina a fianco) - *Le tappe del modellamento del Vallone di Thovex, confluyente nella conca di La Thuile, ad opera del ghiacciaio del Rutor. Nella prima fase, durante la quale il ghiacciaio supera la cresta spartiacque tra i valloni di Thovex e d'Arpy attraverso il Colle San Carlo, viene modellato il tratto superiore del vallone (Petosan). Nella seconda fase, per l'approfondimento del reticolato glaciale, il ghiacciaio modella la parte inferiore del vallone (Thovex-Theraz). Durante l'ultima fase il ghiacciaio modella la conca di La Thuile ed abbandona le morene di Plan d'Arly. Il profilo topografico (linee continue o puntinate), condotto lungo la linea spartiacque La Thuile-Mont du Parc-Tête d'Arpy-Morgex, è integrato dai profili longitudinali dei fondovalle di Thovex, Pré Saint Didier e Arpy (linee tratteggiate). Le linee tratteggiate e puntinate bianche mostrano la configurazione virtuale del profilo attuale. Sono indicati: i ghiacciai della Dora Baltea (DB) del Rutor (RU), del Verney (VE) e d'Arpy (AR). I tre schemi sottostanti illustrano in pianta l'evoluzione del reticolato glaciale nel settore di confluenza tra Valle di La Thuile e valle principale. Sono indicati gli attuali corsi d'acqua, le soglie dei valloni tributari, il Colle San Carlo (1), la Tête d'Arpy (2), il Mont du Parc (3) e gli abitati di La Thuile (4), Thovex (5), Petosan (6), Balme (7), Pré Saint Didier (8) e Morgex (9).*



cessivamente abbandonata (fase più recente). Lo riprova il fatto che i depositi glaciali di allogamento distribuiti nella parte medio-alta del vallone di Dolonne tra il colle ed il Plan Checrouit (q. 1.800 m) sono legati al ghiacciaio di Veny (**IVR_{3c4}**).

Lungo i fianchi delle principali vallate di La Thuile i depositi glaciali sono conservati in lembi isolati, tranne nel bacino della Dora di Verney, dove mostrano una certa continuità.

A partire dal Colle del Piccolo San Bernardo (confine italo-francese) una sequenza di superfici subpianeggianti terrazzate, distribuite sia al centro della vallata

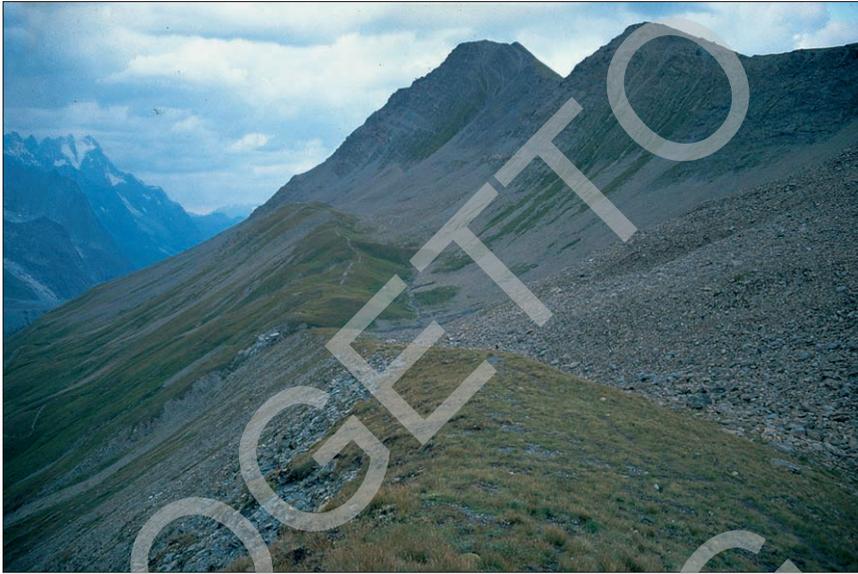


Fig. 4 - Forma strutturale, riconducibile ad una trincea di origine tettono-gravitativa, che interrompe la continuità del piano uniformemente inclinato costituente il versante destro dell'alta Val Veny.

che sul versante destro, si allineano per circa 3,5 km in direzione di La Thuile, mantenendosi in rilievo sempre più accentuato rispetto alle attuali incisioni della Dora di Verney e dei corsi d'acqua tributari (scarpata divergente). Tali superfici sono interpretabili come forme relitte di un'originaria superficie di esarazione, modellata durante la terza fase (*Subsistema di Excenex*) da un ghiacciaio che proveniva dal versante francese ("ghiacciaio del Piccolo San Bernardo") (fig. 5). Il più esteso relitto di superficie di esarazione glaciale è conservato al Colle del Piccolo San Bernardo: esso si presenta come un altopiano prativo di forma trapezoidale in pianta, lungo 600 m e largo 250 m, allungantesi sul fondovalle parallelamente all'asse vallivo. La superficie del ripiano, terrazzata sui quattro lati ed articolata in una serie di conche e vallecicole, ma nel complesso subpianeggiante, è coperta localmente da una sottile e molto discontinua coltre di till di alloggiamento e di "morenico scheletrico sparso" derivato dal precedente per dilavamento (**IVR_{3c4}**). I clasti sono costituiti da calcescisti grafitici analoghi a quelli del sottostante substrato roccioso e da gneiss a grana medio-fine di colore grigio chiaro, questi ultimi presenti anche in forma di erratici dagli spigoli smussati. Circa 2 km più a valle sul fianco occidentale del rilievo della Testa dell'Asino è conservato un lembo applicato di tipici depositi glaciali di alloggiamento, costituiti da un *diamicton* prevalente a matrice fine (sabbie limose di colore grigio-azzurro, con un elevato grado di addensamento), inglobanti ciottoli sfaccettati e striati di marmi impuri grigio-azzurri, peridotiti serpentinizzate, calcareniti e scisti carbonatici con vene albitiche (**IVR_{3c4}**).



Fig. 5 - Sequenza di terrazzi glaciali, assai continui, allineati sul versante destro dell'alto vallone di Verney. Al centro è il Lago di Verney, che occupa l'ampia conca glaciale sottostante l'altipiano del Passo del Piccolo San Bernardo (a destra). In primo piano sono le morene laterali del ghiacciaio di La Fourclaz.

Oltre ai settori sopra citati, importanti perché distribuiti lungo l'asse vallivo, altri settori conservano una copertura glaciale assai più estesa e potente, in particolare sul versante destro della valle del Piccolo San Bernardo tra il colle e la località La Tour. Anche questa copertura è geneticamente legata al ghiacciaio pleistocenico del Piccolo San Bernardo, attivo sino alla terza fase LGM, che si saldava, a valle dell'attuale conca del Verney, al ghiacciaio proveniente dal Vallone del Breuil. I depositi glaciali, prevalentemente di allogamento, rivestono una serie di strette superfici terrazzate che si allungano da quota 2.300 m nel tratto a monte (M. Belvedere) sino a 1940 m in quello a valle (La Tour). In particolare sul versante tra il Pian dell'Abbondanza e il Touriasse, intorno a 2.200 m di quota, è conservato un tratto dell'argine morenico laterale destro del ghiacciaio del Piccolo San Bernardo (IVR_{3c5}). Questa successione di lembi è intersecata ed interrotta dalle cerchie moreniche di ghiacciai tributari minori (del M. Belvedere, del Col del La Fourclaz, del Mont Chaz Dura e delle vedrette delle Terre Noire), edificate nel corso della fase successiva (*Subsintema di Pileo*).

Sul versante sinistro le testimonianze dell'attività del ghiacciaio di Verney sono ancora più discontinue, per la confluenza di importanti valloni (Orsiere, Youla) nella valle maggiore. I lembi di depositi glaciali conservatisi sono distribuiti, da monte verso valle, sul versante sovrastante il margine occidentale del

Lago Verney (tra i 2.100 m ed i 2.200 m di quota, till di allogamento di debole spessore, in parte rimobilizzato dai processi periglaciali), sul versante meridionale del cima Laitgre (Punta Leytira) (corrispondente agli ampi pascoli tra i 2.200 ed i 2.300 m di quota, e a due terrazzetti distribuiti tra i 2.150 ed i 2.200 m di quota), sul versante meridionale del M. Belleface basso (ampia rottura di pendenza tra i 2.000 e i 2.100 m di quota, che conserva una copertura di till di allogamento i cui clasti sono costituiti dai litotipi delle Breccie di Tarantasia: marmi calcarenitici, scisti carbonatici micaceo-cloritici, breccie ad elementi di marmi dolomitici e calcitici, scisti neri, marmi calcitici bluastri, quarziti impure).

Nell'ambito dell'areale del Foglio Courmayeur è stato individuato un unico lembo di depositi glaciali, legati al ghiacciaio del Ruitor, ascrivibile al *Subsistema di Excenex*: tale lembo è conservato sul versante destro della Valle del Ruitor a NW di Villaret, tra quota 1.750 e 2.000 m (alpeggi di Foillex) ed è costituito da till di allogamento con clasti di scisti grafitici, metaconglomerati, gneiss minuti e prasiniti listate provenienti dal Complesso Houiller dall'Unità del Ruitor (**IVR_{3c4}**).

A valle della conca di la Thuile, sono conservati altri lembi di depositi glaciali abbandonati durante la terza fase LGM dal ghiacciaio di Thuile, risultante dalla confluenza dei ghiacciai del Ruitor e di Verney. I lembi sono distribuiti a quote superiori ai 1.600 m sia sul ripido versante in sinistra della Dora di Thuile, che sul versante destro: quest'ultimo è morfologicamente assai complesso, perché tra versante e fondovalle si interpone il già citato Vallone di Thovex, con senso di drenaggio opposto a quello della valle principale (Fig. 3). I depositi glaciali, essenzialmente di allogamento, che costituiscono la copertura predominante di tutta la parte medio-alta del Vallone di Thovex, sono stati abbandonati nel corso di tre principali fasi di approfondimento del ghiacciaio di Thuile e formano almeno tre sistemi di lembi distribuiti a quote via via più basse, di difficile separazione. Dopo aver abbandonato l'ampia sella del Colle San Carlo, attraversata durante la fase precedente, il ghiacciaio di Thuile alla confluenza con quello della Dora Baltea occupava ancora tutto il settore ad W del colle (a quote superiori ai 1.800 m); successivamente si ritirava dapprima da questo settore, poi dal ripiano di Petosan (q. 1.750-1.800 m) ed infine transitava a quote inferiori ai 1.750 m di quota, intersecando il Vallone di Thovex in corrispondenza ai trinceramenti del Principe Tommaso e modellando nel substrato roccioso una superficie attualmente rappresentata dalla cresta del Mont du Parc. Dunque nel corso di tale evoluzione il ghiacciaio di Thuile, approfondendosi, ha modellato tutta una serie di gradini, che interrompono la continuità del Vallone di Thovex: il maggiore di questi, conservato a Nord dell'abitato di Granges, fa sì che il settore superiore del vallone sia sospeso sulla conca di La Thuile.

Sul versante sinistro del ramo della Dora di Thuile, all'Alpe Tsa, tra i 1.850 m ed 1.920 m di quota, una successione di terrazzetti modellati in roccia conserva del morenico scheletrico sparso costituito da clasti provenienti dalla Zona delle Breccie di Tarantasia. Questo lembo rappresenta il limite altimetrico superiore

raggiunto dal ghiacciaio di Thuile in questo settore durante la fase alla quale è riferito il *Sintema di Excenex*, e si correla con la più estesa copertura glaciale presente sul versante opposto a NNE dell'abitato di Petosan. Infine sul versante sinistro, nel settore prossimo alla confluenza con la valle principale, a mezza costa sulle pendici del M. di Nona, i terrazzi di Megeret (q. 1550-1750) e di Montagnoulaz (q. 1.600-1700 m) sono rivestiti da till di allogamento, contenente clasti provenienti dalla Zona delle Breccie di Tarantasia (**IVR_{3c4}**).

Nei valloni minori, date le loro modeste dimensioni, difficilmente si sono potuti conservare depositi glaciali più antichi di quelli formati durante il Tardoglaciale. Inoltre la collocazione stratigrafica dei pochi lembi cartografati è da considerarsi dubbia, perché la loro distribuzione altimetrica non è tale da renderne certa l'attribuzione al *Subsintema di Excenex* piuttosto che a quello di *Pileo*. Un esempio è rinvenibile sul versante destro della Val Veny, immediatamente ad Est del Lago di Vesses, dove un lembo di till di ablazione poco esteso, attribuibile al ghiacciaio laterale che proveniva dalla vallecchia del Col di Youla, è distribuito esternamente alle morene tardiglaciali dello stesso ghiacciaio, e poggia su till di allogamento del ghiacciaio principale.

2.1.1.3. - Subsintema di Pileo (**IVR₄**) (*Pleistocene sup. - Olocene inf.*)

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai al termine dell'ultimo episodio glaciale, nel corso della fase finale del LGM e del successivo periodo, noto in letteratura come Tardoglaciale. Essi risultano i più estesi e potenti tra i depositi abbandonati dal ghiacciaio della Dora Baltea lungo il tratto superiore della valle principale, a monte di Arvier; tuttavia nell'ambito dell'areale del Foglio Courmayeur sono rappresentati da un numero limitato di lembi, distribuiti nella parte inferiore dei due fianchi vallivi.

I depositi relativamente più antichi, indicati in carta come depositi glaciali di allogamento o indifferenziati, sono presenti a Pré Saint Didier, allo sbocco dell'incisione della Dora di Verney (Valle di La Thuile), e sono distribuiti dal fondovalle, dove poggiano contro la base del versante destro della valle principale (**IVR_{4c3}**), sino a 1.500 m di quota, nel settore in cui sono ubicati gli alpeggi di Mollie e di Parimont (**IVR_{4c1}**).

Attribuibili al ghiacciaio della Dora Baltea sono anche i depositi glaciali distribuiti, al di sotto dei 1.600 m di quota, sul versante sinistro del vallone tributario di Dolonne, al suo sbocco nella valle principale.

Più a monte, nel tratto di fondovalle a NW dell'abitato di Courmayeur, sulla destra idrografica della Dora Baltea, ai piedi del ripido versante orientale del Mont Chetif si stacca la morena laterale di La Villette, che si allunga verso Sud tra le frazioni di Entrelevie e La Villette per circa 500 m di lunghezza. La dorsale, sdoppiata in due creste, è formata da depositi glaciali di ablazione (**IVR_{4c5}**),

costituiti da blocchi e ciottoli di graniti porfirici, gneiss e calcescisti, in matrice sabbiosa. La morena di La Villette è l'unico segmento di morena laterale legata al ghiacciaio principale, presente nell'alta valle della Dora Baltea, descritto come tale nella letteratura geologica (ROVERETO, 1925; SACCO, 1927a). ZIENERT (1965) la correla con la fase "Valnontey" di AMSTUTZ (1962).

A Sud di La Villette, sempre in destra idrografica, si allunga una seconda dorsalina (**IVR_{4c5}**), corrispondente al relitto di una morena laterale immediatamente più esterna e probabilmente di poco più antica della precedente; sulla sua cresta è edificato il centro storico di Dolonne. A differenza della morena di La Villette, la morena di Dolonne non presenta un'espressione morfologica evidente, poiché la sua cresta appiattita emerge appena dalla superficie del conoide del T. Dolonne, la cui unghia poggia contro il suo fianco esterno. A Sud del centro storico, nel punto in cui sono edificate le villette di un moderno quartiere, si allunga per un centinaio di metri un secondo lembo, completamente rimodellato, di questa morena. I due segmenti della morena di Dolonne sono separati da un alveo abbandonato del T. di Dolonne. Tra la Dora Baltea e il fianco interno della morena si interpone un lungo lembo terrazzato, interpretabile come costituito dai depositi di colata o di *debris flow* (**UIN_{1a1a}**), legati ad una grande frana di età olocenica superiore riconosciuta da PORTER & OROMBELLI (1981) sul versante opposto ("frana di Courmayeur"; cfr. 2.2.1.) oppure, con minor probabilità, da depositi fluvio-glaciali, legati all'attività dello scaricatore destro del ghiacciaio balteo in una fase immediatamente successiva all'edificazione della morena di Dolonne.

Per quanto riguarda i bacini tributari maggiori, i lembi di depositi distribuiti in posizione più elevata (200-300 m sopra i fondovalle attuali) poggiano su superfici in roccia modellate dal ghiacciaio al termine della fase precedente. Le superfici di appoggio basale più basse corrispondono generalmente a forme di esarazione in roccia sepolte sotto la copertura sedimentaria che costituisce i fondovalle.

Nelle valli di La Thuile la conca di La Thuile rappresenta il settore di confluenza tra i due grandi ghiacciai pleistocenici di Verney (proveniente da W) e del Ruitor (da Sud). Durante la quarta fase LGM -Tardoglaciale la massa glaciale risultante ("ghiacciaio di Thuile") occupava tutta la conca al di sotto dei 1.650 di quota. I lembi di depositi glaciali conservati a quota più elevata si attestano nella vallecola di Thovex fin presso l'abitato di Preylon, mentre sul ripido versante opposto si estendono sino all'alpe Essuez (q. 1640 m). Più a valle, lungo la stretta incisione percorsa dalla Dora di Thuile che procede sino alla confluenza con la valle della Dora Baltea, i relitti di depositi glaciali sono relativamente scarsi, tranne che intorno a Balme, dove sul fondovalle è conservato del till di allogamento (con ciottoli di prevalenti metaconglomerati delle Brece di Tarantasia e subordinati scisti grafitici e prasiniti); immediatamente a Sud dell'abitato è distinguibile un tratto della morena laterale sinistra del ghiacciaio di Thuile (**IVR_{4c5}**). Durante il suo progressivo ritiro, fino alla separazione dei ghiacciai del Ruitor e di Verney, nella conca di La Thuile il ghiacciaio edificò un apparato morenico stadiale, testi-

moniato dai resti di archi morenici concentrici, disposti a quote via via più basse: sulla cresta dell'argine più elevato (q. 1.530 m), che è anche il più sviluppato in lunghezza (250 m) ed il meglio conservato, sorge l'abitato di Bouic; seguono due arginelli morenici a q. 1.503 m e 1.485 m, a NW di Villaret. La maggior parte dei depositi della conca di La Thuile corrisponde a till di allogamento (**IVR_{4c4}**) e i clasti sono costituiti dai litotipi affioranti nel bacino del Ruitor (Brecce di Taranasia e Complesso polimetamorfico del Ruitor). L'ulteriore ritiro del ghiacciaio del Ruitor dalla conca è coinciso con la sedimentazione di depositi fluvioglaciali (**IVR_{4b}**), la cui superficie, terrazzata di alcuni metri sopra l'alveo attuale, circonda ed isola i lembi di depositi glaciali conservati sul fondovalle (loc. Arly). Non si esclude comunque che parte dei depositi alluvionali siano piuttosto riferibili ad eventi di piena legati alle rotte glaciali del Ruitor di epoca storica.

Nella Valle del Ruitor, che dalla conca di La Thuile risale al ghiacciaio omonimo (il terzo della Valle d'Aosta per estensione), due tratti di morene laterali, le cui creste sono sospese di 200 m sul fondovalle attuale, segnano il limite superiore raggiunto dal ghiacciaio pleistocenico del Ruitor durante la quarta fase LGM (Alpe Poraz in sinistra e Villaret Dessous in destra; **IVR_{4c5}**). Nel tratto di versante sottostante l'Alpe Villaret Dessous i depositi glaciali applicati al versante sono prevalentemente di allogamento, costituiti da un *diamicton* sabbioso-ghiaioso con clasti di scisti grafitici, metaconglomerati, gneiss minuti e prasiniti listate. Till di allogamento riveste anche, con spessori per lo più esigui (al massimo di ordine metrico), l'ampio terrazzo roccioso di *la Joux*, che si estende sul fondovalle in sinistra idrografica del T. Ruitor. Più a monte il substrato roccioso viene ad affiorare ovunque estesamente e il fondovalle si innalza in una sequenza di gradini rocciosi, superati dal torrente Ruitor attraverso la sequenza delle celebri cascate. Tra le quote 1.850 m (a monte della 2^a cascata) e 2.550 m (fronte attuale del ghiacciaio del Ruitor) si sviluppano in successione tre maggiori gradini rocciosi, che separano estese conche di sovraescavazione glaciale allungate trasversalmente all'asse vallivo.

Nella valle della Dora di Verney i depositi glaciali appartenenti al *Subsistema di Pileo* sono estesamente distribuiti sia sul fondovalle che su entrambi i versanti a quote inferiori ai 2.100 m (sbocco del Vallone del Breuil) e ai 1.900 m (nel tratto tra lo sbocco del Vallone di Chavannes e la conca di La Thuile). Sul versante destro un esteso terrazzo di *kame* bene espresso (a NNE del Lago Verney, q. 2.060 m; **IVR_{4b5}**) e alcuni relitti di creste moreniche (tra la testa dell'Asino e la Testa del Chargeur, q. 2.010-2.040 m) segnano la posizione raggiunta dal bordo superiore del ghiacciaio di Verney durante l'ultima fase LGM, quando ancora raggiungeva la sottostante conca di La Thuile per unirsi al ghiacciaio del Ruitor. Lo spessore del ghiacciaio in quel particolare momento può essere stimato a circa 200 m in corrispondenza a Chaz Pontaille, pur con tutte le incertezze dovute al fatto che non è possibile conoscere la quota della sua superficie di appoggio basale. Alcuni lembi di till di ablazione (**IVR_{4c5}**) sono conservati a NW

del Piano dell'Abbondanza entro la vallecola, percorsa dalla strada statale, che si allunga parallelamente al fondovalle principale: essi sono riferibili ad episodi di trasfluenza del ghiacciaio di Verney, che inizialmente oltrepassava la cresta intravalliva di cui la Testa dell'Asino e la Testa del Chargeur rappresentano le massime elevazioni.

La maggior parte dei depositi glaciali che riveste il settore di fondovalle tra lo sbocco del Vallone del Breuil e la conca di La Thuile corrisponde a till di allogamento. In località *la Crètaz* il till di allogamento è costituito da prevalente matrice sabbiosa, con ciottoli sfaccettati e striati di marmi massivi grigi e di calcescisti; su questo ripiano tra le quote 1.890 e 1.850 m si delineano però alcuni tratti relitti di archi morenici concentrici, dai quali affiorano numerosi trovanti di peridotiti a granato retrocesse e di ortogneiss. Queste forme testimoniano il momento in cui il ghiacciaio di Verney, ridotto in questo punto a non più di un centinaio di metri di spessore, ritirandosi dal fondovalle sospeso di Servaz andava a confinarsi nell'incisione della Dora di Verney. Sul versante opposto, sinistro, a Plan Bovard il till di allogamento copre in parte una serie di stretti e lunghi pianori bordati da dorsali in roccia allungate parallelamente all'asse vallivo. Il versante destro della valle della Dora di Verney compreso tra l'Alpe Lechevre e il Piano dell'Abbondanza ha una copertura di depositi glaciali, in gran parte però deformata da processi di soliflusso e geliflusso, com'è testimoniato dalle evidenze morfologiche e dalla diffusa imbibizione dei terreni sino alla quota 1.950 m.

Risalendo ai settori di bacino posti più a monte, i depositi appartenenti al *Sub-sistema di Pileo* costituiscono la maggior parte dei depositi glaciali conservati sui versanti e sul fondovalle dei valloni di Breuil e di Chavannes. Questi settori sono caratterizzati da un elevato grado di affioramento del substrato roccioso; i depositi glaciali sono rappresentati principalmente da morenico scheletrico sparso, che riveste in modo pellicolare e discontinuo gli ampi affioramenti di rocce montonate (settore della Tormotta e di Punta Rouse) e da depositi glaciali indifferenziati distribuiti in lembi discontinui (alto Vallone di Chavannes).

Nel Vallone di Arpy, di cui nel Foglio Courmayeur ricade solo parte del versante sinistro, sono particolarmente rappresentati i depositi glaciali di ablazione.

In Val Veny durante l'ultima fase glaciale LGM il ghiacciaio di Veny rimase interamente confinato entro la vallata omonima. Al Col Checrouit una modesta morena (**IVR_{4c5}**), molto rimodellata e appiattita, che si allunga parallelamente all'asse vallivo tra i 1.960 e i 2.000 m, ne segna il massimo sviluppo; essa si trova attualmente sospesa di 500 m sul fondovalle attuale. La presenza della morena testimonia la cessazione del fenomeno di trasfluenza che, nella fase precedente, aveva portato parte della massa glaciale a scorrere entro il vallone di Dolonne. Il versante sottostante (Alpe Gerotta; rifugio Monte Bianco) ha una copertura di till di allogamento, costituito da *diamicton* con discreto grado di addensamento, a prevalente (70%) matrice sabbioso-limosa di colore grigio o grigio-nerastro, con sparsi ciottoli levigati e striati di marmi massivi chiari e grigio-azzurri, gneiss,

graniti, quarziti rosate, metabrecce e anatessiti (**IVR_{4c4}**). Modesti lembi di till tardoglaciali sono presenti dove sorgono C. Freney e la Cantina della Visaille, in posizione immediatamente più esterna rispetto alle cerchie frontali distali dell'apparato morenico del ghiacciaio del Miage riferibile alla PEG. Più estesi e ben espressi sono i depositi glaciali di ablazione tardoglaciali compresi tra gli apparati PEG dei ghiacciai di Lex Blanche e d'Estellette. Questi sono saldati ai depositi, relativamente più antichi, distribuiti sul basso versante sinistro e sulla soglia della parte alta della Val Veny (l'*Allée Blanche*), tra l'Alpe inf. de la Lex Blanche e le Piramidi Calcaree. Sull'omologo versante destro, più regolare e acclive, sono conservati lembi più modesti e discontinui di till di allogamento, mentre è estesamente diffusa una copertura detritico-colluviale derivante dalla deformazione periglaciale dell'originaria copertura glaciale (numerosi lobi di geliflusso di dimensioni decametriche).

Lungo il versante destro della Val Veny non esistono veri e propri valloni tributari, ma a metà circa della sua lunghezza, nel settore sovrastante il tratto di fondovalle occupato dal ghiacciaio del Miage, si aprono tre grandi circhi glaciali che nel corso della fase di *Pileo* ospitarono dei ghiacciai. Il primo da Est, dove si trova il Lago Checrouit, conserva un apparato morenico costituito da prevalente till di ablazione, ricco di clasti e blocchi di metaconglomerati delle Breccie di Tarantasia. Localmente la copertura morenica è crivellata da doline di dimensioni plurimetriche, formatesi per corrosione delle intercalazioni gessose presenti nel substrato, ed è deformata da processi periglaciali (*rock glaciers*). La stessa grande depressione imbutiforme che ospita il lago è, con ogni probabilità, di origine carsica. Segue verso Ovest l'apparato glaciale del lago di Vesses, che conserva, in coincidenza della soglia sospesa sulla valle principale, un accumulo a grandi massi interpretabile come deposito di frana con trasporto glaciale (**IVR_{4a5}**). L'accumulo ha un aspetto caotico ed è monogenico (blocchi di metaconglomerati a ciottoli calcarenitici, con dimensioni massime di 5 m di diametro). I clasti sono spigolosi e la matrice è subordinata (5÷10%), di colore grigio scuro, non alterata. Il laghetto di Vesses si è formato tra questo accumulo e depositi glaciali più antichi dello stesso ghiacciaio tributario, ascrivibili al *Subsistema di Excenex*. Infine nel circo occidentale l'apparato glaciale dell'Arp Vieille è anch'esso costituito per la maggior parte da till di ablazione ed è articolato in numerose creste moreniche. Si tratta di ghiaie sabbiose con massi, da massive a localmente stratificate, con tessitura a supporto di clasti. I clasti, prevalentemente spigolosi o smussati, sono costituiti da litotipi delle Breccie di Tarantasia (calcescisti marmorei grigiastri, marmi calcitici dalla patina bruniccia e scisti grafitici) in subordinata (10÷20%) matrice sabbiosa debolmente limosa di colore grigio scuro, non alterata. La parte orientale del bacino tributario è visibilmente deformata dalla presenza di fenomeni di collasso gravitativo profondo, cui sono riconducibili i fenomeni di frana frequenti sul versante sovrastante la Dora di Veny. Il versante a copertura morenica appare infatti intersecato da *trench* con sviluppo perpendicolare alla linea di mas-

sima pendenza. Il *trench* sito più a monte conserva un riempimento di sedimenti detritici e torbosi (q. 2.380 m ad W dell'Arp Vieille Damon) (cfr. 2.2.1). Inoltre a ENE dell'Alpe Sup. de L'Arp Vieille si sviluppa un apparato morenico locale: il corrispondente ghiacciaio sembra essere stato ospitato in una depressione chiusa verosimilmente legata a fenomeni di collasso gravitativo.

In destra Dora il vallone di Arp presenta una soglia sospesa di 1.000 m sopra il fondovalle principale e conserva ingenti depositi glaciali (**IVR_{4c1}**), che danno luogo a numerose creste moreniche ben espresse. Il suo fondovalle è in gran parte colmato da un corpo detritico a grandi blocchi, esteso dal circo sommitale sino in prossimità della soglia valliva (q. 2.050) e riconducibile a un potente lembo di till di ablazione (**IVR_{4c5}**) profondamente deformato dai processi periglaciali (numerose creste di *rock glacier*). Un troncone della morena laterale sinistra del ghiacciaio d'Arp, a poche decine di metri sopra il fondovalle della Dora (a Nord di Planey; **IVR_{4c5}**), testimonia la sopravvivenza del ghiacciaio rispetto a quello principale.

Sul versante sinistro della valle della Dora di La Thuile i due valloni tributari di Torrent e di Youla conservano nei rispettivi fondovalle estesi lembi di till (**IVR_{4c1}**), con numerose creste moreniche bene espresse. Da segnalare i due piccoli anfiteatri morenici che occupano le soglie sospese dei due valloni adiacenti, entrambi intorno alla quota 2.000 m e a circa 700 m di dislivello sul fondovalle della Dora di Thuile. Più ad Ovest, nel Vallone d'Orgère, tributario di sinistra della Dora di Verney, una successione di cordoni morenici laterali si allunga alla base dei due versanti e delimita un fondovalle con copertura di prevalente till di allogamento. PORTER & OROMBELLI (1982) vi distinguono due gruppi di morene, correlate rispettivamente alle avanzate di Courmayeur e di Planpincieux riconosciute sul fondovalle principale. I depositi glaciali dei valloni di Youla e d'Orgère sono distribuiti alle basse quote anche a valle delle rispettive soglie, fino a raccordarsi con i depositi della valle principale.

Sul versante sinistro dell'alto Vallone di Chavannes, a Est del colle omonimo, si aprono una serie di ampi circhi glaciali, in parte rivestiti da lembi di till di ablazione o indifferenziati, organizzati in piccoli anfiteatri morenici, e da una generalizzata copertura di prevalente till di allogamento. In particolare il circo più orientale, delimitato dai versanti dell'Aiguille des Chavannes, del M. Favre e del M. Berrio Blanc, mostra una estesa copertura di till, deformata nel settore superiore in numerose creste di *rock glacier* e delimitata in basso da morene frontali assai rimodellate, dal lungo decorso sinuoso, che tendono a chiudersi presso l'Alpe del Berrio Blanc di Sopra a quota 2.390 m. Meglio espressi sono gli archi morenici formati dai depositi glaciali conservati nei modesti valloni che si dipartono dal M. Ouille, come il tributario di destra del Vallone di Chavannes e i due tributari di sinistra del Vallone di Breuil (alpe Crotti e Entre-deux-Eaux).

Sulla destra orografica del basso vallone di Breuil si aprono, a Sud della Pointe Rouse, i bacini tributari che fanno capo ai ghiacciai attuali di Rousses e della

Fourclaz e ai glacionevati del versante settentrionale del Pic de Lancebranlette. I depositi del ghiacciaio di Rousses sono distribuiti in tutto il sottostante vallone sino allo sbocco sul fondovalle del Breuil (le Balmette, a q. 1.980 m). Notevoli sono le creste moreniche, anche se molto rimodellate e arrotondate, edificate dal contiguo ghiacciaio di Fourclaz: in particolare la morena laterale sinistra, che si allunga tra i 2.250 e i 2.050 m di quota a SW dell'Alpe Laissevre (fig. 4), e il piccolo gruppo di cerchie concentriche sito più a monte, a q. 2.400 m, circa 700 m a W del Lago di Verney Superiore. Da segnalare come 100 m a Sud del laghetto corra un limite netto, in direzione E-W, tra i depositi del ghiacciaio di Fourclaz a Nord (till di allogamento a clasti di prevalenti rocce silicatiche) e i depositi glaciali attribuibili all'estinto ghiacciaio del Pic di Lancebranlette, proveniente da Sud (till indifferenziato a clasti di soli calcescisti). Possono essere attribuite al ghiacciaio di Fourclaz anche le esili creste moreniche che si sviluppano con andamento sinuoso sul dosso (q. 2.125 m) che chiude a Nord la conca del Lago Verney, e che segnano il margine destro del ghiacciaio tributario nel punto in cui questo si saldava al ghiacciaio del Breuil. Infine il modesto ghiacciaio di Lancebranlette-Cresta di Verney giungeva con i suoi depositi a colmare la vallecola che scende sino al margine SW del Lago di Verney.

Nella parte alta del versante destro della valle della Dora di Verney la continuità delle forme terrazzate e dei depositi glaciali abbandonati dal ghiacciaio del Piccolo San Bernardo (*Subsintema di Excenex*) è interrotta da alcuni apparati morenici più recenti legati ai locali circhi tributari (quello del Lago di Touriasse, a Nord del Mont Belvedere, e quello adiacente compreso tra il rilievo solitario della Touriasse ed il Col de Ladi Fourclaz) e ad una serie di ghiacciai di nicchia o a placca (*niche glaciers* e *ice aprons*), estintisi nel Tardoglaciale (versanti settentrionali del M. Chaz Dura e della Terre Noire). La genesi dei due circhi è stata verosimilmente determinata o controllata dall'esistenza di una DGPV che deforma la parte alta del versante settentrionale tra la Costa del Belvedere ed il M. Chaz Dura. La presenza di estese depressioni chiuse a NW del Col de La Fourclaz e di numerose doline in tutto l'areale attestano la presenza di fenomeni di corrosione carsica a spese delle intercalazioni gessose del substrato roccioso. Al limite orientale della DGPV un esteso accumulo di frana, che ha la propria origine nel settore NW della vetta del M. Chaz Dura, presenta nella sua parte inferiore una serie di creste moreniche (o di *rock glacier*): il fenomeno gravitativo sembra dunque essersi esaurito su un piccolo ghiacciaio di nicchia, analogo a quelli esistenti immediatamente più ad Est, il cui movimento avrebbe determinato la rimobilizzazione dei depositi al piede dell'accumulo di frana.

La valle del Ruitor presenta alcuni valloni tributari (a sinistra il Vallone di Ponteilles, la Comba di Sozin ed il Vallone di Bella Comba; a destra la Combassa e la Comba di Usselletes), che conservano estese e talora potenti coperture di depositi risalenti al Tardoglaciale e, nelle testate vallive, alle avanzate glaciali di epoca storica (cfr. 2.1.2.1.). Sul versante sinistro del tratto inferiore del Vallone

di Ponteilles si allunga una delle maggiori e meglio conservate morene laterali dell'intera Valle d'Aosta: la morena, che si innalza fino un centinaio di m sul fondovalle tra quota 2.180 m (ad Ovest di Cerellaz) e 1.900 m (presso i ruderi dell'Alpe Maissonnettes), presenta una cresta rettilinea lunga circa 1,4 km e delimita due piccole conche lacustri, completamente interrite, formatesi tra la morena ed il versante. La morena è stata edificata dal ghiacciaio pleistocenico di Ponteilles, di cui i ghiacciai attuali di Mont Valaisan e di Fréduaz sono i modesti relitti, quando ancora giungeva a raccordarsi con il ghiacciaio del Ruitor. La stretta e rocciosa Comba di Sozin ha la particolarità di avere un fondovalle completamente colmato da accumuli a grandi blocchi, che derivano da ricorrenti fenomeni di crollo dalle pareti sovrastanti il ghiacciaio pleistocenico in ritiro ed in parte da crolli più recenti.

Dallo smembramento di un ghiacciaio di calotta derivano i depositi che rivestono l'ampio altipiano ondulato della Gran Testa, sospeso sul tratto inferiore della Valle del Ruitor a Est e sul Vallone di Ponteilles a SE. Sul versante destro della Valle del Ruitor due modesti apparati glaciali sono sospesi ad alta quota. Il primo si sviluppa intorno ai 2.300 m di quota ed è legato ad un ghiacciaio di nicchia che occupava la Comba Sorda, alla base della ripida parete occidentale del Mont Colmet. Il secondo, che giunge con i suoi depositi sino al ripiano sospeso dove sono site le rovine del Ricovero Capitano Sandino (q. 2.050 m), è costituito da till di ablazione (elasti di metaconglomerati e scisti grafitici di forma irregolare e a spigoli vivi) ed è stato edificato da un ghiacciaio che occupava un modesto circo a Sud del Colle della Croce.

Infine sono da citare i depositi glaciali distribuiti nel vallone di San Grato, importante bacino tributario di sinistra della media Valgrisenche: quelli distribuiti sul fondovalle sono legati al ghiacciaio pleistocenico proveniente dal circo del Lago di San Grato, mentre parte di quelli che occupano i ripiani terrazzati a W del Col du Mont sono attribuibili a locali e modesti ghiacciai di nicchia.

2.1.2. - *Sintema del Miage (MGE)* (unità postglaciale) (*Olocene - Attuale*).

Sintema del Miage è il nome locale dell'unità postglaciale, che comprende i depositi glaciali ed alluvionali successivi all'ultimo episodio glaciale. Esso si sviluppa nell'Olocene ed è stato suddiviso in due sub-unità: nel *Subsintema di Château Blanc* sono distinti i depositi attualmente non più in formazione, in maggioranza depositi glaciali legati alle espansioni glaciali oloceniche (ultima delle quali quella della "Piccola Età del Ghiaccio"); il *Subsintema di Les Iles* comprende i depositi in formazione, e cioè gran parte dei depositi alluvionali che colmano i fondovalle e, ove distinti, i depositi glaciali *post-PEG* alimentati dai ghiacciai attuali.

2.1.2.1. - Subsintema di Château Blanc (**MGE₁**) (parte completamente formata dell'unità postglaciale) (*Olocene*)

Questa unità raggruppa depositi glaciali e alluvionali sedimentati durante l'Olocene e attualmente non più in formazione. In base alla documentazione storica per la maggior parte sono stati attribuiti al periodo di espansione glaciale noto come "Piccola Età del Ghiaccio" (PEG); questa è riferita convenzionalmente all'intervallo tra il 1550 ed il 1850-60 d.C. (LE ROY LADURIE, 1967) sulla base delle fluttuazioni dei ghiacciai alpini e scandinavi, della dendrocronologia e delle date delle vendemmie. Tuttavia da molti Autori l'inizio della PEG viene anticipato al XIV sec. (OROMBELLI, in ANTONIOLI *et al.*, 2000) o al 1250 d.C. (DELINE, 1999a).

Nelle Alpi Italiane la PEG sembra essere stata l'ultima e la maggiore di quattro principali fasi di espansione glaciale di età olocenica, poiché le sue morene risultano occupare le posizioni più avanzate (da poche centinaia di metri fino a 2 km dalle fronti attuali dei ghiacciai). Le quattro pulsazioni positive si collocano in un periodo di lieve irrigidimento climatico, definito come "Neoglaciale", che ha inizio circa 5000-5300 anni cal. BP e che fa seguito all'"*Optimum climaticum olocenico*" (*Hypsithermal*) durato tra i 9000 ed i 5000 anni BP (BARONI in ANTONIOLI *et al.*, 2000). Nelle Alpi Svizzere Centrali l'Olocene è stato caratterizzato da un gran numero di episodi di espansione glaciale di entità confrontabile, legati a fluttuazioni climatiche di lieve ampiezza ($\pm 1^{\circ}\text{C}$), di cui l'ultima (la PEG) è stata raramente superata (MAISCH, 2000). Secondo MAGNY (1995) la PEG è solo l'ultima di una decina di fasi di peggioramento climatico identificate nell'Olocene.

I lembi di depositi glaciali risalenti alle precedenti espansioni oloceniche sarebbero stati per lo più erosi dai ghiacciai della PEG o coperti dai loro depositi. I depositi *pre*-PEG riconosciuti sono stati rinvenuti nella parte bassa di morene di sovrapposizione e datati grazie alla presenza di suoli (ghiacciaio del Lys: STRUMIA 1997) o di tronchi sepolti (ghiacciaio della Brenva: OROMBELLI & PORTER, 1982; ghiacciaio del Miage: DELINE, 1999b); solo in casi più eccezionali si sono conservati come morene più esterne (ghiacciaio dei Forni nelle Alpi Lombarde: OROMBELLI & PELFINI, 1985; ghiacciaio del Miage: DELINE, 1999a, 1999b).

Nell'areale compreso nel Foglio Courmayeur sono presenti alcuni dei maggiori apparati morenici risalenti alla PEG dell'intera Valle d'Aosta: in Val Veny gli anfiteatri morenici del Miage, della Lex Blanche e d'Estellette; nelle valli di La Thuile l'apparato morenico del Ruitor, di Chavannes, del Breuil e d'Argueray. In base alle testimonianze storiche, le grandi morene esterne sono state riferite alle espansioni glaciali culminate nei periodi 1818-1821 e 1860-1862, che pertanto corrisponderebbero alle massime espansioni di questi ghiacciai in epoca storica (CERUTTI, 1977). Tuttavia, associati ai depositi della PEG, possono essere conservati anche lembi abbandonati durante espansioni precedenti (com'è documentato presso il Lago del Miage).

Il ghiacciaio del **Miage**, il maggiore della Valle d'Aosta, è un ghiacciaio val-

livo composto, con il proprio bacino di alimentazione nei valloni che incidono i versanti sudoccidentali del Monte Bianco (cfr. V.2.1.2.1). Il ghiacciaio del Miage, insieme a quello vicino della Brenva, è l'unico che giunge attualmente sul fondovalle principale della Val Veny, dove termina con fronte trilobata e dove ha edificato nel corso degli ultimi due millenni un articolato apparato morenico, che ha destato l'interesse, sin dal '700, di numerosi viaggiatori, artisti e studiosi (cfr. IV.2). Lo sbarramento della Val Veny da parte del ghiacciaio e del suo potente apparato morenico laterale destro ha causato a monte la formazione dell'esteso Lago di Combal, attualmente ridotto a piana acquitrinosa. Lo studio dei due elementi geomorfologici, strettamente correlati, consente la ricostruzione della locale climatostratigrafia della seconda parte dell'Olocene: infatti attraverso l'esecuzione di un sondaggio di 78 m nella sequenza di colmamento del Combal (DELINE *et alii*, 2004a), integrata da rilievi geofisici, si è potuta datare la formazione del lago, e indirettamente dell'anfiteatro che lo ha generato, a circa 5.000 anni fa e cioè all'inizio del Neoglaciale; mantenutosi per 3.500 anni, circa 1.500 anni fa il lago si trasformò in palude, per poi essere rigenerato artificialmente a scopi difensivi solo alla fine del XVII sec. (DELINE & OROMBELLI, 2005).

Un'altra caratteristica del ghiacciaio del Miage (analogamente a quello della Brenva) è che, rispetto alla sua massima estensione raggiunta durante la PEG (avvenuta nell'anno 1820 secondo CERUTTI, 1995, o nel 1640, secondo DELINE, 1999b), non ha avuto una riduzione areale percentualmente analoga a quella presentata dagli altri ghiacciai dalla fine del XIX secolo in poi: infatti le morene laterali che attualmente ne delimitano la massa e che occasionalmente vengono deformate o alimentate (risultano pertanto in formazione) mantengono per lunghi tratti la stessa posizione che avevano già durante i periodi di espansione glaciale olocenici (compresa la PEG). Per questo motivo gli unici depositi che possono essere considerati come completamente formati, e far dunque parte della presente unità, sono distribuiti nel settore frontale e in limitati areali all'esterno della morena di sponda del ramo destro.

Una variazione apprezzabile, seppur percentualmente ridotta, è avvenuta invece nel settore frontale, in quanto la fronte glaciale si è ritirata di circa 800 m rispetto alla massima distribuzione in affioramento dei depositi glaciali olocenici. Dal termine della PEG (anno 1860) il lobo destro si è ritirato solo di circa 350 m, quello sinistro di 250 m, per un regresso areale minore di 0,2 km² (DELINE, 1999b). Tale comportamento, che si differenzia dalla maggior parte degli altri ghiacciai, è imputabile sia all'inerzia derivante dalla grande massa del ghiacciaio in rapporto ad una bassa superficie specifica, sia alla sua condizione di "ghiacciaio nero", cioè alla copertura detritica che lo riveste e ne limita l'ablazione.

A metà circa della curvatura che il ghiacciaio compie alla confluenza nella Val Veny, dove la morena laterale destra subisce un'interruzione ed affiora il fianco del ghiacciaio, si innestano in successione due piccoli anfiteatri morenici generati da passate differenti configurazioni del margine glaciale (solo in parte descrivibili

come lobi glaciali).

L'apparato più occidentale (l'"anfiteatrino del lago del Miage" di SACCO) è assai più grande e complesso di quello che lo affianca a E: infatti esso è formato dalla successione di quattro principali archi morenici subconcentrici, che poggiano, in posizione più esterna, sui relitti di altre morene, tra le più antiche conservatesi in affioramento. SACCO (1917b) individua complessivamente ben 17 creste moreniche; DELINE (1999a) riconosce 21 archi morenici, distinti in tre generazioni di cordoni di differente configurazione ed età. Le morene più esterne sono ridotte a brevi segmenti, conservati sul lato NW dell'anfiteatro, in quanto sono troncate dal primo degli archi morenici, che è quello linearmente più esteso. Tra la cerchia più interna e recente, che è la più elevata dell'anfiteatro, ed il fianco del ghiacciaio è racchiusa una conca occupata da un lago (lago del Miage), dal livello molto variabile, alimentato direttamente dalle acque di fusione del ghiacciaio.

Un'età dell'anfiteatro del Miage risalente alla PEG (con inizio posto però al sec. XVI) è sostenuta da SACCO (1919a), da KINZL (1932) e da PORTER & OROMBELLI (1982), mentre CAPELLO (1952) e MAYR (1969) propendono per un'età più antica di parte di esso.

La documentazione storica informa che gli scaricatori tra le morene esterne rivolte verso la piana del Combal ospitarono dei trinceramenti delle milizie sabaude durante le ripetute guerre contro la Francia nei sec. XVII e XVIII. BARETTI (1880a) asserisce che tali opere militari dovevano essere già presenti prima dell'anno 1691. Il fatto che esse poggino su un paleosuolo ben sviluppato, indicherebbe che le morene siano antecedenti alla PEG (MAYR, 1969).

Più recentemente alcune datazioni ^{14}C hanno risolto la questione, documentando l'antichità del settore esterno dell'anfiteatro del Miage:

1. Resti di larici presenti in due orizzonti di paleosuoli, sepolti entrambi nei sedimenti di riempimento di due scaricatori, siti tra due delle morene più esterne ed antiche, hanno fornito età non calibrate di 760 ± 50 BP e 295 ± 55 BP e di 690 ± 60 BP e 465 ± 55 BP rispettivamente (AESCHLIMANN, 1983). Le datazioni sono riferibili ad episodi di seppellimento di suoli per trascinamento ed apporto di detrito glaciale, legati ad inspessimento del ghiacciaio del Miage, i più antichi dei quali sono riconducibili ad espansioni avvenute rispettivamente nel XIII sec. e nella prima metà del XV sec. (DELINE, 1999a). Queste datazioni provano come almeno i settori più esterni dell'anfiteatro siano antecedenti al XIII secolo e dunque alla PEG.
2. Carboni di legno rinvenuti in posizione ancora più esterna (DELINE, 1999a) hanno fornito un'età convenzionale di 1720 ± 40 BP, da cui risulta una data calibrata di $180\div 415$ d.C. In base a questa datazione e ad un'analisi pedologica (rapporto tra ferro libero e ferro totale), l'Autore attribuisce le morene più esterne (A₀-A₂ e A₃-A₇) ai periodi di espansione glaciale Göschenen 1 (900÷300 a.C. non calibrate) e Göschenen 2 (350÷750 d.C. non cal.) rispettivamente. La generazione di cerchie più recenti (C₁÷C₁₀), che circonda il lago

del Miage, è riferita all'intero sviluppo della PEG su base dendrocronologica, lichenometrica e storica. La generazione di cerchie intermedie (B₁-B₄) viene dunque collocata tra la fase Göschenen 2 e la PEG e riferita ipoteticamente ad un'importante espansione avvenuta tra il 750 ed il 900 d.C., documentata per alcuni ghiacciai svizzeri, o ad un'avanzata dell'inizio del sec. XI, testimoniata dal legno fossile rinvenuto nella morena laterale sinistra del Miage (DELINE, 1997; cfr. *infra*).

3. Queste attribuzioni sono sostanzialmente confermate dai dati desunti da un carotaggio di 21 m, eseguito presso il bar Combal nella parte esterna dell'anfiteatro del Miage: una successione palustre di circa 5 m di spessore, poggiante sui depositi glacialigenici, ha fornito età tra i 2.070±40 e i 1.480±40 anni ¹⁴C conv. BP. Età ancora più antiche (2.300±150 e 2.025±115 anni ¹⁴C conv. BP) sono state ricavate da carboni di legna in una trincea scavata tra le due creste più esterne dell'anfiteatro. In conclusione vengono individuate almeno tre fasi di generazione dell'apparato morenico, correlate con le avanzate oloceniche della prima metà del I millennio a.C, del VII-IX sec. d.C. e della Piccola Età del Ghiaccio; queste però precedono una fase ancora più antica, indiziata da un paleosuolo nella sequenza glacialigenica attraversata dal sondaggio (OROMBELLI & DELINE, 2002).
4. All'inizio del Neoglaciale è stata infine datata, seppur indirettamente, la prima grande avanzata olocenica del Miage, grazie al sondaggio eseguito nella piana del Combal (DELINE & OROMBELLI, 2005).

Per quanto riguarda il settore frontale, importanti dati provengono dalla foresta fossile scoperta da AESCHLIMANN (1983) nel "Giardino del Miage", una depressione interna racchiusa tra le morene di sponda ed un anfiteatrino di lobo glaciale ("del Lago Verde"). I sedimenti che colmano la conca hanno restituito i ceppi, in posizione di vita, di un bosco di larici, sepolto da apporti detritici. L'analisi radiodendrocronologica condotta su un larice di 305 anni ha mostrato l'evoluzione della temperatura media estiva nel periodo dal 1335 al 1620, alla quale è legata la densità degli anelli di accrescimento: dal 1335 al 1405 e tra il 1439 ed il 1569 un clima più caldo causò verosimilmente l'arretramento dei ghiacciai, interrotto solo tra il 1420 ed il 1438 da un episodio di avanzamento glaciale; dal 1570 gli anelli registrano un peggioramento climatico, fino alla morte dell'albero avvenuta nel 1620. Una datazione ¹⁴C ha mostrato come il seppellimento e la morte del bosco sia avvenuta nel 1640 in conseguenza dell'acme dell'espansione glaciale del XVII sec. Con il metodo della dendrocronologia sono state datate anche le morene frontali del ghiacciaio del Miage, le cui tracce si spingono sin oltre il corso del T. de Freney: le morene legate alla massima avanzata finora documentata sarebbero, secondo AESCHLIMANN (1983), quelle del 1820, cui seguono le cerchie del 1850, del 1880 e del 1913. Tuttavia dalla orientazione di tratti relitti di morene più esterne, anche se non più distali, non si può escludere che l'espansione della

metà del XVII secolo sia stata maggiore di quella del XIX sec., in analogia con la situazione riscontrabile nella maggior parte della catena alpina (la massima espansione nell'ambito della PEG fu raggiunta tra il 1644 ed il 1653 dai ghiacciai delle Alpi svizzere, tra il 1670 ed il 1680 da quelli delle Alpi orientali).

La recente campagna di indagini condotte da DELINE (1997, 1999a, 1999b) ha apportato nuove importanti conoscenze sull'evoluzione olocenica del ghiacciaio del Miage (riassunte in DELINE, 2005b). L'analisi multidisciplinare ha permesso di distinguere nell'apparato morenico le differenti fasi di espansione glaciale della PEG (che l'Autore pone tra il 1250 ed il 1850: XIII sec., 1420÷1440, 1570÷1650, 1700÷1730, 1760÷1780, 1800÷1820, 1850÷1860) e *post*-PEG (1885÷1890, 1925÷1939, 1978÷1988) e ad individuare il *maximum* della PEG nell'espansione culminata nell'anno 1640. Inoltre la datazione 14C di un legno fossile rinvenuto sul fianco interno della morena del 1820 (anno 1025±1215 d.C. cal., ottenuta da un'età convenzionale di 900±40 BP) indica come la maggior parte del till costituente le morene di sponda del ghiacciaio del Miage sia legato ad espansioni precedenti la PEG.

L'apparato glaciale olocenico del ghiacciaio di **Lex Blanche** è racchiuso tra le morene di sponda del 1860, anche se sono conservati, sopra i 2.100 m di quota su entrambi i fianchi del ghiacciaio, i due tronchi di una cerchia più esterna, riferibile alla massima espansione del 1820 (AESCHLIMANN, 1983). Una testimonianza dell'antico sviluppo dell'apparato morenico è data dal moncone di morena conservato più a Sud, risalente all'espansione del 1820 o del 1860 (CERUTTI, 1977; AESCHLIMANN, 1983): esso forma un tozzo rilievo costituito da un accumulo a grandi blocchi (fino a 5 m di diametro), in maggioranza di anatesiti, privo di matrice in superficie (**MGE_{1c5}**). Caratteristico è il cordoncino morenico formatosi nell'espansione del 1925, che interseca e scavalca, appoggiandosi senza troncarla, una maggiore morena di sponda destra abbandonata al termine del sec. XIX; quest'ultima rappresenta dunque un esempio di "morena terminale a palinsesto" (*palimpsest end moraine*), cioè una morena che è stata seppellita da una sottile coltre di depositi glaciali, derivante da un'avanzata più recente, che non ne ha cancellato la morfologia. Il settore frontale racchiuso tra la cerchia del 1860 e quella del 1825 è costituito da *till* di allongamento (**MGE_{1c4}**).

L'apparato glaciale olocenico del ghiacciaio d'**Echelettes** è il minore tra quelli della Val Veny. Esso si sviluppa tra le quote 2.630 m e 2.230 m fino ad 1 km di distanza dall'attuale fronte glaciale e presenta un sistema di morene asimmetrico, ma sostanzialmente riconducibile a tre cerchie. Dalla distribuzione dei depositi, prevalentemente di ablazione, si deduce che i due ghiacciai adiacenti di Echelettes e di Lex Blanche non giunsero a saldarsi durante la PEG, come invece avveniva nel corso del Tardoglaciale. A quest'ultimo periodo sembrano risalire i tre segmenti di morena laterale applicati alle falde settentrionali delle Piramidi Calcaree sul fianco destro dell'anfiteatro dell'Echelettes.

Analogamente al ghiacciaio del Miage, anche il ghiacciaio del **Ruitor** è sta-

to da tempo oggetto di vari studi (in particolare BARETTI, 1880b; SACCO, 1917a, 1934), sia per la grandiosità ed interesse del suo apparato morenico di età olocenica, sia a causa della terribile sequenza di fenomeni di rotta glaciale a cui diede luogo nei secoli passati, ma anche in virtù della spettacolarità dell'ambiente naturale in cui si inserisce.

L'importanza del Ruitor deriva soprattutto dal fatto che qui sono registrati episodi di fluttuazione glaciale nella parte bassa dell'Olocene, dati questi piuttosto scarsi nel panorama del glacialismo italiano e limitati ad alcuni areali (M. Bianco, M. Rosa e Ruitor in Valle d'Aosta; Bernina e Ortles-Cevedale in Valtellina; Adamello-Presanella) (ANTONIOLI *et al.*, 2000).

Nel 1972, infatti, in seguito al ritiro della fronte glaciale del Ruitor, poco a NE dei *Lac Glacial Marginal*, a quota 2.510 m è stata rinvenuta da ARMANDO una piccola torbiera fossile, in precedenza completamente sepolta dal ghiacciaio, che già sin dal 1957 aveva restituito dei frammenti di torbe (PERETTI & CHARRIER, 1967). Le oltre trenta datazioni ¹⁴C (PORTER & OROMBELLI, 1985; BURGA, 1991, 1995; OROMBELLI & MASON, 1997; OROMBELLI, 1998) hanno stabilito un periodo di sviluppo della torbiera tra 10.270÷9.955 anni e 5.740÷5.605 anni fa, interrotto da un episodio di modesta avanzata glaciale, l'unico per l'Olocene inferiore finora documentato nelle Alpi italiane, avvenuto tra 7000÷6800 e 6850÷6670 anni fa (OROMBELLI, 1998; cfr. anche ANTONIOLI *et al.*, 2000). L'analisi del ricco contenuto in pollini ha mostrato che in quel periodo era presente a non grande distanza un'associazione boschiva molto differente da quella attuale (*Pinus montana* 33%, abete bianco 35%, tiglio 3%, con tenori minori dell'1% per larice, abete rosso e betulla, che rappresentano invece le essenze attualmente dominanti) ed indicativa di un clima più umido e caldo. La presenza stessa della torbiera indica che per oltre 4000 anni nell'Olocene inferiore il ghiacciaio del Ruitor fu meno esteso dell'attuale e dunque che le maggiori precipitazioni dovevano essere prevalentemente piovose piuttosto che nevose anche ad alta quota (PERETTI & CHARRIER, 1967; CHARRIER & PERETTI, 1972; CHARRIER & PERETTI, 1975; ARMANDO *et al.*, 1975; CERUTTI, 1975; PORTER & OROMBELLI, 1985).

Allo stato attuale delle conoscenze, se si eccettua la sequenza di torbiera, i depositi che formano l'esteso apparato morenico olocenico del Ruitor sembrano risalire all'episodio di acme della PEG, che SACCO (1917b) pone nel 1820, e ai successivi stadi di ritiro.

L'apparato olocenico del Ruitor è analizzato nel dettaglio in un recentissimo lavoro di OROMBELLI (2005), con particolare riferimento alla PEG. Secondo OROMBELLI (2005) le due avanzate simili del 1820 e del 1864 rappresentano per il Ruitor non solo la massima espansione della PEG, ma sostanzialmente di tutto il Neoglaciale, a parte un limitato settore frontale (Plan de La Lière) in cui l'Autore ha rinvenuto, poco oltre il margine terminale della PEG, limitati lembi di depositi riferibili a precedenti espansioni oloceniche. La ricostruzione del margine glaciale durante le varie fasi consente di stimare l'estensione minima del

ghiacciaio durante l'*Optimum climaticum* olocenico alla metà di quella raggiunta durante il massimo della PEG, con una variazione della linea di equilibrio (ELA) di circa 150 m (OROMBELLI, 2005).

Le numerose fluttuazioni del ghiacciaio del Ruitor tra il XIII ed il XIX sec. sono testimoniate indirettamente da una serie di fenomeni di rotta glaciale, una parte dei quali documentati da notifiche e relazioni tecniche. Infatti lo sbarramento operato dalla lingua glaciale sulla conca di esarazione del Lago di Santa Margherita (ampia depressione intorno ai 2.400 m di quota allungata in direzione perpendicolare a quella del ghiacciaio) causava la formazione di un lago marginale, il cui volume è stimabile in 2 milioni di m³ (PARIGI *et al.*, 1999). Il repentino parziale svuotamento del bacino lacustre per rotta glaciale ha determinato a più riprese inondazioni altamente distruttive lungo tutta l'asta del torrente Ruitor fino a La Thuile e Pré Saint Didier e da qui lungo la Dora Baltea. La sequenza di eventi più calamitosi documentati inizia con una ripetizione annuale di gravi alluvioni tra il 1594 ed il 1598, seguiti da vari altri eventi nel XVII secolo (anni 1630, 1640, 1646, 1678, 1680) ed infine da due eventi nel secolo XVIII (anni 1751 e 1752). Secondo BARETTI (1880b) la lista sarebbe molto più lunga, in quanto la maggior parte degli eventi si sarebbe ripetuta annualmente senza essere documentata caso per caso (1596÷1606, 1629÷1646, 1678÷1680, 1738÷1752). Inoltre almeno una parte di tali fenomeni, ricordati come tra i più distruttivi, avvenne in concomitanza con eventi alluvionali di carattere regionale, come quello del 1640, in cui fu inondata gran parte della città di Aosta ad opera del T. Buthier.

Depositi ghiaiosi colmanti parte della depressione del Pian de La Lière, interpretati in precedenza come morene, sono attribuiti da OROMBELLI (2005) ad un episodio di rotta glaciale antecedente il massimo della PEG (probabilmente a quello del 1751) (MGE1_b).

Fenomeni analoghi di svuotamento per rotta glaciale si manifestarono nello stesso periodo anche in altri punti delle Alpi, come per il ghiacciaio di Allalin nel bacino del Rodano (anno 1589 e per altre 11 volte tra il 1633 ed il 1772), per il ghiacciaio di Giétroz presso Bagnes (1595) e per il ghiacciaio di Vernagt nel Tirolo (1600÷1848).

Per quanto riguarda il Ruitor, questi fenomeni sono collegabili con una particolare configurazione della parte terminale della lingua glaciale, nell'ambito di oscillazioni che avvenivano, nello spazio di alcune centinaia di metri, poco a monte della posizione di massima espansione frontale olocenica nota (soglia della conca del Lago del Ghiacciaio, a q. 2.150 m): infatti la rotta glaciale non poteva prodursi nel corso di episodi di maggiore inspessimento glaciale (ghiacciaio resistente alle pressioni della massa lacustre) o di posizione più arretrata della fronte (assenza di lago di sbarramento).

La prima delle condizioni sopra delineate si produsse ad esempio nel corso della massima estensione documentabile in epoca storica, raggiunta intorno all'anno 1820. La distribuzione delle morene di sponda indica come durante la PEG solo

la parte occidentale del ghiacciaio del Ruitor, corrispondente agli attuali lobi sinistro e centrale, raggiungesse la conca di esarazione del Lago del Ghiacciaio a 2.140 m di quota (OROMBELLI, 2005), mentre il settore orientale, corrispondente all'attuale lobo destro, andasse a coprire solo il ripiano superiore, sito a ben 400 m di dislivello più in alto. La persistenza di tale situazione anche in epoca successiva è confermata dalle testimonianze storiche dirette (AUBERT, 1860; FAVRE, 1867; BARETTI, 1880b; SACCO, 1917a). La posizione raggiunta dal ghiacciaio è marcata con grande evidenza dalla morena laterale sinistra, lunga 1,5 km circa, costituita da till di ablazione (MGE_{1c5}), la cui cresta si eleva fino ad una settantina di metri al di sopra dei settori interni. Sul lato opposto la corrispondente morena laterale destra è bene espressa solo in un breve tratto sovrastante il ghiacciaio attuale, mentre più a valle diventa piuttosto discontinua e meno evidente. Più in basso, nella conca del Lago di Santa Margherita (*Lac du Ruitor* in carta), è conservato un complesso sistema di archi morenici che sono stati abbandonati, tra il 1820 ed i primi anni '30 del secolo XX, nei vari bacini lacustri di sbarramento formatisi sul fianco destro della lingua glaciale (tra cui il caratteristico "morenone" di Sacco, dalla sommità pianeggiante). Due dei livelli raggiunti dal lago di sbarramento sono registrati dalla presenza di linee di riva di colore biancastro, consistenti nell'affioramento di fasce ghiaiose prive di matrice che si allungano sul bordo orientale della conca (circa q. 2.440 m e 2.445 m). Tali livelli sono correlabili con la sommità di spianamento del "morenone" (q. 2.435 m), che è una morena sedimentata nel lago, elevantesi al centro della conca, e con la sommità di alcuni lembi lacustri terrazzati, dalla superficie piana, presenti sul bordo interno della soglia a nord del Lago del Ruitor (intorno a q. 2.445 m). L'altezza del livello di spiaggia attesta una profondità del lago di sbarramento (Lago di Santa Margherita) maggiore di almeno 25 m rispetto al livello dell'attuale Lago del Ruitor (q. 2.419 m). Il lago aveva lo sfioratore in un avvallamento a metà della soglia rocciosa che chiude il bacino verso valle, da cui precipitava formando una spettacolare cascata che scendeva nel lago sottostante (*Lac du Glacier*) con un dislivello di 300 m, che poté essere ammirata sino alla metà dell'800 e fu citata dal FAVRE (1867). A tale emissario è in gran parte legata la formazione del lembo alluvionale *s.l.* (MGE_{1b}), differenziabile in conoide di *debris flow* e in delta-conoide, che colma la conca a Sud del *Lac du Glacier* (OROMBELLI, 2005). In questo periodo di massima espansione non si verificarono fenomeni di rotta glaciale del Lago di Santa Margherita, in quanto il ghiacciaio che lo sbarrava era sufficientemente potente ed esteso per sostenerne la pressione.

A causa del graduale arretramento della fronte glaciale avvenuto a partire dal 1820, il lago di Santa Margherita subì nel settembre 1864 l'ultimo importante processo di svaso, che abbassò il suo livello di una decina di metri. Il fenomeno avvenne però lentamente, nel giro di 8÷10 giorni, anziché in poche ore com'era avvenuto negli episodi di rotta glaciale dei secoli precedenti, e perciò senza causare danni.

Dalla metà del secolo XIX (fine della PEG) fino ad oggi il ghiacciaio ha conosciuto una lunga fase di ritiro, che ha portato ad arretrare la sua fronte fino ad oltre 2 km, dalla quota di 2.160 m della sua massima estensione olocenica (raggiunta nel 1820) sino agli attuali 2.518 (dato 1998). L'arretramento della fronte si sarebbe verificato soprattutto nei periodi 1864-1916 e 1933-1975, interrotto solo da modeste pulsazioni positive nei primi anni '20, negli anni '60 e '70 e dall'ultimo episodio di avanzata culminato nel 1981 (PARIGI *et al.*, 1999). In particolare a partire dagli anni '30 del XX sec. il ghiacciaio abbandonò completamente la conca di Santa Margherita e la sua fronte arretrò sul ripiano sovrastante, intorno alla quota di 2.500 m. Attualmente in quest'area affiorano dossi rocciosi alternati a ripiani, coperti da till di allogamento e dai suoi prodotti di rielaborazione fluvioglaciale, e da conche che ospitano dei laghi (*Gris, Vert, Supérieur, Lac Glacial Marginal* e *Lacs Neufs*).

Oltre alla presenza di morene frontali, caratteristica è la morfologia dei depositi a solchi paralleli (piana a SW del *Lac Gris*), di lunghezza decametrica ed ampiezza e profondità di ordine decimetrico, già rilevati da VALBUSA (1937a). I depositi glaciali sono costituiti da ciottoli e trovanti subarrotondati in matrice sabbiosa e sono caratterizzati da un basso grado di addensamento. Sul debole pendio che costeggia il lato NE del Lago Marginale sono presenti sottili lembi di depositi sabbioso-ghiaiosi di spiaggia lacustre, in rapporto di giustapposizione con il sottostante till di allogamento. Tali lembi risalgono ad un momento di maggiore livello del Lago Marginale, che dalla fine degli anni '50 rappresenta uno dei bacini lacustri proglaciali ed è dunque soggetto ad oscillazioni marcate. Le soglie rocciose in rilievo che contornano le tre grandi conche di esarazione glaciale disposte a gradinata (del Lago del Ghiacciaio, di Santa Margherita e del Lago Marginale) rappresentano spettacolari manifestazioni dell'esarazione glaciale (Fig. 7) e mostrano diffuse forme di erosione alla mesoscala; ad esempio sul dosso di quota 2.545 m della soglia rocciosa a SW del Lago del Ruitor sono perfettamente conservati due sistemi di strie glaciali sovrapposti ed intersecantisi (Fig. 6).

Passando ai **bacini tributari minori**, i depositi glaciali olocenici formano lembi confinati alle testate dei valloni, immediatamente a valle di ghiacciai di modeste dimensioni o a glacionevati. Tali depositi sono distribuiti verso il basso fino a quote in genere superiori ai 2.400 m, ma che possono essere inferiori in particolari condizioni di esposizione o morfologiche, oppure a causa della deformazione periglaciale, che produce la rimobilizzazione in massa verso valle dei lembi glaciali (*rock glaciers*).

Essendo di recente formazione, i depositi glaciali riferibili alla PEG presentano un'espressione morfologica ben conservata (morene laterali e frontali con creste ben delineate e continue) e una scarsa copertura vegetale, rispetto ai depositi glaciali di età pleistocenica. Quest'ultima caratteristica è però strettamente influenzata anche dalla granulometria solitamente molto grossolana della maggior parte dei depositi, dall'elevata acclività della morfologia ed infine dall'ambiente



Fig. 6 - Famiglie di strie glaciali intersecantesi sulla superficie di esarazione modellata sui metaconglomerati formanti la soglia del Lac Marginal, alla fronte del ghiacciaio del Ruitor.

di alta quota e dalle fenomenologie di tipo periglaciale, caratteri e situazioni che rallentano o inibiscono la colonizzazione vegetale.

Alcuni apparati morenici sono estesamente distribuiti fino ad occupare parte del fondovalle e sono legati a ghiacciai che durante la PEG erano di tipo vallivo ed attualmente hanno dimensioni molto minori (ghiacciaio de Platte nel vallone des Charmonts, q. 2.250 m; ghiacciai occidentale e orientale del M. Charvè, del Colle della Lex Blanche e della Punta di Tachuy nel Vallone di Bella Comba) o sono regrediti a glacionevati (vallone SE del M. Ouille, q. 2.600; vallecchia della Punta Fornet, q. 2.400; vallone della Combassa, q. 2.420 m; bacini tributari del Vallone d'Arpy a est del Colle della Croce, q. 2.130 m, e presso il rifugio Tichioni, q. 2.450 m).

In particolare l'apparato morenico PEG del ghiacciaio de Platte, alla base del versante nordorientale del M. Berrio-Blanc, si presenta sotto forma di numerosi archi morenici concentrici costituiti da till di ablazione (MGE_{1c5}) ed occupa l'intero fondovalle del basso Vallone des Charmonts allo sbocco con il Vallone di Youla. Di notevole estensione e complessità è il *rock glacier* che occupa il vallone della Punta Fornet, tributario dell'alto vallone di Chavannes, che deriva dalla deformazione periglaciale di till di ablazione (MGE_{1c5}) di età olocenica (alla testata del bacino permangono attualmente due modesti glacionevati). Altri apparati morenici sono legati a ghiacciai di circo o di nicchia o a placca, che dal-



Fig. 7 - Panorama sulla più bassa delle conche di sovraescavazione glaciale del Ruitor, allungata trasversalmente alla direzione della valle, con il relitto Lago del Ghiacciaio.

la PEG non hanno ridotto considerevolmente la propria estensione: i depositi si estendono fino a solo poche centinaia di metri al massimo dalla fronte attuale del ghiacciaio (ghiacciaio di Rousses, q. 2.500; ghiacciaio occidentale della Grande Assaly). Infine sono presenti apparati morenici legati a ghiacciai di piccole dimensioni, di circo o di nicchia o a placca, ed attualmente ridotti a glacionevati: i depositi presentano una distribuzione allungata, larga solo alcune decine di metri, ricalcando quella della vecchia fronte glaciale (del Pic de Lancebranlette – q.

2.360 m) o tutt'al più estesa ad occupare parte del circo glaciale e del gradino immediatamente a valle (vallecola a Est del M. Ouille -q.2.550).

Da segnalare il ritrovamento (AESCHLIMANN, 1983), in un bacino laterale destro della Val Veny a q. 2225 m, di un orizzonte con resti di legni fossili nei sedimenti che riempiono le depressioni tra le creste moreniche presso l'Arp Vieille. Dalla datazione 14C dei legni (4.300 ± 60 BP) si desume come intorno al 2.350 a.C. il limite del bosco si trovasse più in alto di 200 m di quello attuale, in accordo con altri ritrovamenti nelle Alpi.

Infine nella valle principale (della Dora Baltea) il *Subsistema di Château Blanc* è rappresentato unicamente due lembi di depositi alluvionali (**MGE_{1b}**), la cui superficie di accumulo è sospesa di una decina di metri in destra sull'alveo della Dora Baltea: il ripiano a Sud di La Villette ed il settore settentrionale del terrazzo su cui è sito l'abitato di Pré Saint Didier. Non si esclude però che essi siano formati da più lembi saldati, i più elevati dei quali potrebbero risalire al Tardoglaciale (*Subsistema di Pileo*).

2.1.2.2. - Subsistema di Les Iles (**MGE₂**) (parte in formazione dell'unità postglaciale) (*Olocene - Attuale*)

L'unità riunisce i depositi alluvionali recenti ed attuali, corrispondenti agli alvei attuali dei corsi d'acqua (Dora Baltea ed affluenti), ai loro depositi terrazzati potenzialmente soggetti ad alluvionamento ed ai loro conoidi alluvionali (**MGE_{2b}**). Comprende, subordinatamente in quanto ad estensione e volumi, anche i depositi glaciali attualmente in formazione, perchè saldati ai ghiacciai attuali.

I depositi alluvionali della Dora Baltea sono costituiti da ghiaie sabbiose a blocchi, con tessitura a supporto di clasti, eterometriche e stratificate. I ciottoli, da smussati ad arrotondati, hanno frequentemente una disposizione embriicata. La composizione litologica dei clasti è naturalmente molto varia, riflettendo quella dell'intero bacino della Valle d'Aosta a monte dell'area considerata. Sono particolarmente frequenti ciottoli e blocchi di graniti e anatesiti provenienti dal massiccio del Monte Bianco.

I limiti del Foglio Courmayeur coincidono esattamente con un tratto dell'alta Valle d'Aosta in cui la Dora Baltea ha approfondito il proprio alveo entro corpi detritico-sedimentari quaternari (falde detritiche, conoidi di genesi mista, conoidi alluvionali, accumuli di frana e depositi glaciali), che colmano lo stretto fondovalle tra Morgex e La Saxe e nei quali il fiume ha modellato scarpate di altezza decametrica. In particolare tra Courmayeur e Champex la Dora scorre incassata per un tratto di 3 km alla base di una scarpata, alta da una quarantina di m (sotto Courmayeur) fino ad 80 m (sotto Verrand), modellata dal corso d'acqua entro imponenti accumuli di frana. Questi corpi, a grandi blocchi, provengono dal versante sinistro e rappresentano il prodotto dell'evoluzione della DGPV della Testa di La

Suche, causando forte restringimento del fondovalle in questo tratto (cfr. VI.3). Pur non scorrendo mai il corso d'acqua entro vere e proprie gole (essendo assenti settori di fondovalle in cui affiori estesamente il substrato roccioso), in questo tratto oltre all'alveo di piena ordinaria non si è mai potuta formare una piana alluvionale, ma solo sottili lembi alluvionali terrazzati, larghi qualche decina di metri al massimo, che si alternano lungo le due sponde dell'alveo. Localmente in alveo sono presenti blocchi di calcescisti marmorei di dimensioni fino ad alcune centinaia di m³, crollati dalla scarpata che terrazza il complesso dei corpi di frana.

I depositi dei corsi d'acqua tributari sono costituiti anch'essi da ghiaie sabbiose con tessitura a supporto di clasti, eterometriche, grossolanamente stratificate (nei settori di conoide) e localmente ben stratificate (nelle ampie piane intravallive), comprendenti un'elevata percentuale di blocchi di varie dimensioni; possono essere presenti delle intercalazioni di *diamicton* massivi, legati ad episodi di *debris flow* o di frana, provenienti per la maggior parte dai valloni laterali e dai versanti.

In Val Veny i depositi torrentizi sono distribuiti a dar luogo a tre estesi materassi alluvionali distinti, che si succedono lungo il fondovalle a tre livelli altimetrici diversi, riflettendo il profilo longitudinale del corso d'acqua interrotto da due gradini. In alta Val Veny (tratto superiore del vallone della Lex Blanche) tra i 2.175 ed i 2.140 m di quota i depositi alluvionali costituiscono in superficie una piana lunga 1,250 km e larga 200 m, chiusa a valle da una soglia rivestita da depositi glaciali (nei pressi del Rifugio Elisabetta); questi sono interpretabili come morena laterale destra di epoca tardoglaciale abbandonata dal ghiacciaio risultante dalla saldatura degli attuali ghiacciai di Echelettes e della Lex Blanche. Una fase lacustre della conca per sbarramento morenico, già ipotizzata da SACCO (1919a), è attestata da ritmiti lacustri e torbe affioranti al limite NE della piana (OROMBELLI & DELINE, 1999; cfr. VI.2.1). Alla situazione descritta segue verso valle un gradino roccioso con copertura di depositi glaciali, formatosi per la maggiore escavazione da parte del ghiacciaio principale rispetto a quello proveniente dal Col del La Seigne. Nel tratto vallivo sottostante (media Val Veny o tratto inferiore del vallone della Lex Blanche) i depositi alluvionali, legati ai due torrenti glaciali e a quello della Lex Blanche, vanno a colmare, tra i 1.990 ed i 1.960 m di quota, il bacino palustre di Combal, generato dallo sbarramento della valle da parte del ghiacciaio del Miage. Il limite tra depositi alluvionali e depositi palustri-torbosì segnato in carta si basa sull'evidenza morfologica dei conoidi alluvionali, dotati di una seppur debole acclività e formati in affioramento da ghiaie sabbiose, che contrastano rispetto alla restante parte della piana acquitrinosa, perfettamente pianeggiante, costituita prevalentemente da materiale fine, fittamente coperta da vegetazione palustre e solcata, oltre che dagli alvei torrentizi, da un articolato sistema di canali di drenaggio (cfr. VI.2.2). Nella bassa Val Veny si apre una vasta piana alluvionale, la più estesa entro i limiti del Foglio (3 x 0,5÷0,6 km), caratterizzata da un alveo torrentizio particolarmente largo e compresa tra gli sbarramenti vallivi prodotti dai due ghiacciai del Miage e della Brenva.

Nelle valli di La Thuile i depositi alluvionali in formazione sono per lo più confinati entro gli alvei di piena ordinaria e dunque sono assai meno estesamente distribuiti rispetto a quelli della Val Veny, in quanto i corsi d'acqua principali scorrono per la maggior parte del loro tragitto più o meno fortemente incassati nei rispettivi fondovalle. Fanno eccezione il tratto vallivo di 2 km di lunghezza percorso dal torrente Ruitor tra Promise e La Thuile, dove la piana di fondovalle raggiunge la larghezza di circa 250 m, e il breve slargo vallivo percorso dalla Dora di Verney presso Chaz Pontaille (quota 1.845 m) a NW della Testa dell'Asino.

Le cronache riportano come tutta la fascia di fondovalle percorsa dal T. Ruitor e dalla Dora di La Thuile, rispettivamente a monte e a valle dell'abitato di La Thuile, fu intensamente alluvionata nel corso dei ripetuti eventi di piena legati ai fenomeni di svaso del Lago del Ruitor per rotta glaciale (dal più antico segnalato, nel 1284, ai disastrosi eventi del 1594, il primo documentato con sicurezza, del 1597, 1640, 1646, 1680, 1751, fino ai meno catastrofici a cavallo del 1900 - l'ultima piena per rotta glaciale è del 1904 -, in tutto sono segnalati una quarantina di eventi; cfr. VI.1.2.1).

Il conoide alluvionale della Dora di La Thuile è chiaramente sottodimensionato (superficie di pochi ettari) rispetto all'estensione del bacino che lo sottende (137 km²) e presenta costituzione e morfologia complesse, dovute all'interazione tra episodi di sedimentazione e di erosione da parte sia della Dora di La Thuile che della Dora Baltea. La superficie della maggior parte del conoide, sulla quale sorge l'abitato di Pré Saint Didier, è terrazzata e sospesa di una ventina di metri sugli alvei dei due corsi d'acqua; si può considerare in formazione soltanto il settore formato dai terrazzi meno elevati sulla sinistra idrografica della Dora di La Thuile in prossimità dello sbocco vallivo, dov'è conservato un alveo abbandonato in corrispondenza dei vecchi edifici dei Bagni termali.

Legati a valloni tributari di minore estensione, e tuttavia particolarmente estesi, sono i conoidi del T. Sapin e di Verrand, su cui è edificata parte dell'abitato di Courmayeur.

Per quanto riguarda i depositi glaciali, quelli in formazione sono distribuiti ai margini dei ghiacciai attuali, dove mostrano di essere in corso di sedimentazione o di formazione molto recente. Sono compresi anche quei depositi risalenti a periodi precedenti (ultimo dei quali la PEG), ma che sono stati di recente nuovamente alimentati a causa di modeste espansioni del ghiacciaio, com'è il caso delle morene di sponda del ghiacciaio del Miage.

Il ghiacciaio del Miage, con circa 13 km² di superficie e 10 km di lunghezza, è il terzo del gruppo montuoso del Monte Bianco (dopo i francesi *Mer de Glace* e *d'Argentière*) e il maggiore della Valle d'Aosta. Il ghiacciaio del Miage prende origine dalla confluenza di tre ghiacciai vallivi, che nascono ad oltre 4.000 m di quota dai versanti occidentali del Monte Bianco (ghiacciai del Monte Bianco, del Dôme e di Bionassay) e di altri ghiacciai minori. Esso è alimentato inoltre da una decina di canaloni di valanga. Il ghiacciaio risultante, dopo aver disceso il vallo-

ne laterale per 3,5 km, confluisce nella Val Veny descrivendo un'ampia curva e percorre il fondovalle principale per altri 2,5 km di lunghezza, fino alla quota di 1.750 m circa. In posizione frontale la massa glaciale si suddivide in tre lobi, dei quali quello centrale è poco sviluppato, mentre i due laterali, estesi per oltre 1 km di lunghezza e 3-400 m di larghezza, convergono a tenaglia, racchiudendo tra le morene laterali e frontali una conca interna nota come “Giardino del Miage” (fig. 8). Due campagne di prospezione geofisica condotte con il georadar (CARABELLI, in CNR-CGI, 1961) e col metodo sismico a riflessione (MERLANTI *et al.*, 1999) hanno rilevato i seguenti valori massimi di spessore lungo alcune sezioni del ghiacciaio del Miage: 250 m (a 2.450 m di quota), 340 m (a 2.300 m di quota), quasi 300 m (Lago del Miage) e 120 m (lobo frontale sinistro).

L'apparato morenico del Miage attualmente in corso di formazione comprende gran parte delle maggiori morene che circondano la lingua glaciale: esso è costituito da un insieme di morene terminali sovrapposte (*superposed end moraines*), risalenti a partire dalle espansioni glaciali oloceniche precedenti la PEG (cfr. V. 2.2.1) fino all'attuale: si distinguono “morene di accrezione” (in cui la morena più recente si appoggia sul fianco interno della morena più antica, determinando l'edificazione di due creste moreniche parallele) e “morene di sovrapposizione” (riferite ad un unico rilievo morenico costituito però dalla sovrapposizione di due o più corpi detritici abbandonati nel corso di distinti episodi di espansione glaciale).

La morena laterale sinistra ha una lunghezza di circa 4 km e nei primi due chilometri, all'interno del vallone tributario, è costituita da due creste affiancate.



Fig. 8 - Veduta sulla fronte trilobata del ghiacciaio del Miage (media Val Veny).

La cresta morenica più interna si chiude nel settore dove il ghiacciaio curva e si suddivide nei tre lobi frontali. Contro il fianco esterno della morena rimasta poggiano i depositi del conoide fluvioglaciale del ghiacciaio sospeso del Breuillat (**UID**): tale conoide, sbarrando lo scaricatore, ha causato la formazione di un bacino lacustre (lago del Breuillat o “delle marmotte”), in parte interrto, incassato tra la morena di sponda ed il ripido versante roccioso.

La morena laterale destra, lunga complessivamente 3 km, è dotata di evidenza morfologica solo a partire da poche centinaia di metri a monte della confluenza con la Val Veny. Dopo un primo tratto di 1 km, in cui il fianco esterno della morena si erge fino a 130 m di altezza sulla piana del Combal nel settore in cui il ghiacciaio si incurva, la morena si interrompe per 150 m di lunghezza, in quanto subisce una netta troncatura in corrispondenza dell’“anfiteatrino” del lago del Miage. Ciò a differenza del tratto successivo, in cui si innesta un secondo piccolo apparato morenico di lobo glaciale, dove il ghiacciaio ha ricostituito la sua morena di sponda. Le morene frontali sono ampiamente troncate o rielaborate dai corsi d’acqua sfioratori del ghiacciaio, in particolare quello del lobo glaciale sinistro, che ha le portate di gran lunga maggiori.

MORTARA & SORZANA (1987b) riportano l’elenco dei casi documentati di modificazione delle morene di sponda del ghiacciaio del Miage, prevalentemente per accumulo di materiale detritico sulla cresta delle morene con tracimazione sul pendio esterno: intorno al 1820 (MONTERIN, 1936), alla metà del XIX sec. (CERUTTI, 1971), nel 1918 (SACCO, 1919a), tra la fine degli anni ’20 ed il 1950 (BOSSOLASCO, 1930; CAPELLO, 1932; LESCA, 1976). Questi fenomeni sono legati ad aumenti di volume del settore terminale del ghiacciaio. Dall’inizio degli anni ’70 il ghiacciaio del Miage ha nuovamente mostrato un sensibile rigonfiamento della sua massa, tanto da raggiungere la sua morena laterale destra in più punti e da sovrastarla talora per un’altezza di oltre 10 m. Nell’agosto del 1985 la strada che risale il fianco esterno della morena fu chiusa al traffico per pericolo di frana e di caduta massi legati alla tracimazione del detrito supraglaciale (MORTARA & SORZANA, 1987b).

La superficie della lingua glaciale del Miage nella zona di ablazione è completamente coperta da detrito (“morena viaggiante”), con spessore medio di 1 m o più (15 cm secondo DELINE, 1999b), carattere acquisito circa 150 fa, al termine della PEG (GIARDINO *et al.*, 2001), com’è illustrato dalla cartografia basata su antichi documenti. Tuttavia, nel ricostruire il tasso di accrezione dell’apparato morenico, DELINE (2002) conclude che il Miage per gran parte dell’Olocene deve essere stato nella condizione di “ghiacciaio nero”. Come il ghiacciaio della Brenva, l’altro “ghiacciaio nero” delle valli italiane del Monte Bianco, l’alimentazione in detrito è attribuibile soprattutto a vari apporti di frana; questi si manifestano in forma di lobi detritici dal colore variante in dipendenza dal settore di distacco e si spostano attraverso la parte mediana del ghiacciaio con velocità di 50÷70 m/anno (PORTER & OROMBELLI, 1982). DELINE (2002) separa la copertura detritica del ghiacciaio in 31 unità morfologiche, che riflettono differenti zone di alimen-

tazione sugli affioramenti rocciosi e che sono dovute per oltre i $\frac{3}{4}$ a fenomeni di frana (in media 3.250 m³/anno su un totale di 4.150 m³/anno) e per la restante parte agli apporti valanghivi. Le tre principali corrispondono a eventi di crollo databili al 1923-1929, 1945 e 1991.

La copertura detritica gioca un ruolo importante nel rallentare i fenomeni di ablazione superficiale della massa glaciale. Un recente studio glaciologico (THOMSON *et al.*, 2001), effettuato sul ghiacciaio del Miage considerando un periodo di 86 anni (1913-1999), ha mostrato che il ghiacciaio è complessivamente aumentato di volume durante l'intero periodo; l'ispessimento però è stato molto variabile da settore a settore e solo in due occasioni si è registrata una migrazione verso valle dei settori di ispessimento, che determinò modeste avanzate della fronte; mentre le oscillazioni glaciali alla scala del decennio avvengono in sincronia con quelle che interessano i ghiacciai "bianchi", l'influenza della copertura detritica nel preservare la massa glaciale durante prolungati periodi di ritiro si manifesta in tempi alla scala del secolo. Un altro studio (SMIRAGLIA *et al.*, 2000) condotto in parallelo sul periodo tra il 1975 ed il 1991 ha misurato, in relazione ad un bilancio di massa positivo dal 1951, un incremento di altezza di oltre 40 m del tratto terminale del ghiacciaio, in concomitanza con un assottigliamento del settore superiore, senza che vi fossero cambiamenti areali apprezzabili né avanzamenti della fronte.

Interessanti anche le escursioni di livello del Lago del Miage, soggetto a frequenti svuotamenti (ben 11 nel periodo 1916-2004) (CERUTTI, 1951; LESCA, 1955; SAIBENE, 1951; DELINE *et al.*, 2004b; DELINE, 2005b); questi avvengono attraverso la massa glaciale che sostiene il fianco settentrionale del lago (GIARDINO *et al.*, 2001).

Il ghiacciaio della Lex Blanche ha un apparato morenico recente e in formazione racchiuso tra l'attuale fronte glaciale e le cerchiè più esterne edificate nel corso della PEG, che sono assai più estese e alte. Si distinguono due modeste morene laterali, risalenti all'ultima espansione culminata alla fine degli anni '80 (CERUTTI, 1995) e costituite da till di ablazione, che affiancano un pendio centrale con una copertura di depositi fluvioglaciali, in corso di sedimentazione ad opera del corso d'acqua sfioratore. Arealmente ancor più ridotti e senza un'espressione morfologica specifica sono i depositi glaciali recenti del contiguo ghiacciaio d'Estelette.

Nelle valli di La Thuile i ghiacciai dei bacini principali (Ruitor, Chavannes, Arguerey) hanno apparati morenici in formazione strettamente confinati alle fronti glaciali attuali, e perciò di sviluppo assai minore rispetto ai contigui depositi risalenti alla PEG. Con i suoi 8 km² di superficie il ghiacciaio del Ruitor è il terzo della Valle d'Aosta, dopo quelli del Miage e del Lys. Esso forma un'ampia calotta che dalla Testa del Ruitor (q. 3.486 m s.l.m.), sulla cresta spartiacque con la Valgrisenche, scende fino a quota 2.510 m. La fronte glaciale, articolata in tre ampi lobi suddivisi a monte da emergenze del substrato roccioso, si sviluppa per circa

3 km ed è contornata quasi ininterrottamente dalle morene frontali più recenti, costituite per la massima parte da depositi di fondo (**MGE_{2c4}**). Immediatamente a valle delle morene frontali le acque di fusione alimentano alcuni bacini lacustri di neoformazione (*Lacs Neufs, Lac Glacial Marginal, Lac Supérieur*), nati come laghi proglaciali in seguito al ritiro del ghiacciaio avvenuto dopo il 1950.

Sono distinti in carta anche i depositi glaciali indifferenziati (**MGE_{2c1}**) o di alloggiamento (**MGE_{2c4}**) di formazione recente dei ghiacciai dei valloni di Bella Comba e di Pontailles.

2.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

2.2.1 – Unità completamente formate (**UIN**) (*Pleistocene sup. - Olocene*)

Depositi di frana di colamento e/o di debris flow (UIN_{a1a}) (Olocene sup.)

PORTER e OROMBELLI (1981) segnalano un livello a blocchi di graniti affiorante in uno scavo sul conoide del T. Sapin, a Nord di Courmayeur. Questo è delimitato a letto e a tetto da due orizzonti torbosi, la cui datazione ¹⁴C ha fornito le età rispettivamente di 2.595 ± 55 e di $2400. \pm 75$ anni BP. Il deposito viene pertanto interpretato come legato ad un grande fenomeno di frana post-glaciale, verificatasi nel VI sec. a.C. e proveniente dal versante orientale del Monte Bianco, verosimilmente da un settore prossimo al Colle del Gigante.

Depositi del tutto analoghi sono stati esposti (maggio 2002) nello scavo per la costruzione di un grande parcheggio interrato a Courmayeur (Piazzale Roma), dove mostrano una potenza massima visibile di una decina di metri e sono coperti da alcuni metri di materiale di riporto. Si tratta di depositi eterometrici massivi, caotici e monogenici, con tessitura *matrix supported* prevalente ed elevato grado di addensamento. Sono costituiti da grandi blocchi di graniti leucocratici a grana medio-grossolana, in abbondante matrice sabbiosa debolmente limosa di colore bruno chiaro o grigiastro. I clasti, tra cui numerosi trovanti fino ad alcune decine di m³ di volume, sono da smussati a subarrotondati, ed in maggioranza sono assai alterati e soggetti a facile desquamazione. Localmente alla base è presente una bancata *clast supported* molto grossolana, di spessore metrico, formata dalla concentrazione di massi granitici, con subordinata matrice sabbiosa medio-grossolana. Nell'angolo SE dello scavo i depositi sono sigillati al tetto da un pacco di spessore decimetrico di limi sabbiosi grigiastri con un livello sommitale di torbe. Alcuni trovanti granitici sparsi subaffioranti a Courmayeur e a Larzey potrebbero rappresentare l'emersione in superficie di depositi collegati allo stesso evento; tra Dolonne e Courmayeur essi costituiscono dei lembi terrazzati subpianeggianti, sospesi di oltre 50 m sull'alveo della Dora Baltea.

Depositi di genesi mista (UIN_i) (Pleistocene sup. – Olocene)

È stato cartografato un unico lembo di depositi di genesi mista allo sbocco del vallone d'Arp: corrisponde al potente ed esteso conoide alluvionale del T. de Planey, con prevalenza in affioramento di depositi di *debris flow*, ma verosimilmente costituito da una complessa successione di unità deposizionali (glaciale, fluvio-glaciale e gravitativo-alluvionale). Il lembo, essendo fortemente terrazzato e sospeso sulle incisioni dei torrenti di Planey, d'Arpettaz e Dora Baltea, si può considerare completamente formato.

Depositi palustri-torbosi (UIN_{e3}) (Pleistocene sup. – Olocene)

Sono depositi prevalentemente fini, costituiti da limi sabbiosi e da sabbie limose stratificati, intercalati a livelli torbosi ricchi di residui vegetali. Tali depositi, la cui espressione morfologica è un piano perfettamente orizzontale, rappresentano il prodotto finale del colmamento di laghi, attualmente estinti, ad opera della vegetazione palustre e di apporti terrigeni provenienti dai settori marginali. Essi formano in genere la sequenza di chiusura di una successione sedimentaria, non affiorante, costituita da depositi lacustri o alluvionale-lacustri. Sono facilmente riconoscibili, oltre che per la caratteristica morfologia pianeggiante a cui danno luogo, in certi casi anche per la persistenza di una vegetazione idrofila. La maggioranza dei bacini colmati risulta comunque non cartografabile, per le sue piccole dimensioni.

Nell'area del Foglio la maggior parte dei laghi completamente colmati occupava depressioni tra morene o conche di esarazione in roccia, originatesi sia nel Tardoglaciale (altopiano tra il M. Chaz Dura, il M. Belvedere e la Gran Testa, apparati dei ghiacciai di Rousses e d'Arguerey, versante a SE della Bassa Serra, negli alti valloni d'Orgere, di Ponteilles, dello Youla e d'Arp), sia, in numero minore, durante la PEG (a valle del ghiacciaio del Breuil e di Arguerey). In particolare sono da segnalare le conche colmate racchiuse tra le maggiori cerchie moreniche della PEG del ghiacciaio d'Arguerey (alto vallone del Breuil).

L'esistenza di un lago che occupava il fondo del Vallone della Lex Blanche (alta Val Veny) per la maggior parte dell'Olocene, formatosi con ogni probabilità alla fine del Tardoglaciale, è documentata da una serie di datazioni ¹⁴C eseguite su legni (pini cembri e larici) contenuti in sedimenti lacustri e palustri. La successione, potente circa 3 m, affiora parzialmente presso il Rif. Elisabetta in un basso terrazzo (q. 2.150 m) ai margini della piana attuale: la parte inferiore è costituita da varve lacustri, sedimentate tra circa 8.400 e 6.000 anni ¹⁴C BP conv., in coincidenza dunque con l'*optimum climaticum* olocenico, a cui seguono sabbie limose alternate a livelletti di torbe. La morte del lago avvenne poco dopo i 3.000 anni ¹⁴C BP conv. (età delle torbe sommitali), per probabile erosione della soglia costituita dalla morena tardoglaciale del ghiacciaio d'Estellette (OROMBELLI & DELINE, 1999; si veda anche CASTELLETTI, 1987).

Un altro sito potenzialmente interessante è localizzabile nell'alta vallecola di

Thovex, dove un ripiano, verosimilmente derivante dal colmamento di un bacino lacustre o palustre, si estende per circa 500 m di lunghezza e 100 di larghezza a quota 1.753 m. La conca colmata, sul cui bordo è sito l'abitato di Petosan, è compresa tra i depositi abbandonati dal ghiacciaio pleistocenico di La Thuile durante la terza fase del LGM (*Subsistema di Excenex IRV₃*). Alla stessa fase risale la conca lacustre colmata racchiusa tra la morena laterale destra del ghiacciaio del Piccolo San Bernardo e l'apparato morenico del circo della Touriasse.

Esistono anche alcuni casi di completo colmamento di bacini lacustri che hanno preso origine per sbarramento tra le morene laterali dei ghiacciai pleistocenici ed il versante durante l'ultima fase LGM: in particolare quelli legati alla morena laterale sinistra del ghiacciaio di Ponteilles e il ripiano poggiante contro il fianco esterno della morena sinistra del ghiacciaio d'Arpy, ad Est del Colle San Carlo.

Sedimenti detritico-torbosi possono costituire anche il riempimento parziale di depressioni allungate, legate alla presenza di DGPV. Un affioramento non cartografato allo sbocco di un *trench* in roccia, sito a quota 2.370 m ad W dell'Alpe Arp Vieille (bacino tributario destro della Val Veny), ha esposto, per 1,3 di altezza, un sedimento costituito da un'alternanza di strati di spessore centimetrico di sabbie limose con ghiaia e di limi argillosi, di colore da bruno a nerastro. Le sabbie contengono ciottolotti spigolosi ed isororientati di scisti grafitici, calcescisti e quarziti. I sedimenti sono deformati (piega antifforme aperta con fianchi inclinati fino a 10°) probabilmente a causa dell'evoluzione del *trench*.

2.2.2 - Unità in formazione (UID) (Olocene - Attuale)

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

Comprendono i 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 ed aventi pertanto una tessitura da aperta fino a supporto di clasti. Le dimensioni dei clasti dipendono strettamente dallo stato di fratturazione del substrato roccioso da cui hanno preso origine ed in parte dalla natura della roccia; naturalmente la composizione litologica del detrito, in genere monotona, riflette quella della parete a monte. Le falde dovute ai fenomeni di gelificazione superficiale delle pareti rocciose, a spese soprattutto dei calcescisti, sono costituite da frammenti di minore dimensione, spesso ometrici. I depositi formano accumuli con geometria prismatica (alla base delle pareti) o a conoide (allo sbocco dei canali) e superficie variamente inclinata a seconda della granulometria e dell'insorgenza di processi di rielaborazione. Il detrito deposto unicamente per gravità dà origine ad accumuli inclinati di 34°÷36°, prevalentemente massivi o grossolanamente stratificati, in cui si ravvisa una moderata classazione granulometrica, in quanto i blocchi di taglia maggiore tendono a concentrarsi al

piede della falda. Al contrario l'azione dell'acqua ruscellante e delle valanghe trasporta in basso il materiale fine e produce accumuli clinostratificati con pendenze minori. Infatti nei settori sottostanti le falde detritiche si accumulano i prodotti derivanti dalla loro rielaborazione (anche per geliflusso, soliflusso e piccole frane) e le falde sfumano verso una copertura di tipo detritico-colluviale o di genesi mista. Spesso non si è potuta operare una distinzione tra depositi gravitativi puri, depositi di genesi mista con prevalente componente gravitativa ed i loro prodotti di rielaborazione.

Estese falde detritiche fasciano le parti medio basse dei versanti sia delle valli maggiori che dei valloni tributari. Da citare quelle della bassa valle di La Thuile e del versante destro della Dora Baltea a monte di Pré Saint Didier. Sequenze continue di conoidi detritico-gravitativi costituiscono l'elemento morfologico principale del versante destro del vallone di Chavannes, dell'alto vallone d'Orgere e dei tre valloni tributari di destra della Val Veny.

Localmente, alle quote più alte dei versanti vallivi, i depositi detritico-gravitativi mostrano nella parte inferiore dei forti inspessimenti, accompagnati in superficie da una morfologia ad archi concentrici (*talus rock glaciers*) indotti da deformazioni di ambiente periglaciale. I migliori esempi si possono trovare in alta Val Veny sull'acclive versante detritico tra il Col di Chavannes ed il Col de La Seigne.

Depositi detritici a grandi massi (UID_a)

Sono accumuli detritici caratterizzati dalla preponderanza di blocchi di grande volume (dell'ordine dei metri cubi, sino alle migliaia di m³), per i quali si è riconosciuta una genesi gravitativa. Nella maggior parte dei casi questi depositi non sono però cartografabili, a causa della loro piccola estensione areale. Essi derivano da ripetuti processi di crollo da pareti rocciose con settori fratturati a grande maglia: i blocchi franati contribuiscono all'edificazione delle normali falde detritiche, oppure danno origine a distinti depositi di falda e di conoide caratterizzati da una spiccata maggiore pezzatura.

Ma più in generale tali depositi non sono interpretabili soltanto come detriti di falda più grossolani. Infatti più estesi settori con copertura di blocchi di grandi dimensioni sono strettamente legati ai versanti affetti da DGPV: la coltre detritica che ne deriva è in parte costituita dalla saldatura e sovrapposizione di numerosi accumuli di crollo, che risultano però di delimitazione problematica (versante destro del vallone di Dolonne); in parte corrisponde all'emergenza diretta del substrato roccioso allentato e disarticolato (versante occidentale e orientale della dorsale spartiacque che collega il Colle della Croce al Colle San Carlo). In alcuni casi, infine, sotto questa denominazione sono stati raggruppati depositi a grandi blocchi, la cui genesi risulta di difficile interpretazione: da un grande fenomeno di frana piuttosto che di intensa deformazione *in situ* (fondovalle di Courmayeur), oppure da fenomeni di crollo piuttosto che di frana con trasporto glaciale (Comba di Sozin).

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

Sono depositi geneticamente legati a due o più fenomeni di diversa natura (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. I depositi risultanti prendono origine di solito allo sbocco dei canali sotto forma di conoidi di detrito, ma rivestono diffusamente i versanti anche a grande distanza dalle pareti rocciose. In generale questo tipo di prodotti gravitativi 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 depositi di falda, dove predominano i processi di crollo e con i quali sono spesso in eteropia (sono da questi alimentati), 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, a tessitura prevalentemente *matrix supported*, con clasti eterometrici subangolosi in matrice sabbioso-limosa. Possono essere presenti livelli con concentrazioni di blocchi grossolani (di dimensioni anche plurimetriche) e lenti ricche di clasti *clast supported*. La genesi di tali sedimenti è legata alla formazione, nel corso di eventi meteorici molto intensi, di flussi ad elevata energia di una miscela di acqua e detrito denominati *debris flow* (o "lave torrentizie"), in cui la componente solida è maggiore da 2 a 10 volte di quella liquida. I sedimenti si distribuiscono allo sbocco di canali provenienti da bacini sospesi con abbondante copertura detritica facilmente mobilizzabile (vallone di Chavannes) o alla base di potenti falde detritiche (valloni tributari di destra della Val Vény), dove formano conoidi dalla superficie meno inclinata di quella dei conoidi confinanti di genesi esclusivamente gravitativa.

Accumuli di frana (UID_{a1})

Nell'ambito del Foglio Courmayeur gli accumuli di frana di maggiori dimensioni non sono distribuiti in modo uniforme o casuale: essi infatti si trovano in gran parte nel settore di affioramento delle Brece di Tarantasia, mentre risultano rari nell'areale di distribuzione delle unità del Ruitor e Houiller. I grandi accumuli si concentrano in particolare lungo due principali fasce di scollamento (una delle quali è il "Fronte pennidico") che attraversano l'intero areale in direzione NE-SW e che sono sottolineate dall'affioramento di gessi e carnirole: lungo tali fasce i versanti sono sistematicamente affetti da DGPV, alla cui genesi hanno verosimilmente concorso i processi di corrosione profonda a spese delle rocce evaporitiche ed ai cui margini si inseriscono appunto gli accumuli di frana cartografati. La maggior parte di essi (cfr. VI.3) coincide con i settori maggiormente deformati e

traslati di versanti soggetti a DGPV, 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 si è realizzata una gradinatura lungo piani di taglio molto inclinati, ad accumuli derivanti dal disarticolazione più o meno completa del substrato roccioso. Tipico esempio del primo caso è l'areale in forma di grande cono di frana legato alla DGPV della Testa di La Suche, noto come "paleofrana di Courmayeur". Tale corpo, esteso per oltre 0,5 km² tra i 1.270 m e i 1.690 m di quota, presenta nella parte medio-bassa una morfologia molto acclive, a strette terrazze e gradini, ed è costituito in superficie da detrito di falda e prodotti detritico-colluviali con blocchi rocciosi monogenici (calcescisti marmorei delle Brece di Tarantasia).

Altri accumuli di frana sono invece legati a processi gravitativi di tipo parossistico, in cui si ha una più marcata differenziazione tra zona di distacco, traslazione ed accumulo. Nel caso di fenomeni di crollo o di scivolamento, nei quali si sia realizzata una completa disarticolazione del substrato franato, gli accumuli risultanti sono costituiti da un deposito grossolano, massivo, a blocchi spigolosi eterometrici con matrice ghiaioso-sabbiosa subordinata. In Val Veny tra le località Freney e Peuterey la base del versante sinistro è costituita da una successione di accumuli di crollo (derivanti da scivolamento traslazionale su superfici di fratturazione), su cui poggiano conoidi gravitativi e di genesi mista. Particolarmente evidente è l'accumulo, con relative nicchie di distacco, sito a Nord di Freney. Si tratta di un accumulo polifasico, costituito cioè da più eventi di crollo, tutt'ora alimentato. In base a datazioni lichenometriche l'accumulo si è formato nel corso di almeno tre eventi, avvenuti intorno al 1725, nel 1849 e nel 1960 (GIAMBASTIANI, 1983).

Sul basso versante destro della Val Veny, di fronte alla morena laterale destra del ghiacciaio del Miage, nel maggio del 1986 si verificò una frana a spese dei gessi e delle carnioli, che formano localmente il substrato roccioso, e dei depositi glaciali di copertura. L'accumulo, di circa 200.000 m³ di volume, sbarrò il corso della Dora Baltea per circa 300 m di lunghezza e una decina di m di spessore, risalendo la base della morena e distruggendo la strada. Le cause predisponenti della frana sono da ricercarsi nella corrosione carsica del substrato, che per altro è all'origine di un più generalizzato stato di dissesto profondo del versante (cfr. VI.3), mentre le cause scatenanti sono legate ad un processo di sottoescavazione operato dalla Dora Baltea, insieme all'azione concomitante delle piogge e della fusione delle nevi (MORTARA & SORZANA, 1987b).

Non è stato possibile rappresentare in carta gli accumuli di frana di minori dimensioni (dell'ordine al massimo delle migliaia di m³), che sono di gran lunga i più numerosi e di frequente occorrenza. Tali accumuli sono legati sia a processi di scivolamento roto-traslazionale, seguiti da colamento, del materiale detritico della copertura quaternaria (prodotti colluviali e depositi glaciali prevalentemen-

te), sia a fenomeni di crollo o ribaltamento da parete rocciosa. Nel primo caso gli accumuli sono costituiti da sedimenti poco selezionati e grossolanamente stratificati in bancate massive, solitamente con prevalenza di matrice fine sabbioso-limosa; i crolli di roccia danno invece origine ad accumuli a blocchi spigolosi, privi o poveri di matrice, che vanno ad alimentare le falde di detrito o corpi di frana polifasici.

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

Derivano dalla rimobilizzazione, operata principalmente dall'acqua ruscellante, ma anche da innumerevoli modesti episodi di frana, 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 in roccia (con eccezione di pareti e dossi montonati), che i vari tipi di depositi (tranne sulle creste moreniche e su terrazzi e piane alluvionali); tale coltre presenta tuttavia spessori di solito modesti (in genere pochi decimetri, fino a qualche metro) e molto variabili. Nella carta geologica sono 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 affetti da DGPV.

La coltre colluviale derivante direttamente o indirettamente dal substrato roccioso è costituita da *diamicton* sabbioso-ghiaiosi non addensati, formati 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 foggia glaciale e matrice sabbiosa o sabbioso-limosa non addensata; essa riveste il substrato sui tratti di versante immediatamente sottostanti gli accumuli di depositi glaciali in posto.

Depositi palustri (UID_{e5})

Sono depositi prevalentemente fini, costituiti da limi sabbiosi e da sabbie limose stratificati, intercalati ad orizzonti ricchi di materia organica (residui vegetali). 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.

I casi cartografati riguardano laghi di sbarramento glaciale (Combal, Breuillat) o di conca di sovraescavazione di grandi dimensioni, sia di età pleistocenica (Verney, San Grato) che di età olocenica (S. Margherita-Ruitor, Lago del Ghiacciaio). Sui bordi dei piccoli laghi intermorenici attuali sono presenti settori colmati, tuttavia di dimensioni non cartografabili.

Il bacino del Combal è stato originato dallo sbarramento dell'ampio fondo valle della Val Veny da parte del ghiacciaio del Miage. I sondaggi geofisici e il carotaggio di 78 m eseguiti tra il 1997 e il 2002 hanno fornito la seguente successione,

dal basso verso l'alto: substrato roccioso intorno ai 140 m di profondità massima, depositi glaciali (*diamicton*) potenti fino a 70 m, un livello di ghiaie fluvioglaciali di 25 m di spessore, alternanza di silt e argille lacustri spessa 40 m, il tutto sepolto da circa 8 m di depositi alluvionali prevalentemente fini (DELINE, 2005b). Questo tratto di fondovalle conobbe quindi una fase spiccatamente lacustre, datata tra 5.000 anni fa (inizio dell'edificazione dell'anfiteatro del Miage) ed i 1.500 anni fa, quando si trasformò in palude per interrimento (DELINE & OROMBELLI, 2005). L'evoluzione naturale della piana alluvionale-palustre è stata però alterata dall'intervento umano, con la realizzazione di una briglia in muratura a scopi difensivi attraverso lo sfioratore del lago (costruita nel 1742, oppure esistente, secondo il BARETTI, già nel 1691), dotata di chiusa per regolare il livello del lago. In contrasto con queste risultanze, sono però stati ipotizzati casi di svuotamento repentino del lago, quando si suppone raggiungesse maggiori profondità, come riporta il canonico CARREL (in SACCO, 1917b) a proposito di un evento alluvionale che sarebbe avvenuto prima del 1430, in combinazione con un episodio di rotta glaciale del Ruitor, e che avrebbe causato la distruzione della torre e casa forte di Rubillys e di Rovarey a Morgex. Il bacino lacustre è stato progressivamente colmato soprattutto dagli apporti alluvionali dei corsi d'acqua legati ai ghiacciai della Lex Blanche e d'Estelette, che ne hanno ridotto l'estensione da circa 90 della fine del XVIII sec., ai 2,4 ha della fine del XIX secolo (BARETTI, 1880a). Attualmente la conca presenta l'aspetto di una piana acquitrinosa colonizzata dalla vegetazione palustre, lunga 1 km e larga 600 m, solcata da corsi d'acqua e canali di drenaggio serpeggianti, mentre lo specchio d'acqua relitto è regredito ad una pozza principale di un centinaio di m di lunghezza, prossima allo sfioratore

Depositi di riporto artificiale (UID_n)

Sono stati cartografati i maggiori accumuli detritici derivanti dagli sbanamenti per la costruzione della strada statale, frequenti nel tratto tra Pré Saint Didier e Courmayeur. Sul versante occidentale della dorsale che separa il vallone d'Arpy dalle valli di La Thuile sono distribuite, a quote superiori ai 2.200 m, le grandi discariche delle miniere di antracite di La Thuile. Sul basso versante destro della valle del Ruitor a SSE di La Thuile sono inoltre presenti le discariche della miniera di piombo argentifero di La Promise, coltivate tra il XVIII sec. ed il 1930.

PROGETTO
CARG

VI - ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO

Lo studio di dettaglio dell'area permette di stabilire che le principali unità affioranti nel foglio, Unità Elvetico-Ultraelvetica, Unità Sion-Courmayeur, Unità del Ruitor e Houiller (falda Gran San Bernardo *Auct.*) sono separate da due importanti zone di deformazione, già citate in precedenza, rappresentate dalla Zona di Deformazione di Courmayeur e dalla Zona di Deformazione del Gran San Bernardo (cfr. schema tettonico in scala 1:200.000 a cornice del foglio geologico e Fig.2). Altre unità, che potremmo definire minori, soprattutto per la loro estensione areale e la incompletezza della loro successione litostratigrafica sono pizzicate all'interno di queste zone di deformazione (es. Unità Rantin-Touriasse), oppure sono scollate lungo superfici di movimento successivamente deformate da fenomeni plicativi e non riferibili a una delle due zone di deformazione principali (es. Unità di Laitgre).

La Zona di Deformazione di Courmayeur è una zona a scaglie complessa in cui in realtà si possono riconoscere più o meno chiaramente settori con intensità e tipo di deformazione differenti. Separa l'Unità Elvetica-Ultraelvetica, in posizione esterna, dall'Unità Sion-Courmayeur. Il tetto della zona di deformazione può essere individuato in un orizzonte di scollamento più o meno ben definito sottolineato dalla presenza di scisti neri e gessi. Questa superficie, denominata di seguito F1, ha una vergenza verso NO e un'inclinazione media di 35-45°. La base della zona di deformazione può invece essere arbitrariamente individuata nella superficie di scollamento posta a letto della scaglia del Mont Chetif, per quel che riguarda il settore orientale dell'area, e nel contatto tra le coperture ultraelvetiche e il Massiccio del Monte Bianco, nel settore occidentale. In realtà questa superficie non delimita rigorosamente la zona di taglio, poiché anche esternamente rispetto ad essa le evidenze di scollamento proseguono nelle coperture ultraelvetiche. Tuttavia i fenomeni deformativi più intensi sembrano essere circoscritti a SE di questa superficie arbitraria. Tale superficie, denominata di seguito F2, ha un'inclinazione

mediamente più ripida di quella della superficie F1 e immersione verso SE.

La Zona di Deformazione del Gran San Bernardo è anch'essa una zona a scaglie con inclinazione media di $30\div 50^\circ$, che immerge verso SE. Separa l'Unità Sion-Courmayeur dalla falda del Gran San Bernardo *Auct.* La porzione di letto della zona di deformazione è individuata sia dalle miloniti (**MLZ**) che da litotipi dell'Unità Sion-Courmayeur fortemente laminati. La porzione di tetto è caratterizzata dalla presenza sia da gessi e carniole che dagli scisti neri (**SHO**), che rappresentano probabilmente miloniti derivate dai litotipi dell'Unità Houiller.

Tutte le unità delimitate dalle due zone di taglio o pizzicate al loro interno mostrano, anche se non sempre riconoscibile, un'evoluzione strutturale polibasica. Sono state tentate correlazioni, a livello puramente geometrico, tra gli elementi strutturali delle varie unità.

La foliazione principale riconoscibile in tutte le unità è una scistosità spesso traspositiva di seguito denominata Sp (scistosità principale), sviluppatasi in seguito a deformazioni di tipo duttile coeve con un evento metamorfico che può generalmente essere attribuito alla facies scisti verdi, anche se nelle varie unità le condizioni P-T possono variare nell'ambito di questa facies. La scistosità Sp non rappresenta l'elemento strutturale più antico, poiché in alcuni affioramenti è stato possibile osservare dei relitti di una scistosità più antica (Sp-1).

Alla Sp succede una deformazione post-metamorfica che ha originato localmente una scistosità o un clivaggio di crenulazione più recenti (Sp+1). La Sp+1 è localmente un elemento penetrativo al quale sono associati degli elementi deformativi sempre post-metamorfici.

1. - STRUTTURE ALLA MICRO E MESO-SCALA

1.1. - Sp, Sp-1 E STRUTTURE CORRELATE

1.1.1. - *Unità del Ruitor*

L'evoluzione strutturale di questa unità sarà illustrata in maniera sintetica, poiché essa affiora solo in un piccolo settore del foglio; i dati di nuova acquisizione sono estremamente esigui e non consentono di definire nel dettaglio l'assetto strutturale.

All'interno dell'unità localmente si riconosce, alla micro- e meso-scala una foliazione in facies anfibolitica (prealpina) che è la più antica struttura di origine tettonica riconoscibile nel massiccio del Ruitor. Nei micascisti e nei paragneiss, la foliazione è sottolineata da biotite, muscovite, granato e staurolite, nelle metabasiti dalla disposizione planare dell'orneblenda. Nei piani della foliazione dei litotipi metapelitici meglio preservati, solo raramente sono state riconosciute linee alpine, generate dall'isoorientazione di porfiroblasti di staurolite.

Nell'area in esame le strutture deformative prealpine sono state trasposte e obliterate dalla deformazione alpina. La foliazione prealpina, anche dove preservata, è in genere parallela alla scistosità regionale alpina e quindi, l'unico criterio adottabile per il suo riconoscimento è quello mineralogico.

La scistosità pre-alpina è sovrimpresa da una scistosità associata a pieghe isoclinali, che localmente rappresenta la scistosità principale (Sp). Questa scistosità si sviluppa in facies scisti blu- in condizioni di più alta pressione rispetto alla Sp delle unità descritte in seguito.

La Sp-descritta è deformata da pieghe serrate di epoca successiva, associate allo sviluppo di una foliazione che localmente diviene la foliazione principale (Sp+1). Questa scistosità si sviluppa in facies scisti verdi e quindi in condizioni simili a quelle delle scistosità Sp delle unità adiacenti (vedi seguito). La Sp+1 potrebbe quindi essere dubitativamente correlata alla Sp delle unità adiacenti.

1.1.2. - *Unità Houiller*

L'elemento strutturale più antico osservabile generalmente a scala mesoscopica è una scistosità obliqua rispetto al *layering* principale, di probabile origine sedimentaria, che coincide con la sopracitata Sp. Essa è perlopiù definita dall'isoorientazione di fillosilicati e grafite. All'interno dei microlitoni presenti tra i piani di scistosità Sp è stata talora osservata, sia a scala mesoscopica che a scala microscopica (sezioni sottili), una scistosità più antica (Sp-1).

La Sp rappresenta la scistosità di piano assiale di pieghe da serrate ad isoclinali. Essa è associata a un metamorfismo riferibile alla facies scisti verdi in cui le paragenesi più tipiche per i sistemi di derivazione pelitica, che sono i più diffusi nella regione esaminata, sono rappresentate da: mica bianca, clorite, stilpnomelano, quarzo, epidoto, opachi e grossi peciloblasti di albite. L'albite si sviluppa tardivamente rispetto a tutte le altre fasi mineralogiche. Tale diffusa blastesi di albite è stata interpretata come un episodio metasomatico (albitizzazione) presente soprattutto in vicinanza dei contatti tettonici.

Attualmente non esistono invece indicazioni chiare sulle condizioni metamorfiche che hanno generato la Sp-1 in questo settore, poiché i relitti mineralogici osservati non sono significativi ai fini di una ricostruzione del metamorfismo.

1.1.3. - *Unità Rantin-Touriasse e della Laitgre*

I dati strutturali a disposizione per queste due unità sono molto scarsi, sia a causa della loro ridotta estensione che a causa dei litotipi particolari che le compongono, i quali non hanno registrato le fasi deformative altrettanto bene quanto i calcescisti e gli scisti delle altre unità. In questo caso le unità risultano infatti co-

stituite da marmi piuttosto massicci e con pochi livelli fillosilicatici o da quarziti.

In particolare per l'Unità Rantin-Touriasse i litotipi che la compongono mostrano un *layering* composizionale che potrebbe derivare dalla trasposizione dell'originario *layering* sedimentario, e poche correlazioni sono realizzabili con quanto osservato nelle unità adiacenti.

Nell'Unità della Laitgre si osserva allo stesso modo un *layering* all'interno dei marmi, che risulta parallelo ad un *layering* milonitico osservabile lungo l'orizzonte di scollamento di marmi dolomitici e carnioli che separa questa unità da quella Sion-Courmayeur. Il *layering* dell'orizzonte di scollamento è di chiara origine milonitica. Questo *layering* è deformato da pieghe serrate, che localmente sviluppano una crenulazione molto pervasiva. In alcuni punti è possibile osservare, soprattutto a scala decametrica, che queste pieghe deformano anche le coperture dell'Unità Sion-Courmayeur, dove originano la foliazione Sp. Si può quindi concludere che anche l'Unità di Laitgre ha registrato questa fase di deformazione, e che il contatto che la separa dall'Unità Sion-Courmayeur è probabilmente una zona di taglio duttile della fase Sp-1.

1.1.4. - Unità Sion-Courmayeur e di Ferret

Anche nell'Unità Sion-Courmayeur l'elemento più antico pervasivamente riconoscibile alla meso-scala è una foliazione regionale traspositiva Sp obliqua rispetto al *bedding* e rispetto a una scistosità più antica Sp-1 solo raramente osservabile. La Sp è normalmente definita dall'orientazione preferenziale dei fillosilicati nelle rocce micacee, e da un *layering* nelle rocce carbonatiche.

Lo sviluppo della Sp è associato con un metamorfismo sin-cinematico caratteristico della facies scisti verdi, contraddistinto da paragenesi a mica bianca, epidoto, albite e clorite nei livelli a composizione tipica del sistema pelitico intercalati nei calcescisti. Anche qui, come nella falda del Gran San Bernardo *Auct.*, si osserva spesso una blastesi statica e post-cinematica di albite.

La Sp spesso corrisponde, a tutte le scale, alla foliazione di piano assiale di pieghe isoclinali. La direzione di allungamento di clasti e di minerali sulle superfici di scistosità definisce una lineazione di stiramento coeva con lo sviluppo della Sp. L'intersezione tra la Sp e il *layering* composizionale origina una lineazione di intersezione parallela agli assi di piega.

Gli studi di numerosi Autori permettono di fare delle ipotesi sull'evoluzione metamorfica dell'Unità Sion-Courmayeur. La foliazione Sp-1 nel Complesso del Piccolo San Bernardo è probabilmente associata all'evento metamorfico di alta pressione - bassa temperatura (HP-LT), riconosciuto sia all'interno delle metabasiti sia nei calcescisti, che presenta pressioni di 13÷15 kbar e temperature di 450÷500°C (cfr. IV.1.2); SCHÜRCH, 1987; CANNIC *et alii*, 1996; GOFFÉ & BOUSQUET, 1997, BOUSQUET, 1998).

Nel Complesso delle Breccie di Tarantasia la Sp-1 sembrerebbe invece associata a condizioni di pressione inferiori rispetto al Complesso del Piccolo San Bernardo ed equivalenti a circa $6\div 8$ kbar.

Nell'Unità di Ferret è possibile riconoscere l'evento metamorfico in facies scisti verdi, mentre non esistono dati per gli eventi più antichi.

1.1.5. - *Unità del Mont Chetif*

Nella scaglie di meta-granitoidi del Mont Chetif parte dell'ammasso roccioso è milonitizzato, ma liti meno deformati, che mostrano ancora strutture granoblastiche, sono localmente preservati.

La foliazione milonitica Sp è associata a una lineazione di stiramento, perlopiù definita dall'allungamento degli aggregati di quarzo e feldspati deformati. A scala microscopica nelle miloniti sono diffusi i processi di riduzione di grana indotti da ricristallizzazione.

Nelle miloniti derivanti da metagranitoidi la massa di fondo consiste di granuli equidimensionali di quarzo, albite, muscovite e secondariamente epidoto e stilpnomelano. I porfiroclasti sono talora abbondanti e sono rappresentati da tutte le originarie fasi magmatiche. Essi sono spesso sostituiti da porfiroblasti di quarzo, e albite che indicano anche per alcuni settori della Zona di Deformazione di Courmayeur una riequilibrio metamorfica post-cinematica ancora in condizioni tipiche della facies scisti verdi, condizioni peraltro simili a quelle della fase principale sin-cinematica di metamorfismo.

1.1.6. - *Unità Elvetico-Ultraelvetica e del Monte Bianco*

Per ciò che concerne la Sp, i caratteri petrografici e strutturali dell'Unità Elvetico-Ultraelvetica sono simili a quelli descritti per l'Unità Sion-Courmayeur.

Nel Massiccio del Monte Bianco, delle zone di taglio milonitiche localmente deformano una foliazione pre-alpina di alto grado metamorfico, a cui è associato un *layering* migmatitico. Queste zone di taglio milonitiche inducono una riequilibrio in facies scisti verdi, e per tale motivo possono essere dubitativamente correlate con la foliazione Sp di grado metamorfico equivalente osservata nelle coperture.

I rapporti tra le due unità sono piuttosto chiari in sinistra orografica della Val Veny, in corrispondenza degli affioramenti posti alla fronte del ghiacciaio della Lex Blanche. In questo settore un clivaggio molto pervasivo riferibile alla fase Sp taglia, seppur con un angolo di incidenza molto acuto una foliazione milonitica preesistente, sia nel massiccio che nelle coperture. Ciò testimonia quindi che, almeno in questo settore il contatto tra il Massiccio del Monte Bianco e le coperture

Elvetico-Ultraelvetiche è di origine milonitica, e va probabilmente riferito a una fase deformativa Sp-1.

Ricordiamo inoltre che sono stati segnalati dei *fabric* cataclastici che pre-datano la fase di deformazione milonitica in facies scisti verdi (GUERMANI & PENNACCHIONI, 1997). Questi “*fabric*” sono stati interpretati come *marker* di una fase estensionale alpina precoce.

1.1.7. - Zona di Deformazione del Gran San Bernardo

In questa zona di taglio si osserva una Sp che all’interno delle scaglie tettoniche è originata da fenomeni traspositivi e plicativi, mentre tra una scaglia e l’altra esistono superfici di movimento con scistosità milonitica.

Approssimandosi alla Zona di taglio del Gran San Bernardo dall’interno dell’Unità Sion-Courmayeur si osserva un progressivo aumento del carattere traspositivo della foliazione Sp, fino ad assumere un carattere chiaramente milonitico in corrispondenza dell’ingresso nella zona di deformazione. Alla foliazione milonitica è associata una pervasiva lineazione di stiramento dei clasti nei marmi con livelli di breccie dell’Unità Sion-Courmayeur. Questi fenomeni sono chiaramente visibili sia sugli affioramenti esposti lungo la strada che da La Thuile sale a Pont Serrand, sia in destra orografica del Vallone di Thovez, sul ciglio delle pareti che incombono sulla Valle di La Thuile.

Queste osservazioni sembrano testimoniare che la zona di deformazione è stata attiva durante la fase relativa allo sviluppo della Sp.

Secondo CANNIC *et alii*, (1996) e FUGENSCHUH *et alii*, (1999) la foliazione milonitica che caratterizza la base della zona di taglio è associata a movimenti normali tardo- o post-Sp.

1.1.8. - Zona di Deformazione di Courmayeur

L’elemento planare principale osservabile è una scistosità traspositiva o milonitica Sp. Nelle scaglie composte da meta-sedimenti la foliazione milonitica è spesso localizzata nei livelli maggiormente micacei, che si comportano come livelli di scollamento a causa della loro bassa competenza rispetto ai livelli carbonatici più massicci. Nei livelli micacei i processi di riduzione di grana hanno generato rocce a grana fine in cui tutti i fillosilicati mostrano una forte orientazione preferenziale.

Le foliazioni milonitiche sono state riferite alla Sp poiché esse mostrano indizi di condizioni metamorfiche simili a quelle che quest’ultima presenta nelle unità separate dalla Zona di Deformazione di Courmayeur. Le foliazioni non milonitiche sono spesso difficili da discernere da quelle milonitiche che risultano

essere circa parallele ad esse. Tuttavia le scistosità non milonitiche ma semplicemente traspositive o di piano assiale di pieghe da serrate a isoclinali sono spesso preservate all'interno delle scaglie.

1.2. - Sp+1 E STRUTTURE CORRELATE

La Sp è molto spesso intersecata da un clivaggio di crenulazione che definisce localmente una nuova scistosità Sp+1. Lo sviluppo della Sp+1 non è in relazione con diffuse ricristallizzazioni metamorfiche, ma genera soltanto estinzione ondulata nel quarzo e nei feldspati, e più raramente ricristallizzazione di quarzo, clorite e opachi.

La Sp+1 rappresenta il clivaggio di piano assiale di pieghe asimmetriche da serrate ad aperte che risultano presenti in tutte le unità tettonostratigrafiche presenti nell'area studiata (Fig. 9). Gli elementi planari qui riferiti alla Sp+1 mostrano infatti morfologie simili in rocce aventi lo stesso comportamento reologico e provenienti da tutte le unità, il che suggerisce che la Sp+1 si è sviluppata in condizioni di pressione e temperatura simili ovunque nell'area studiata.



Fig. 9 - Interferenza tra pieghe isoclinali Sp e pieghe aperte Sp+1 nei livelli marmorei dei calcescisti (LXB) dell'Unità Elvetico – Ultraelvetica.

1.2.1. - *Unità del Ruitor, Houiller, Rantin-Touriasse, Laitgre, Sion-Courmayeur e di Ferret.*

Nell'Unità Houiller e nell'Unità Sion-Courmayeur le pieghe relative alla Sp+1 sono cilindriche alla meso-scala e spesso parassite di pieghe a più grande scala che hanno una direzione media degli assi circa NE-SO. La Sp+1 corrisponde a un clivaggio di piano assiale spaziato.

Zone di taglio a scala metrica si sviluppano localmente lungo i fianchi di pieghe relative alla Sp+1, determinando la comparsa di clivaggi di taglio "C" che formano un angolo acuto con la Sp+1 e che sono interpretabili come coevi rispetto a quest'ultima. Questi clivaggi di taglio trascinano sia la Sp che la Sp+1 a scala centimetrico-decimetrica e originano delle strutture "S-C" in cui la S può corrispondere sia alla Sp che alla Sp+1. L'angolo di intersezione tra la S e la C varia da 30 a 0°, nel qual caso la S diviene parallela ai piani C e agisce come piano di movimento essa stessa.

Per le Unità Rantin-Touriasse e di Laitgre non si hanno evidenze particolari che indichino una pervasiva presenza di questa fase di deformazione. Tuttavia ciò sembra dovuto più alla discontinuità con cui questa fase ha agito che non alla sua reale mancanza.

Nell'Unità del Ruitor, dove si dispone di pochi dati, sono state osservate due fasi di deformazioni successive alla Sp+1 (probabile equivalente della Sp nelle unità ora descritte). Una fase Sp+2 produce pieghe aperte alla mesoscala ancora associate a metamorfismo in facies scisti verdi di bassa temperatura, mentre una fase successiva (Sp+3) produce pieghe aperte duttili in condizioni metamorfiche non note.

1.2.2. - *Unità Elvetico-Ultraelvetica*

In questa unità le pieghe relative alla Sp+1 sono piuttosto serrate a causa del comportamento plastico dei litotipi scistoso-grafitici e hanno indotto localmente la trasposizione della foliazione pre-esistente nelle rocce scistose. In quest'ultimo tipo di rocce la Sp e la Sp+1 sono generalmente sub-parallele e non possono essere distinte agevolmente. Alla meso-scala le pieghe possono essere sia cilindriche che non cilindriche.

1.2.3. - *Zona di Deformazione di Courmayeur e Unità del Mont Chetif*

In questo settore la Sp, sia milonitica che non milonitica, è deformata da pieghe serrate di trascinamento, non cilindriche, che originano, in condizioni formative plastiche, un clivaggio di crenulazione che è stato riferito alla Sp+1.

Specialmente nel settore più esterno della Zona di Deformazione le pieghe relative alla Sp+1 si sviluppano soltanto a scala metrica o decametrica, e i loro fianchi sono elisi da *shear bands* probabilmente coeve ai fenomeni di piegamento che sono estremamente pervasive in tutto il settore. Alcuni settori della Zona di deformazione consistono di *shear bands* di tipo “C” circa coeve con la Sp+1 che tagliano e trascinano la Sp e localmente diventano parallele ad essa conflueno e riattivandola. I sensi di movimento indicano principalmente movimenti dei blocchi di tetto diretti verso NO (fig. 10).



Fig. 10 - Struttura a duplex negli scisti neri ultraelvetic, all'interno della Zona di Deformazione di Courmayeur; l'inflessione della foliazione principale (Sp) indica un senso di movimento prevalentemente inverso (Strada per Plan Checrouit – Dolonne).

Come nell'Unità Sion-Courmayeur lo sviluppo delle strutture correlabili alla Sp+1 e la Sp+1 stessa non sono in relazione con fenomeni di ricristallizzazione metamorfica, ma solo con processi deformativi semi-fragili, quali riduzione di grana ad opera di processi frizionali e estinzione ondulata.

1.3. - STRUTTURE FRAGILI POST-SP+1

Le strutture fragili non sviluppano *fabrics* penetrativi e diffusi a grande scala, ma generalmente originano faglie con salbande brecciate di pochi metri o decine di metri. Localmente si osservano anche riattivazioni fragili di strutture duttili.

Le strutture tipicamente associate alle faglie sono *gauges* o breccie tettoniche della potenza di qualche metro o di alcune decine di metri. Alla micro-scala le deformazioni fragili producono riduzione di grana, dissoluzione per pressione e talora anche flusso cataclastico.

Le strutture fragili consistono in tre tipi di associazioni strutturali:

- Zone di taglio fragili a basso-medio angolo che riattivano la $Sp+1$, o più rare zone di taglio coniugate rispetto a queste ultime che tagliano e trascinano la Sp e la $Sp+1$. Esse sono generalmente in relazione con lo sviluppo di cataclasiti e breccie nelle coperture metamorfiche, talora associate a cataclasiti foliate. In alcuni casi le riattivazioni fragili sono state osservate in associazione a pieghe aperte di trascinamento. Strutture di questo tipo sono molto diffuse soprattutto nella Zona di Deformazione di Courmayeur (Fig. 11).
- *Slip* flessurale a tutte le scale, che origina pieghe a *box* o *kinkings*, spesso caratterizzate da clivaggi spazati per fratturazione (Fig. 12).
- Sistemi di faglie ad alto angolo costituiti perlopiù da sistemi trascorrenti sinistri con direzione E-O e sistemi trascorrenti destri con direzione NE-SO.



Fig.11 - Zona di taglio cataclastica, caratterizzata da cataclasiti carbonatiche all'interno della Zona di Deformazione di Courmayeur, in corrispondenza di un livello marmoreo con maggiore rigidità (Strada per Plan Checrouit – Dolonne).



Fig.12 - *Pieghe a box SE-vergenti probabilmente post - Sp+1 all'interno degli scisti neri carbonatici (VNY) dell'Unità Elvetico - Ultraelvetica (Strada per Plan Checrouit - Dolonne).*

2. - STRUTTURE A SCALA REGIONALE

Le unità dell'area studiata sono separate da zone di taglio, che sono state attive talora a partire dalla fase Sp-1, ma più spesso dalla fase Sp. Inoltre in alcuni casi, come per la Zona di Deformazione di Courmayeur, esistono chiare evidenze di una prosecuzione dell'attività anche durante le fasi successive alla Sp.

2.1. - STRUTTURE RELATIVE ALLA SP-1

A scala regionale le strutture coeve allo sviluppo della Sp-1 sono estremamente difficili da individuare, sia che si tratti di pieghe che di zone di taglio.

L'unica importante struttura attribuibile con incertezza alla Sp-1 è la zona di taglio che separa l'Unità di Laitgre dalla sottostante Unità Sion-Courmayeur. Questa zona di taglio, definita da un orizzonte di marmi dolomitici e carnirole piuttosto sottile e discontinuo, è chiaramente deformata da pieghe correlabili alla Sp. Attualmente l'Unità di Laitgre risulta quindi costituita da una antiforme con superficie assiale immergente verso SE, ben visibile lungo il versante ovest della Laitgre stessa. E' possibile dunque ipotizzare che la zona di taglio di Laitgre sia stata attiva prima delle fasi di deformazione relative alla Sp, e quindi che l'unità sia stata messa in posto durante la fase relativa allo sviluppo della Sp-1.

2.2. - STRUTTURE RELATIVE ALLA Sp

La fase che ha originato la Sp, nell'area in esame, sembra essere quella che maggiormente ha contribuito alla strutturazione attuale a grande scala della regione.

Durante questa fase si distinguono essenzialmente due tipi di strutture:

- Grandi strutture plicative all'interno delle unità;
- Zone di taglio.

Considerando quanto detto in precedenza riguardo la sostanziale coincidenza delle condizioni metamorfiche durante lo sviluppo delle pieghe e delle foliazioni milonitiche, è possibile ipotizzare che le strutture plicative e le zone di taglio in facies scisti verdi della regione rappresentino degli elementi co-genetici.

2.2.1. - Grandi strutture plicative all'interno delle unità e giacitura delle foliazioni

Grandi strutture plicative all'interno delle varie unità sono riconoscibili soltanto nell'Unità Sion-Courmayeur, dove la presenza di consistenti *marker* stratigrafici permette di tracciare l'andamento dei limiti a grande scala. Al contrario, sia all'interno dell'Unità dell'Ruitor e Houller (falda del Gran San Bernardo *Auct.*), che all'interno dell'Unità Elvetico-Ultraelvetica, la relativa omogeneità litostratigrafica e il carattere maggiormente traspositivo della foliazione Sp non permettono di identificare strutture plicative a grande scala, ma solo pieghe a scala decametrica.

All'interno dell'Unità del Gran San Bernardo la foliazione immerge mediamente verso SE, e gli assi delle pieghe relative alla Sp hanno direzione NE-SO piuttosto costante (Fig. 13/5). Variazioni locali nell'immersione della foliazione sono causate dalla presenza di pieghe relative alla Sp+1.

Anche nell'Unità Sion-Courmayeur la foliazione immerge mediamente verso SE a basso-medio-angolo. Tuttavia, in questo caso, in alcuni settori si osservano anche frequenti immersioni verso NO (Fig. 13/2, 3, 4). Ciò è dovuto a piegamenti causati dalla Sp+1 che saranno meglio descritti nei paragrafi successivi. Gli assi delle pieghe hanno mediamente una direzione NE-SO (Fig. 13/6; Fig. 14/7), tuttavia in numerosi casi l'andamento degli assi si discosta da questa direzione, sia a causa della presenza di pieghe di fase successiva, sia a causa della non cilindricità delle strutture plicative (Fig. 14/7).

Nell'Unità Sion-Courmayeur sono state riconosciute alcune importanti strutture plicative a grande scala, la cui traccia in pianta è riportata nella carta geologica allegata. In posizione più interna si osserva una struttura antiforale in corrispondenza della Laitgre, già descritta in precedenza. La continuazione laterale di questa struttura è molto incerta e non è stata ipotizzata. Un'altra struttura plicativa

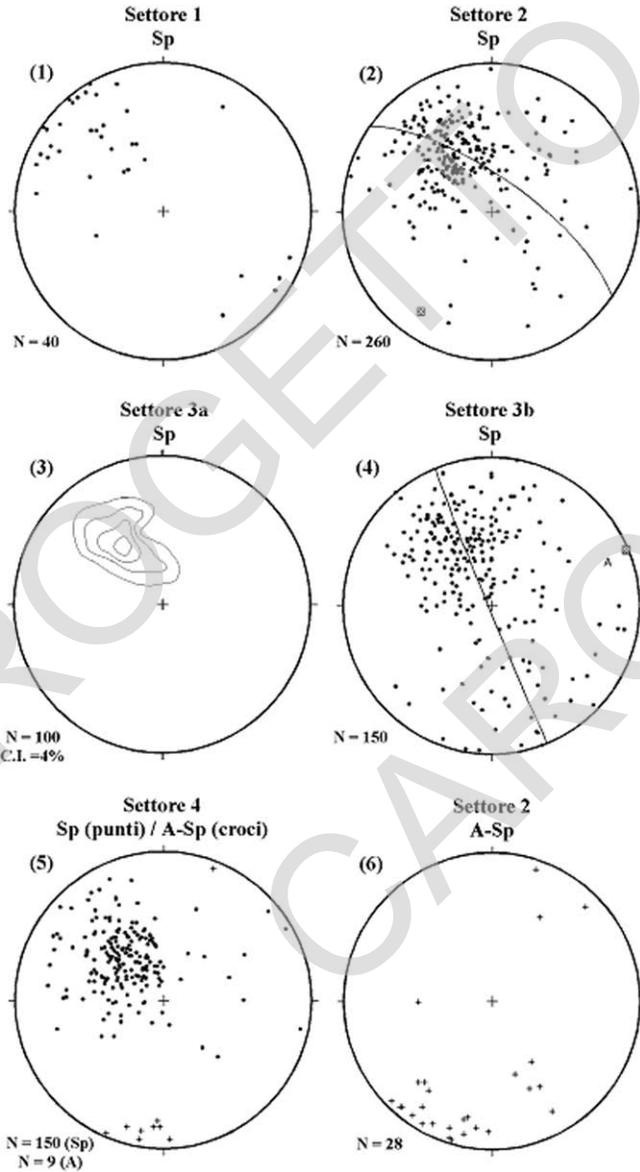


Fig. 13 - Proiezioni equiareali nell'emisfero inferiore degli elementi mesostrutturali rilevati (parte I). I dati sono stati suddivisi in settori che presentano elementi strutturali comparabili.

La distribuzione dei settori è riportata in Fig 15 (18). N = numero di dati; C.I. = contour interval; A-Sp, A-Sp+I. = assi delle pieghe di diversa generazione; Sp, Sp+I = scistosità di diversa generazione (vedi testo).

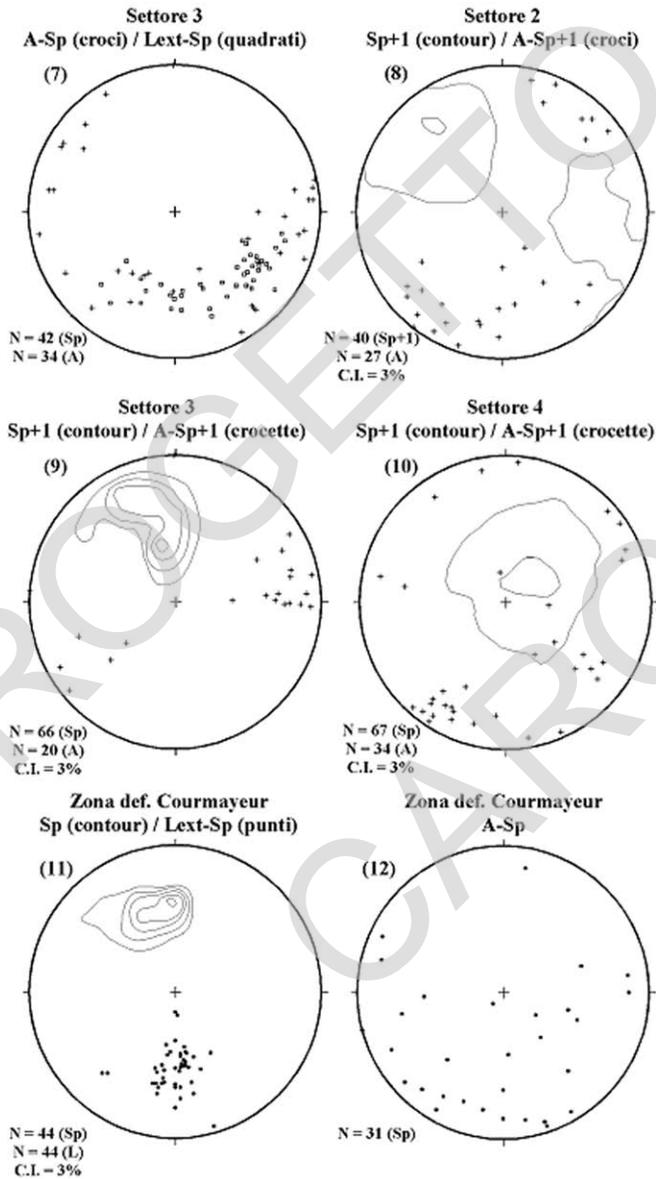


Fig. 14 - Proiezioni equiareali nell'emisfero inferiore degli elementi mesostrutturali rilevati (parte2). I dati sono stati suddivisi in settori che presentano elementi strutturali comparabili. La distribuzione dei settori è riportata in Fig 15 (18). N = numero di dati; C:I: = contour interval; A-Sp, ASp+1. = assi delle pieghe di diversa generazione; Sp, Sp+1. = scistosità di diversa generazione; Lext-Sp, Lext-Sp+1... = lineazioni di estensione di diversa generazione (vedi testo).

è osservabile in posizione più esterna, nella zona compresa tra il Mont Lechaud e il Monte Berrio Blanc, e tra il Mont Crammont e il fondovalle della Dora. In questo caso le evidenze stratigrafiche sembrano indicare che si tratta di un nucleo sinforme. Questa grande struttura plicativa è visibile anche sui profili presenti nella carta allegata.

Nell'Unità Elvetico-Ultraelvetica la foliazione Sp immerge mediamente ad alto angolo verso SE (Fig. 13/1). Tuttavia man mano che ci si approssima al Massiccio del Monte Bianco la foliazione tende a verticalizzarsi e a rovesciarsi, immergendo verso NO.

2.2.2. - Zone di taglio

Le zone di taglio relative alla Sp sono presenti sia all'interno delle due grandi Zone di Deformazione di Courmayeur e del Gran san Bernardo sia all'interno dell'Unità Sion-Courmayeur, in prossimità del limite con la Zona di Deformazione di Courmayeur.

La Zona di Deformazione del Gran San Bernardo, nel settore in esame, immerge mediamente verso SE a medio-basso angolo. Attualmente per il settore in esame non si dispone di dati sufficienti per poter avanzare ipotesi sui cinematismi accomodati da questa importante zona di deformazione durante la fase Sp. In ogni caso, nell'attiguo settore di Bourg Saint Maurice, Fugenschuh *et alii*, (1999) hanno suggerito, sulla base di osservazioni cinematiche alla micro-scala, che essa abbia accomodato un sovrascorrimento verso NO della falda del Gran San Bernardo *Auct.*.

La Zona di Deformazione di Courmayeur ha una giacitura piuttosto complessa, poiché più eventi deformativi si sovrappongono ed essa è stata riattivata in più stadi. Per tale motivo risulta difficoltoso descriverla facendo riferimento soltanto alle deformazioni consistenti con la Sp. Una sua descrizione viene quindi rimandata al paragrafo successivo (cfr. 2.4).

In prossimità della Zona di Deformazione di Courmayeur sono state osservate alcune importanti zone di taglio correlabili con la Sp anche all'interno dell'Unità Sion-Courmayeur. Esse sono localizzate in corrispondenza dei Valloni di Planey e Arpettaz, e sono individuabili a causa della presenza di miloniti scistose, grafitiche e di marmi dolomitici o calcitici fortemente foliati, probabilmente a causa di fenomeni di appiattimento e stiramento dei granuli. Queste zone di taglio immergono mediamente, verso SE a medio angolo. Come emerge dai profili riportati nella carta allegata (profilo AA') alcune di queste zone di deformazione sono state ripiegate da pieghe piuttosto aperte riferibili alla fase Sp+1.

2.3. - STRUTTURE RELATIVE ALLA Sp+1

Anche per la fase deformativa relativa alla Sp+1 è possibile individuare delle grandi strutture plicative e delle zone di taglio.

All'interno dell'Unità del Ruitor e Houllier (falda del Gran San Bernardo *Auct.*) le strutture plicative hanno uno sviluppo soltanto a scala decametrica, e non si osservano delle grandi pieghe cartografabili riferibili a questa fase. Lo stesso vale per le zone di taglio. I clivaggi e le superfici assiali delle pieghe relative alla Sp+1 immergono mediamente verso S a medio angolo in questa unità (Fig. 14/10).

Nella Zona Sion-Courmayeur invece si osservano alcune antiformi a scala etometrica o chilometrica. Gli assi di queste strutture, hanno una direzione media NE-SO, come è possibile dedurre sia dagli assi di piega osservabili alla mesoscala che dalla misurazione della Sp ripiegata (Fig. 14/8, 9). Le superfici assiali e i clivaggi associati immergono verso SE. I fianchi rovesciati di queste pieghe sono troncati da zone di taglio semi-fragili con cinematismi generalmente inversi, come indicato dalle inflessioni della foliazione. Le principali strutture plicative relative alla Sp+1 e relative zone di taglio si osservano nella zona di Pré Saint Didier e dell'alto Vallone di Arpettaz.

Nell'Unità Elvetico-Ultraelvetica non ci sono evidenti cerniere di piega correlabili alla Sp+1 a grande scala, soprattutto a causa del carattere traspositivo della foliazione Sp+1 in questo settore, e a causa dell'assenza di *marker* stratigrafici affidabili che consentano buone ricostruzioni strutturali. Sono tuttavia osservabili pieghe a scala decametrica, che però risultano sradicate lungo zone di taglio ad esse associate.

2.4. - LA ZONA DI DEFORMAZIONE DI COURMAYEUR

La Zona di Deformazione di Courmayeur è stata caratterizzata da deformazione per taglio sicuramente a partire dalla fase relativa allo sviluppo della Sp, tuttavia essa è stata oggetto di una riattivazione estremamente pervasiva durante la fase relativa alla Sp+1. La direzione in pianta di questa importante discontinuità è circa N60°, con immersione verso SE a medio-alto angolo. Tuttavia l'orientazione delle superfici di movimento all'interno della zona di deformazione è alquanto complessa, poiché sono presenti superfici di taglio a diverse scale. Le varie scaglie sono separate da superfici di movimento originariamente duttili, riferibili alla fase deformativa relativa alla Sp, che tuttavia sono state pervasivamente riattivate durante la fase Sp+1. Le superfici di movimento relative alla fase Sp+1 talora tagliano, talora riattivano le superfici Sp. Le zone di taglio Sp+1 hanno un andamento anastomosato, aprendosi e richiudendosi per isolare dei litoni meno

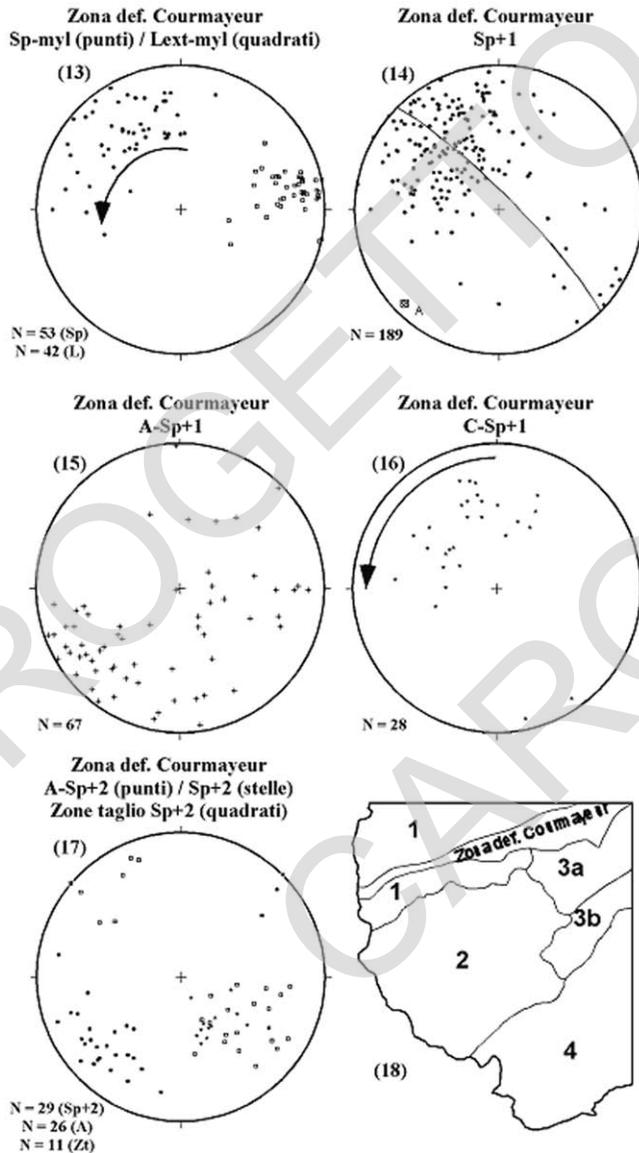


Fig. 15 - Proiezioni equiareali nell'emisfero inferiore degli elementi mesostrutturali rilevati (parte3). I dati sono stati suddivisi in settori che presentano elementi strutturali comparabili. La distribuzione dei settori è riportata nello schema (18). N = numero di dati; C:I: = contour interval; A-Sp, A-Sp+1 = assi delle pieghe di diversa generazione; Sp, Sp+1 = scistosità di diversa generazione; Sp-myl = scistosità milonitica; Lext-myl = lineazione d'estensione milonitica; CSp+1 = clivaggi da zona di taglio associati alla Sp+1.

deformati a scala metrica e decametrica. Pieghe relative alla S_{p+1} si sviluppano soltanto a scala metrico-decametrica, poiché sono troncate dalle zone di taglio, ed hanno assi con orientazione molto variabile (Fig. 15/15). Generalmente la foliazione S_p ed anche le zone di taglio associate alla S_{p+1} , nonché la S_{p+1} stessa, hanno andamento NE-SO, mentre la lineazione d'estensione associata ha mediamente direzione circa E-O. Tuttavia, nel settore di Courmayeur sia la foliazione S_p che le superfici di taglio S_{p+1} ruotano ed assumono una direzione circa N-S. La lineazione d'estensione associata alla S_p in questo settore invece non ruota (Fig. 15/16). Gli indicatori cinematici osservati lungo le superfici di taglio relative alla S_{p+1} nelle zone con direzione della foliazione circa NE-SO suggeriscono movimenti di taglio destri con componenti inverse, mentre nei settori in cui la direzione è N-S suggeriscono movimenti prevalentemente inversi. La rotazione della scistosità milonitica S_p cui non corrisponde una analoga rotazione della lineazione di estensione associata può essere interpretata in due modi:

- La lineazione di estensione relativa alla S_p durante la fase di deformazione S_{p+1} è stata ruotata passivamente all'interno della zona di taglio dove il movimento globale in qualunque punto era comunque uno scorrimento in direzione E-O (direzione della lineazione d'estensione), sia che si trattasse di movimenti prevalentemente inversi, sia che si trattasse di movimenti prevalentemente trascorrenti;
- Già durante la S_p il movimento globale all'interno della Zona di deformazione era prevalentemente orientato in direzione E-O; la lineazione di estensione si sarebbe quindi sviluppata già originariamente con direzione E-O e di conseguenza i cinematismi all'interno della zona di taglio mostrerebbero una certa omogeneità durante la S_p e la S_{p+1} .

In ogni caso la Zona di Deformazione di Courmayeur sembra aver accomodato durante la sua evoluzione principalmente dei movimenti transpressivi destri.

2.5. - STRUTTURE POST- S_{p+1}

Soprattutto all'interno della Zona di Deformazione di Courmayeur numerose zone di taglio semi-fragili relative alla S_{p+1} sono state riattivate come zone di taglio fragili inverse, spesso associate a pieghe di trascinamento NO-vergenti.

La tettonica fragile ha anche originato localmente superfici di taglio minori vergenti a SE anch'esse inverse (Fig. 16).

Le strutture di deformazione fragili sembrano quindi correlabili con un campo degli sforzi con direzione circa NO-SE. La Zona di Deformazione di Courmayeur ha dunque continuato a rappresentare una fascia di deformazione principale e una zona di svincolo anche dopo la S_{p+1} .

Esistono tuttavia delle faglie ad alto angolo, per le quali i dati cinematici indi-

cano invece una direzione di compressione ENE-OSO (Fig.15). Queste faglie non dislocano in maniera significativa le superfici di movimento duttili e fragili pre-esistenti. Esse possono quindi rappresentare un evento deformativo più recente. In ogni caso è interessante notare che questi dati cinematici sono concordi con gli assi della deformazione finita dedotti da alcune soluzioni focali dedotte dai sismi osservati nella regione (EVA *et alii*, 1998).

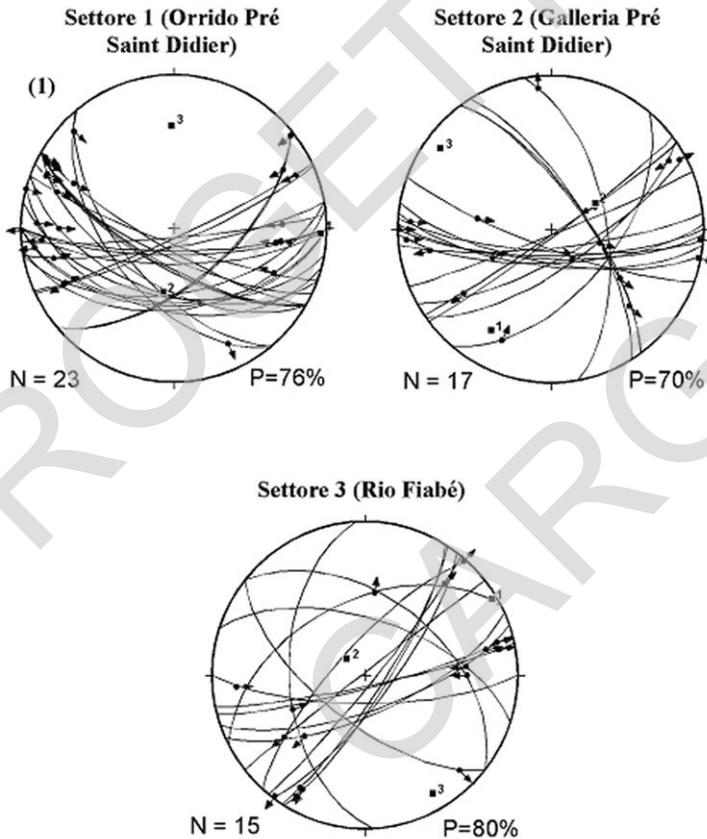


Fig. 16 - Proiezioni equiareali nell'emisfero inferiore dei cerchi massimi relativi a faglie alla meso-scala associate alle principali superfici di movimento fragili cartografabili rilevate. Le frecce indicano il movimento del blocco di tetto. $1 > 2 > 3$ = assi dello strain finito ricavati mediante il metodo dei diedri retti. N = numero di faglie; P = percentuale di faglie coerenti con gli assi di strain ricavati.

3 - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

L'espressione "Deformazione Gravitativa Profonda di Versante" (di seguito DGPV) è la traduzione (Gruppo DGPV, 1980) dell'inglese "*Deep seated gravitational slope deformation*" introdotto da TER STEPHANIAN nel 1977. Secondo la definizione corrente le DGPV sono "*fenomeni di movimento in massa in cui la presenza di una eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità della deformazione è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno.*" (SORRISO VALVO, 1985). Più semplicemente le DGPV possono essere definite come frane di grandi dimensioni (dell'ordine dei km²) ed estremamente lente (< 16 mm/anno) (CHINAGLIA & MAZZOCOLA, 1997).

Dopo i primi lavori di ZISCHINSKY (1969), negli ultimi vent'anni è stato condotto un gran numero di studi su questi fenomeni, anche in Italia (una bibliografia sull'argomento è riportata in PASUTO & SOLDATI, 1990). Infatti le DGPV, oltre a costituire elementi geologici e geomorfologici di primaria importanza per la loro diffusione e dimensioni, hanno notevoli ripercussioni anche sotto il profilo applicativo: innesco di grandi frane, lenta deformazione dei terreni di fondazione di edifici, dighe e vie di comunicazione, deformazione di gallerie stradali e idrauliche.

Nell'arco alpino occidentale sono stati prodotti vari contributi a carattere sia regionale (MORTARA & SORZANA, 1987a; FORLATI *et al.*, 1995) che locale (PUMA *et al.*, 1989; FORLATI *et al.*, 1991; GIARDINO & POLINO, 1997).

Nella carta geologica della Valle d'Aosta a scala 1:100.000 di ELTER (1987) sono indicati come *écroulements* alcuni settori (in particolare la quasi totalità del versante sinistro della Dora di Verney a valle di La Thuile), che in parte (ad es. la DGPV della Testa di La Suche) nel Foglio Courmayeur sono state definite come DGPV.

Limitatamente a questo settore (valli di La Thuile, Val Veny e Courmayeur) sulla distribuzione delle DGPV è chiaramente individuabile uno stretto controllo litologico e strutturale, in quanto queste si allineano lungo due importanti fasce di scollamento tettonico che attraversano l'intero areale in direzione NE-SO e che sono sottolineate dall'affioramento di gessi e carniole. La prima fascia coincide con il settore di scollamento basale delle Unità Pennidiche su quelle Ultraelvetiche (Zona di Deformazione di Courmayeur), intercettato dalla valle della Dora in corrispondenza di Courmayeur e sul prolungamento del quale si impostano il vallone di Dolonne, il Colle Checrouit ed il versante destro della Val Veny. Qui sono presenti la DGPV della Testa di La Suche (nota come "paleo-frana" di Courmayeur), il complesso di accumuli gravitativi a grandi blocchi del versante destro del vallone di Dolonne (legati alla DGPV omonima) ed il versante ampiamente collassato sulla destra della Dora di Veny di fronte al ghiacciaio del Miage (DGPV dell'Alpe Vieille).

La seconda fascia di scollamento (Zona di Deformazione del Gran San Bernardo) affiora in posizione tettonicamente più interna, tra il Colle San Carlo ed il Colle del Piccolo San Bernardo, intercettata dalla Valle di Thovex, dalla conca di La Thuile ed dal versante destro della valle della Dora di Verney. Lungo questa fascia sono presenti alcuni settori di versante profondamente deformati (le DGPV del Colle della Croce e del Chaz Dura-M.Belvedere-Touriasse), ma ad essa sono legati anche analoghi fenomeni gravitativi presenti sul versante opposto della valle di Verney, a distanza di 1 km circa (la DGPV della Combe Varin; la DGPV sud-occidentale di Laitgre; Fig. 17). Il fatto che queste manifestazioni siano ubicate in settori in cui affiorano i gessi, induce ad ipotizzare che la causa principale della genesi delle DGPV sopra citate siano i processi di corrosione avvenuti in profondità a spese di rocce evaporitiche. Indizio importante di tale fenomeno sono 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. a SO di Verrand, in sinistra Dora, alla base della scarpata che terrazza gli accumuli gravitativi legati alla DGPV della Testa di La Suche).

Nelle DGPV rilevate le deformazioni sono di tipo complessivamente distensivo. Il movimento avviene in parte lungo piani di scivolamento e le deformazioni danno luogo a manifestazioni superficiali quali allineamenti di scarpate (gradini



Fig. 17 - Panorama sul versante sinistro del basso vallone di Breuil, interessato da una DGPV che ne causa il collasso di un esteso tratto (versante SO di Laitgre), caratterizzato dalla tipica morfologia a pinnacoli, rigonfiamenti, depressioni, trench e falde detritiche sovradimensionate rispetto all'estensione degli affioramenti rocciosi. Sullo sfondo la piramide del M. Ouille (q. 3.099).

di scivolamento, espressione morfologica dei piani di scivolamento), trincee di versante di origine gravitativa (o *trench*, corrispondenti a fenditure nel versante molto aperte, senza apprezzabile dislocazione verticale tra i due lembi e parzialmente colmate da detriti), depressioni chiuse (*trench* di lunghezza ridotta e senza sbocchi) e i tipici sdoppiamenti di cresta (corrispondenti a *trench* o a gradini di scivolamento impostati lungo una cresta spartiacque). A seconda del grado di deformazione il substrato roccioso si presenta da fratturato ed allentato (cioè le fratture sono aperte) a disarticolato (cioè i blocchi sono ruotati, fino ad assumere l'aspetto di un accumulo di frana). La presenza di roccia particolarmente sconnessa e la forte acclività predispongono l'evoluzione dei fenomeni in frane di varie dimensioni (cfr. V.2.2.2).

Le DGPV di grandi dimensioni sono costituite da settori a differente grado di deformazione: nella DGPV di Testa di La Suche, ad esempio, che interessa per circa 4 km² il versante sinistro della valle principale, modellato nell'unità delle Brece di Tarantasia, tra le falde della vetta omonima (intorno ai 2.100 m di quota) e il fondovalle di Courmayeur (q. 1.100 m), si distinguono almeno tre settori, a grado di disarticolazione via via crescente verso le basse quote. La parte superiore interessa il terrazzo glaciale di La Suche e di Tirecorne e presenta una morfologia regolare e poco inclinata: è attraversata da *trench* e da depressioni chiuse, colmati da depositi valanghivi, ai cui bordi il substrato roccioso (marmi e quarziti) affiora in modo discontinuo. La scarpata sottostante è troncata da un'estesa nicchia di distacco che sovrasta un settore maggiormente collassato, esteso per oltre 0,5 km² tra i 1.270 m e i 1.690 m di quota; la deformazione sembra realizzarsi attraverso tutta una serie di superfici di scivolamento, che producono una "gradinatura" del versante, tanto che questo è riconducibile morfologicamente ad un grande cono di frana (appare rigonfio e lateralmente ben delimitato da incisioni torrentizie). Infine il settore di fondovalle, in cui si situa l'abitato di Courmayeur, risulta costituito quasi esclusivamente da potenti accumuli di genesi gravitativa a grandi massi spigolosi, in genere monogenici (calcescisti marmorei massivi di colore grigio-azzurro), molto addensati e parzialmente cementati: questi sono interpretabili parte come accumuli di frana legati alla DGPV, parte come l'emergenza diretta del substrato disarticolato (rilievo di Verrand), rivestiti localmente dai prodotti della loro rielaborazione. Il complesso detritico-gravitativo colma il fondovalle con spessori superiori al centinaio di metri (come si desume sia dai sondaggi per il viadotto dell'autostrada che dai grandi affioramenti in sinistra Dora) ed è terrazzato dall'incisione della Dora Baltea e lateralmente è sepolto dai depositi alluvionali e di *debris flow* che formano i due conoidi del T. Sapin e del T. di Verrand. In tale contesto, le lesioni progressive che presentano vari edifici del centro di Courmayeur, tra cui la chiesa parrocchiale (LOLLINO *et al.*, 2000), sono probabilmente collegate all'evoluzione della DGPV della Testa di La Suche.

VII – CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

LE TERME DI PRÉ SAINT DIDIER.

La sorgente termale di Pré Saint Didier sgorga, circa 500 m a Sud del centro storico di Pré Saint Didier, alla base dell'alta parete rocciosa formante il fianco destro dell'orrido percorso dal T. Dora di Thuile a monte della sua confluenza nella valle principale. I dati seguenti sono tratti dal lavoro di ALEMANI et al. (1999). Sotto l'aspetto geologico il bacino sotteso dalla sorgente è costituito dalla sovrapposizione della "Zone Houillère" Brianzonese (scisti conglomeratici contenenti, alla base, livelli evaporitici) sulle Breccie di Tarantasia della Zona Sion-Courmayeur (serie dei flysch carbonatici con subordinati flysch arenacei e scisti neri).

Non esistono prove di un utilizzo delle acque termali in età romana o precedente: il primo documento che le cita è del 1553. Lo sfruttamento delle terme ebbe inizio a partire dal 1730 (primo scavo dell'opera di presa) e si sviluppò con la costruzione del primo edificio termale (1770) e del nuovo stabilimento (1830) fino al 1940; l'attività riprese tra il 1959 e la metà degli anni '60 sotto la proprietà della Regione Autonoma. Importante per il turismo regionale é stata la recentissima (2005) riapertura delle terme ristrutturate.

L'opera di presa consiste in una galleria orizzontale scavata nel substrato roccioso per circa 60 metri (di cui i primi 20 in artificiale). La captazione principale raccoglie acqua sorgiva con T di 36,5° C (acqua mesotermale) e con portata assai costante (1,55÷1,81 l/s). L'acqua presenta mineralizzazione da residuo di 730÷740 mg/l (acqua minerale), conducibilità di 900÷960 µS/cm, durezza di 39÷46 ° F (acqua dura) ed è debolmente radioattiva (2,16÷5,45 nCi/l). Esistono inoltre numerose altre venute di acqua, aventi però portate e temperature inferiori (19÷23° C: acque ipotermali); esse sono analoghe nei caratteri di

mineralizzazione, durezza e radioattività all'acqua mesotermale, seppur con valori inferiori. Complessivamente la galleria convoglia all'esterno acqua con portate oscillanti tra 7÷7,5 l/s nel corso dell'anno.

In base al loro chimismo, le acque possono essere classificate entrambe come bicarbonate-alcalino-terrose. I caratteri idrochimici risultano costanti, soprattutto per l'acqua mesotermale. I valori dei rapporti ionici caratteristici indicano: un bacino idrogeologico essenzialmente calcareo, privo di componente dolomitica; la presenza subordinata di livelli arenacei ed evaporitici; una relativa superficialità dei circuiti, con deflussi veloci e conseguente età recente delle acque; l'assenza di attività carsica nella serie carbonatica. L'insieme dei dati raccolti da ALEMANI et al. (1999) ha portato gli autori ad individuare il bacino di alimentazione della sorgente termominerale nel versante compreso tra il ciglio dell'orrido ed il Colle San Carlo (q. 2000 m s.l.m.), esteso per circa 4,5 km² di superficie. Le acque meteoriche si infiltrano lungo le fratture che intersecano il complesso carbonatico delle Breccie di Tarantasia, fino ad essere intercettate da un importante sistema di faglie subverticali avente direzione NNE-SSO, parallelo cioè all'orrido e confinato in prossimità di questo. Tale sistema ha la funzione di convogliare le acque sotterranee fino alla zona di sorgente, consentendone anche la risalita. In tale contesto la temperatura raggiunta delle acque termali è spiegabile tramite un gradiente geotermico normale (di 30° C/km), quale quello stimabile localmente, e ben si accorda con il dislivello di 1.000 m tra la quota massima del bacino (2.000 m s.l.m.) e la quota di risorgenza delle acque (1.000 m s.l.m.). Le valutazioni di ordine geotermometrico (basate su Na-K-Ca) suggeriscono dei circuiti idrici diretti, con risalita termale molto ridotta. Le analisi isotopiche condotte sul tritio (³H) indicano un tempo di permanenza nel sottosuolo di 13÷38 anni e di 7÷31 anni rispettivamente per le acque mesotermali e per quelle ipotermali, età congruenti con il modello di circolazione idrica prospettato. Anche la ricarica sotterranea totale annua (441.000 m³/anno), calcolata per il bacino tramite bilancio idrologico, è ben correlabile con la portata annua complessiva fornita dalla sorgente (315.360 m³/anno).

VIII - BANCA DATI GEOLOGICA

La creazione di una Banca Dati Geologica digitale (DB) alla scala 1.25.000 è parte integrante del Progetto CARG per la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica del territorio nazionale alla scala 1:50.000.

La Banca Dati Geologica, intesa come *database* cartografico e alfanumerico con relativa piattaforma software personalizzata, oltre a costituire un solido strumento per l'organizzazione di tutte le informazioni di interesse (esistenti o che verranno prodotte con future ricerche), permetterà la gestione dinamica della cartografia e dei dati alfanumerici, facilitando sensibilmente operazioni di analisi territoriale e la creazione di cartografia tematica.

La progettazione e la struttura della Banca Dati è stata curata dall'ISPRA (Servizio Geologico Nazionale), mentre la sua realizzazione è demandata ai soggetti responsabili dei fogli (Regioni, Province Autonome, Università, ecc.)

Il Servizio Geologico Nazionale ha pubblicato le Linee Guida per la realizzazione del DB nell'ambito dei Quaderni, in particolare il Quaderno serie III, n.6 e successivi aggiornamenti. In esso sono indicati gli strati informativi, in cui vengono organizzate le geo-informazioni, completi delle indicazioni spaziali, ovvero dell'elemento geometrico (vettoriale) che rappresenta le *features*, nonché tutto il contenuto alfanumerico descrittivo associato all'elemento.

La Banca Dati del Foglio 089-Courmayeur è stata realizzata dalla Land Technology & Services S.r.l. con il coordinamento e sotto la responsabilità della Regione Autonoma Valle d'Aosta (VDA).

Il flusso di lavoro può essere sintetizzato come segue:

- Creazione del database geologico alla scala 1:10.000, partendo dagli originali d'autore manoscritti, secondo specifiche VDA;
- Realizzazione del DB geologico alla scala 1.25.000 secondo specifiche

ISPRA, attraverso processi di generalizzazione del DB 1:10.000, sia automatici che manuali, normalizzazione e transcodifica al fine di mantenere il più alto contenuto informativo possibile in funzione della scala di rappresentazione e della struttura del DB di progetto.

Dal DB geologico alla scala 1:25.000, con processi di generalizzazione volti a mantenere inalterato il contenuto informativo del foglio, sono state infine estratte le primitive geometriche per l'allestimento alla stampa del campo carta alla scala 1:50.000.

ABSTRACT

The sheet 089-Courmayeur of the Geological Map of Italy at 1:50.000 scale has been surveyed at the 1:10.000 scale and integrated by the interpretation of satellite images, structural analysis and laboratory work, including petrography, petrology, whole rock geochemistry and isotope dating.

The sheet is located in the Graian Alps, at the head of the Aosta Valley, along the Italian-France border, including the Mont Blanc massif.

The bedrock is made of metamorphic units which belong to the three outer structural domains of the Alps (Pennidic, North-Pennidic and Helvetic) and, from a palaeographic point of view, are traditionally referred to the European continental margin; two first-rank regional discontinuities (Gran San Bernardo and Courmayeur deformation areas) outline the boundaries between these domains.

Within the Cormayeur sheet the Pennidic domain is represented by the Gran San Bernardo Nappe, consisting of various basement and cover units.

The North-Pennidic domain is considered as an equivalent of the Sion-Courmayeur or the Tarantasia Breccias zone; the first term suggests a palaeographic scenario, whereas the other two are better representative of tectonostratigraphic features.

The Helvetic domain is represented by the Mont Blanc crystalline basement slices and metamorphic sedimentary cover unit. Most cover units belong to the Helvetic domain and detached from a pre-carboniferous substratum. However, the primary discordant sedimentary contact is locally preserved in small parts of the Helvetic sequences.

These domains are separated through major regional discontinuities:

The Gran San Bernardo deformation zone separates low-grade metamorphic units (Houiller Unit - Gran San Bernardo Nappe *p.p.*) from HP-LT metamorphic units (Roignais-Vesoyen, North Pennidic domain)

The Pennidic deformation zone is generally represented by a sequence of tectonic slices, formed by elements coming from both the North-Pennidic and the Helvetic domain.

The mapped units in the Courmayeur sheet are as follows:

PENNIDIC DOMAIN:

RUITOR UNIT:

mainly composed of micaschists and paragneisses including concordant bodies of metabasite and minor micro-augen gneiss and aplitic gneiss.

HOUILLER UNIT:

mainly composed of phyllosilicatic- and carbonaceous horizons, grading to quartzitic-arenaceous and conglomeratic lithotypes; the Alpine metamorphic

overprint is characterized by low-T greenschists facies mineral assemblages.

RANTIN - TOURIASSE UNIT:

this new unit includes various lithotypes (quartzites and marbles) along the boundary between the Gran San Bernardo Unit and the Sion - Courmayeur Unit

NORTH-PENNIDIC DOMAIN

LAITGRE UNIT:

a small *klippe* located at the Laitgre peak (Punta Leytira)

SION - COURMAYEUR UNIT:

it groups some lithostratigraphic units and complexes previously ascribed to other units by previous Authors. This reconstruction is essentially based on the absence of tectonic discontinuities between the units and complexes concerned; moreover, it leads to a substantially coherent stratigraphic sequence. This unit is divided in the following complexes:

Piccolo San Bernardo Complex – It includes various lithotypes, with prevailing graphitic and scarbonaceous schists, including interbeddings of metabasites and gneissic conglomerates. The terrigenous facies show relics of Fe-carpholite, white mica and chlorite suggesting P-T conditions of 1.4-1.5 GPa and 350÷400°C (BOUSQUET, 1998).

Tarantasia Breccias Complex - It shows a marked stratigraphic heterogeneity at regional scale, related to the tectonic horizons and to the envisaged presence of heteropic facies. There are relics of a pre-Cretaceous sedimentary basement (dolomitic and calcitic marbles, chalk and schists), but most of lithotypes are terrigenous (calcschists and schists) or carbonatic deposits (detritic marbles with breccia levels), probably dating back to the post-Jurassic. The absence of Fe-carpholite, mica and chlorite assemblages suggests that P-conditions never exceeded 0.8 GPa (BOUSQUET, 1998).

FERRET UNIT:

composed by alternations of marble calcschists, dark grey coloured, and phyladic calcschists with tegular aspect. These calcschists are very similar to the ones belonging to the Tarantasia Breccias Complex. In the Courmayeur sheet these lithotypes only appear at the eastern border of the area, in discontinuous and bad exposed outcrops.

HELVETIC-ULTRAHELVETIC DOMAIN

MONT CHETIF UNIT:

small-sized basement and cover slice, mostly enveloped in the lithotypes of the Helvetic-Ultrahelvetic Unit

ULTRAHELVETIC - HELVETIC UNIT:

the Ultrahelvetic and the Helvetic units are commonly distinguished one from the other, both in France and in Switzerland. In this area, however, a clear distinction is impossible. This could derive from the pervasive deformation which concerned this area and/or from the fact that in this area the two units could have shared the same deposition basin.

MONTE BIANCO UNIT:

pre-triassic basement unit composed -as far as the considered area is concerned- of both metagranites and high grade metamorphic gneisses and micaschists with migmatitic texture.

The Quaternary cover is represented by glacial, alluvial and gravitational deposits, mainly generated during the retreat of the maximum glacial expansion. Large gravitational slope deformations, rock falls and debris flows are a characteristic feature of the area.

PROGETTO
CARG

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY UNITS

STILL FORMING UBIQUITOUS UNITS

RECENT AND PRESENT DEPOSITS (GRAVITATIVE ORIGIN)

Slope, alluvial fan, landslide and large blocks deposits; debris flow, mixed origin and palustrine deposits (**UID**); eluvial-colluvial covers developing essentially on degraded bedrock and derived gravitative deposits (**UID_{b2}**).

UPPER PLEISTOCENE-PRESENT

COMPLETELY FORMED UBIQUITOUS UNITS

Ancient landslide, large blocks, mixed-origin and palustrine deposits (**UIN**).

UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

DORA BALTEA BASIN

MIAGE SYNTHEM (Postglacial unit) *HOLOCENE-PRESENT*

Les Iles subsynthem (Postglacial p.p., still forming) (**MGE₂**)

Fluvial deposits related to present-day riverbeds or preserved in lowermost fluvial terraces; undifferentiated till deposited by present-day glaciers.

HOLOCENE-PRESENT

Château Blanc subsynthem (Postglacial p.p., completely formed) (**MGE₁**)

Glacial deposits (ablation and lodgement till, slope deposits with glacial transport and undifferentiated till) related to LIA (Little Ice Age) and to earlier holocene episodes of glacial expansion, which formed morainic apparatus at the heads of tributary valleys; terraced alluvial deposits.

HOLOCENE

IVREA SYNTHEM (latest glacial episode) *UPPER PLEISTOCENE-LOWER HOLOCENE*

Pileo subsynthem (**IRV₄**)

Glacial deposits (undifferentiated till, ablation till, lodgement till, slope deposits with glacial transport, loose 'skeletal' till) and glaciogenic deposits (ice contact, glaciolacustrine and glaciofluvial deposits) distributed in the valley bottom of the tributary basins.

UPPER PLEISTOCENE-LOWER HOLOCENE (LGM p.p., Tardiglacial)

Excenex subsynthem (IRV₃)

Glacial deposits (undifferentiated till, ablation till, lodgement till, slope deposits with glacial transport, loose 'skeletal' till) and glacial deposits (ice contact, glaciolacustrine and fluvio-glacial deposits). Extended and significant occurrences especially at low altitudes in the main valley.

UPPER PLEISTOCENE (LGM p.p.)

Colle San Carlo subsynthem (IRV₂)

Glacial deposits (undifferentiated till, lodgement till and loose 'skeletal' till) and glacial deposits (ice contact and glaciolacustrine deposits), distributed at medium altitude of the main valley's slopes and in hanging sheets in the tributary basins.

UPPER PLEISTOCENE (LGM p.p.)

PRE-QUATERNARY UNITS**INNER CONTINENTAL-MARGIN UNITS - PENNIDIC DOMAIN****RUITOR UNIT****Vedun Orthogneiss (VDN)**

Leucocratic gneisses, augen -microaugen gneisses and subordinate aplitic gneiss (intrusion age: 460 Ma ca., U-Pb zircon; Bertrand et alii, 2000)

Ruitor Complex

Garnet-bearing paragneisses and micaschists +/- chloritoid, pervasively reworked under Alpine blueschist-epidote and greenschist facies conditions (**RU1**); paragneiss and micaschists with pre-Alpine amphibolite facies relics, within rare micaschists with garnet, staurolite, brown biotite, muscovite, plagioclase +/- kyanite (**RU1a**); banded metabasites with garnet and hornblende relics, with Alpine blueschist and greenschist facies overprint, and garnet-glaucophanites with sodic pyroxene and relics of eclogite fabric (**RU1c**).

HOULLER UNIT**Houiller Complex**

Metaconglomerates, metasandstones and quartz-micaschists, metaconglomerates with clasts of metasandstone, blackish metapelites, white and pink quartzites, with rare dm-sized bands of quartzites and micaschists; metaconglomerates with relic of primary structures (graded bedding), *PERMIAN-CARBONIFEROUS?*; metaconglomerates with very stretched clasts (mylonites); grey-blackish quartz-micaschists and metasandstones with dominant greenschist facies metamorphism, in alternations of different thick, locally

grading to metaconglomerates (**QHO**), *CARBONIFEROUS- PERMIAN*; metasandstones and metaconglomerates with subordinate and variously thick interbeddings of quartz-micaschists (**QHOa**), *CARBONIFEROUS?*

Blackschists (SHO)

Blackschists with dominant greenschist facies metamorphism, with metric-decamic-thick alternances of grey-blackish quartz-micaschists, locally with coal enrichments.

RANTIN – TOURIASSE UNIT

Touriasse marbles (TOU)

Grey-yellowish dolomitic marbles.
MIDDLE TRIAS ?

Quarziti dell'Abbondanza (ABZ)

White and greenish quartzites m-dm thick, with tabular structure and locally mylonitic texture (**ABZ**); conglomeratic quartzites with siliceous clasts and subordinate carbonate clasts (**ABZa**).

LAITGRE UNIT

Laitgre marbles (LEY)

Grey-bluish calcitic marbles with chert levels.

SION – COURMAYEUR UNIT

Piccolo San Bernardo Complex

Blackschists weakly carbonatic, locally conglomerate levels, with bands of prasinitic-gneiss and rare M-sized levels of serpentinite breccias (**SBP**), *CREATACEOUS?*; blackschists with quartz, mica and chlorite, locally conglomerate levels with mid-grained gneiss clasts (**SBPb**).

Chloritic-epidotic-amphibolitic mid-grained gneiss, locally grading to coarse-grained prasinit with relics of magmatic structures (**GCP**), *CREATACEOUS?*; albitic-chloritic leuco gneiss, locally conglomerate levels, with quartzite clasts -with rare alternations of chloritic-epidotic-amphibolitic gneiss and blackschists (**GCPc**); mid-grained leuco gneiss with possible K-feldspar relics (**GCPb**); breccias with serpentinite elements, serpentinites with relics of pre-metamorphic textures (peridotites) with subordinate serpentine schists, locally grading to chlorite schists (**GCPa**).

Grey-blackish calcschists interleaved (M/Ms thick) with dark grey marble calcschists,, including rests of Belemnoids (**CGP**). *LIAS?*

Brece di Tarantasia Complex

Marbles and carbonate schists, dm-m thick alternations of ochre-light brown calcite marble and micaceous-chloritic carbonate schists, silvery grey coloured; subordinate levels of breccias with dolomitic marble and calcite elements (**MSB**).

UPPER CRETACEOUS-PALEOCENE?

Micaceous-chloritic calcite marbles, with arenaceous texture locally preserved, yellow-grey coloured, with frequent m-thick bands of: carbonate breccias, grey marbles, blackish schists and impure greenish or pinkish quartzites; black schists and quartzite become locally the main lithotype (**MBB**), *UPPER CRETACEOUS?* Dark grey calcite marbles with light brown alteration patina, with abundant calcite veins, in dm-m thick interbeddings with calcschists levels and schistous-graphitic levels (M. Lechaud) (**MBBc**); greenish or pinkish impure quartzite(s) in banks of dm-m thick with subordinate cm-dm bands of weakly carbonatic blackschists (**MBBb**); massive dark blue or black calcitic marbles with subordinate levels of weakly carbonatic blackschists and breccias with grey marble clasts (**MBBa**).

Grey-bluish marbles, dm-m thick alternations of prevailing fine-grained grey-bluish marbles, sometimes with preserved sandstone texture, and of subordinate calcschists levels and breccias with clasts of calcitic marbles, dolomitic marbles, schists, quartzites; infrequent rests of foraminifera (**MCB**), *UPPER CRETACEOUS-LOWER CRETACEOUS?* Alternations of micro-breccias with elements of calcitic and dolomitic marbles and of blackschists, more or less carbonaceous (**MCBd**); massive bluish calcitic marbles, with many calcite veins -parallel to the metamorphic layering, with m thick levels of micro-breccias with dolomitic marble elements (**MCBc**); breccias with carbonaceous cement and cm-dm thick elements of dolomitic marbles (**MCBb**); breccias with carbonaceous cement and cm-dm-sized elements of dolomitic marbles, dark grey calcitic marbles and subordinate blackschists (**MCBa**).

Piramidi Calcareae Marbles (PCC)

Massive calcitic marbles, white-greyish coloured, with poorly preserved fossils rests of Belemnoids, Gastropoda, crinoid ossicles and Ammonites (Piramidi Calcareae).

LIAS?

Mont Brisé Marbles

Massive dolomitic marbles, grey coloured, sometimes with levels of intraformational breccias with dolomitic marbles elements and matrix; locally fractured dolomitic marbles with calcite-filled veins (**MBS**), *MIDDLE TRIAS?*; massive grey-bluish calcitic marbles (**MBSa**), *MIDDLE TRIAS?*

Planey quartzite (PLY)

Micaceous quartzite(s) and conglomeratic quartzite(s) with quartzite clasts. *PERMIAN?*

Vallone di Dolonne blackschists (DLN)

Blackschists with m-dm thick alternations of grey-blackish quartz-micaschists, locally with carbonaceous enrichments. *CARBONIFEROUS?*

FERRET UNIT

Val Ferret calcschists (VFR)

Alternations of grey coloured marble calcschists and phyllitic calcschists. *CRETACEOUS?*

OUTER CONTINENTAL-MARGIN UNIT
HELVETIC-ULTRAELVETIC DOMAIN

MONT CHETIF UNIT

Mesozoic Cover

Mont de La Saxe marbles (LSX)

Dark grey calcitic marbles, often with dm-thick layering defined by calc levels of mylonitic origin, more or less dark coloured; locally, rests of Echinoderms can be observed. *LIAS?*

Pre-triassic basement

Chetif gneiss

Fine-grained gneiss, with pervasive foliation -often mylonitic- defined by silicate minerals wrapping deformed quartz-feldspar fenoclasts; sometimes less foliated zones can be observed, in which gneiss protoliths are preserved (granites and rhyolites) (**CHF**); metagranites and metarhyolites often with protomylonitic structure, only larger masses are mapped (**CHF_a**).

HELVETIC-ULTRAHELVETIC UNIT

Notre Dame de la Guerison marbles (DGU)

Massive Grey-bluish marbles, with light alteration patina, with badly preserved rests of Calpionellids.

MALM?

Lex Blanche calcschists (LXB)

Alternations of grey coloured marble levels, sometimes with white calcitic veins or silvery and shiny blackschists levels; levels with microconglomeratic texture.

DOGGER?

Val Veny blackschists (VNY)

Carbonaceous blackschists with many sulfide nodules, sometimes with more carbonatic dm thick levels ~~more carbonatic~~ with white calcitic veins, transposed and parallelized to the main schistosity.

DOGGER?

MONTE BIANCO UNIT

Monte Bianco metagranites (MBO)

Porphyroclastic metagranites, mid to coarse-grained, light grey or greenish colour, with reddish alteration patina.

Monte Bianco migmatitic gneiss

High grade metamorphic facies gneiss and micaschists, with migmatitic and mylonitic textures, more or less pervasively reworked in greenschists facies, locally with preserved granoblastic structure (metagranites); meta-aplites with quartz-feldspar composition, very fine-grained, which form dykes more or less transposed inside gneiss and metagranites; coarse-grained quartzitic-feldspar veins and dykes, white coloured, inside gneiss and metagranites (MTB); dark green migmatitic gneiss, mainly chloritic, with quartz and feldspar lenses (MTBc); banded migmatitic gneiss, pink coloured (MTBb); leucocratic migmatitic gneiss with prevailing quartz and feldspar (MTBa).

EVAPORITES. TECTONIC BRECCIAS AND MYLONITES

Chalk and anhydrite (GYP), generally within detachment horizons, which show a compositional layering and locally mylonitic texture; they are associated to subordinate dissolution residual breccias and tectonic breccias.

Carbonatic tectonic breccias (BCC), vacuolar appearance, yellowish or brownish colour, locally more or less foliated, grading to dissolution breccias -developed from the reprocessing of the same tectonic breccias (*Carniole Auct. pro-parte*).

Mylonite (MLZ) composed of blackschists, carbonatic blackschists, prasinitic gneiss, carniolo, quartzite(s) and marble; mylonites composed of dm-thick alternations of grey-bluish marbles with mylonitic texture, micaschists, phyllite schists with rare intercalations of carbonaceous tectonic breccias.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- AESCHLIMANN H. (1983) - *Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebieten: Val Veny – Val Ferret – Rutor Rutor*. Geograph. Inst. Univ. Zürich, 105 pp..
- ALEMANI P., BISTACCHI A., BONETTO F., PIAZZARDI M. & TOGNONI A. (1999) - *Studi ed indagini per la definizione delle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero termale di Prè Saint Didier (AO)*. Acque sotterranee, **63**: 17-30.
- ALLMANN M. (1987) - *La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens*. Bull. Soc. vaud. Sci. Nat. **78** (4): 431-444.
- ALLMANN M. (1989) - *La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens (zone pennique, Valais, Suisse)*. Thèse Univ. Lausanne, 109 pp.
- 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.
- ANSELMO V., GOVI M., LEPORATI P. & TROPEANO D. (1979) - *L'evento alluvionale del 12-14 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Boll. Ass. Min. Subalp., anno XVI, **2**: 119-131.
- ANTOINE P. (1965). - *Sur l'existence de Cretace superieur date dans la nappe des Breches de Tarentaise au nord des Chapieux (Savoie)*. Acad. Sci., Paris, C. Rt, **261** (18), 3640-3642.
- ANTOINE P. (1971). - *La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse*. Thèse, Grenoble.
- 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 (incl. Engl. sum.).
- ANTOINE P., PAIRIS J.L. & PAIRIS B. (1975) - *Quelques observations sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont Blanc, entre le col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tete des Fours (Savoie, France)*. Geol.Alpine, **51**: 5-23.
- ANTONIOLI F., BARONI C., CAMUFFO D., CARRARA C., CREMASCHI M., FRISIA S., GIRAUDI C., IMPROTA S., MAGRI D., MARGOTTINI C., OROMBELLI G., SILENZI S. (2000) - *Le fluttuazioni del clima nel corso dell'Olocene: stato dell'arte*. Il Quaternario, **13** (1): 95-128.
- 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. & CHARRIER G. (1985) - *La torbiera del Rutor (Valle d'Aosta). Relazione sui risultati conseguiti dallo studio palinostratigrafico di nuovi affioramenti torbosi segnalati alla fronte attuale del ghiacciaio*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **8**: 144-149.
- ARMANDO E., CHARRIER G., PERETTI L. & PIOVANO G. (1975) - *Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi Occidentali italiane*. Boll. Comit. Glac. It., **23**: 7-25, 7 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 amphitheatre (NW-Italy)*. Geol. Insubr. **2** (2): 143-148.
- AUBERT E. (1860) - *La Vallée d'Aoste*. Paris.
- BAGGIO P. & MALARODA R. (1961). - *Il Traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana)*. Rend. Acc. Naz. Lincei **30** (6): 908-920.

- BAGGIO P. & MALARODA R. (1962). - *Il Traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana)*. Rend. Acc. Naz. Lincei **33** (3-4): 149-152.
- BAGGIO P., ELTER G. & MALARODA R. (1960). - *Il Traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dall'imbocco italiano alla progressiva 1300*. Rend. Acc. Naz. Lincei **28** (4): 470-476.
- BAGGIO P., FERRARA G. & MALARODA R. (1967). - *Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc tunnel*. Boll. Soc. Geol. Ital., **86** (2): 193-212.
- BARBIER R. (1951). - *Sur l'âge des complexes detritiques subbriançonnais dans la région du col de la Seigne (frontière franco-italienne au sud-ouest du Mont-Blanc)*. Acad. Sci., Paris, C. Rt, **233** (22): 1373-1375.
- BARETTI M. (1866) - *I ghiacciai antichi e moderni*. Tesi di laurea in Scienze Naturali, Univ. di Bologna, Candeletti, Torino.
- BARETTI M. (1877) - *Studi geologici nel gruppo del Gran Paradiso*. Atti Acc. Naz. Lincei, **3** (1): pp. 122, 7 tavv. (carta geol. e profili).
- BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*. 2 voll., pp. 732, 7 carte, 27 profili, 8 tt., Casanova, Torino.
- BARETTI M. (1880a) - *Il ghiacciaio del Miage*. Mem. R. Acc. Scienze Torino, II, XXXII, Paravia, Torino.
- BARETTI M. (1880b) - *Il lago del Rutor (Alpi Graje Settentrionali)*. Bollettino C.A.I., **40**: 46-76, Tip. Candeletti, Torino.
- BARETTI M. (1880c) - *I giacimenti antraciferi della Valle d'Aosta*. Annali R. Ist. Industriale e Professionale, VIII, anno IX, Torino.
- BASTER I. (1993) - *Evoluzione geologica delle valli di La Thuile*. Tesi di Laurea in Scienze geologiche, ined., Università di Torino.
- BAUDIN T. (1987). - *Etude géologique du Massif du Rutor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais*. Thèse Univ. Grenoble, 259 pp.
- BEARTH P. (1962) - *Contribution a la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse)*. Geol. Soc. France, mem. h. ser., **2**: 407-418.
- BELLIÈRE J. (1980). - *Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges – Structure et Pétrologie du socle*. Geol. Alpine **56**: 237-249.
- BERTINI G., MARCUCCI N., NEVINI R., PASSERINI P. & SGUAZZONI G. (1985). - *Patterns of faulting in the Mont Blanc granite*. Tectonoph. **111**: 65-106.
- BERTRAND J. M., GUILLLOT F. & LETERRIER J. (2000) - *Age Paléozoïque inférieur (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 (Paris), série II. Sciences de la Terre et des planètes, **330**: 473-478.
- BOCQUET - DESMONS J. (1974). - *Il metamorfismo prealpino nella Vanoise e in altri settori dello zoccolo brianzonese*. Mem Soc. Geol Ital. **13**: 271 - 284.
- BONETTO F., CESTI G. & MONTEL M. (1996) - *L'alluvione del 24 luglio 1996 nell'alta valle d'Aosta*. Nimbus, **13-14**: 126-129.
- BORTOLAMI G., OLIVERO G.F. & ZUPPI G.M. (1984) - *Sistemi idrici profondi, geotermali e freddi, in Piemonte e Valle d'Aosta*. Mem. Soc. Geol. It., **29**: 171-185.
- BOSSOLASCO M. (1930) - *Le attuali condizioni del ghiacciaio del Miage*. Zeitschrift Gletscherkunde, **18**: 195-198.
- BOUSQUET R. (1998) - *L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression – basse température: de l'étude de terrain ° la modélisation numérique*. Thèse Univ. Paris Sud - U.F.R. Scientifique d'Orsay.

- BROCHEREL J. (1920) - *Eboulements et avalanches au Mont Blanc*. Augusta Praetoria, Aosta.
- 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.
- BRUGIAPAGLIA E. (2001) - *Le lac de Villa : un site clé pour l'histoire de la végétation terdiglaciaire et holocène en Vallée d'Aoste (Italie)*. Revue Valdôtaine Hist. Nat., **55**: 55-72.
- BRUNO L. (1897) - *Studi intorno al fenomeno glaciale nella vallata della Dora Baltea*. Riv. Geogr. It., **4**: 253-260.
- BURGA C.A. (1991) - *Vegetation history and paleoclimatology of the Middle Holocene: pollen analysis of alpine peat bog sediments, covered formerly by the Rutor Glacier, 2510 m (Aosta Valley, Italy)*. Glob. Ecol. Biogeogr. Lett., **1**: 143-150.
- BURGA C.A. (1993) - *Das mittelhohozäne Klimaoptimum Europas: Palynologische Untersuchungen an einen ehemaligen hochgelegenen Moor am Rutor-Gletscher, 2510 m (Aosta-Tal, Italien)*. Dissert. Bot., **196**: 335-346.
- BURGA C.A. (1995) - *Végétation et paléoclimatologie de l'Holocène moyen d'une ancienne tourbière située au front du Glacier du Rutor, 2.510 m (Vallée d'Aoste, Italie)*. Revue de Géographie Alpine, **1**: 9-16.
- BURRI M. (1975) - *Sur les structures de la zone Houillère externe dans les vallées des Drances (Valais)*. Eclogae geol. Helv., **68**: 129.
- BURRI M. (1983a) - *Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais)*. Bulletin des Laboratoires de Geologie Mineralogie Geophysique et du Musée Geologique de l'Université de Lausanne, **270**: 88.
- BURRI M. (1983b) - *Le front du Grand St-Bernard du val d'Herens au val d'Aoste*. Translated title: *The Grand Saint-Bernard Nappe from the Herens Valley to Aosta Valley*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **76** (3): 469-490.
- CABY R. (1968a) - *Contribution a 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. (1968b) - *Gîtes métallifères alpins syntectoniques et métamorphiques dans la zone houillère axiale des Alpes françaises (Briançonnais, Maurienne)*. Fr., Bur. Rech. Geol. Minieres, Bull. (Ser. 2), Sect. **2** (2): 77-96.
- CABY R. (1974) - *Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone Houillère et la zone du Grand Saint Bernard en Val d'Aoste, Italie*. Géologie Alpine, **50**.
- CANNIC S., LARDEAUX J.M., MUGNIER J.L. & HERNANDEZ J. (1996) - *Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan Domain, France)* Ecl. Géol. Helv. **89**/1: 321-343.
- CAPELLO C.F. (1932) - *Relazione della campagna glaciologica 1931*. Boll. Com. Glac. It., **12** (1): 275-276.
- CAPELLO C.F. (1948) - *I laghi glaciali del Miage*. L'Universo, rivista mensile dell'Ist. Geogr. militare, **10**, anno XXI.
- CAPELLO C.F. (1952) - *Gli apparati morenici di diversione*. Boll. Com. Glac. It., **3**: 25-44.
- CAPELLO C.F. (1961) - *Cenni illustrativi sul ghiacciaio del Miage e studi compiuti fino al 1957*. Boll. Com. Glac. It., **9** (II s., I p.): 47-56.
- CAPELLO C.F., LUCHINO CHIONETTI M. & ORIGLIA C. (1958) - *I fenomeni crionivali nelle valli di Prè-Saint-Didier, Valle d'Aosta*. Univ. Torino, Giappichelli Ed, Mem. e studi geograf., **4**: pp. 100.
- CARRARO F. (1992) - *L'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. In: DAL PIAZ G.V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., **3** (a): 188-190.
- CARRARO F. & FERRARINO G. (1982) - *Tentativi di realizzazione di un nuovo tipo di carte morfologiche: le carte morfostratigrafiche*. Boll. Ass. It. Cartografia, **54/55**: 209-218, 1 f., Napoli.

- CARRARO F. & GIARDINO M. (2002) - *Quaternary Glaciations in the Western Italian Alps – a review*. In: Ehlers J. (Ed.) - *Quaternary Glaciations - Extents and Chronology, part I: Europe*. Elsevier.
- CASALE A. & DIMAIO M. (1983) - *Speleologia in Valle d'Aosta*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat. **36-37**: 201-210.
- CASTELLETTI L. (1987) - *Legni da morene e torbiere dell'alta valle d'Aosta*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **23**: 369-373.
- CASTIGLIONI G.B. (1979) - *Geomorfologia*. U.T.E.T., 436 pp.
- CERUTTI A.V. (1951) - *Le vicende del Lago Miage*. Augusta Praetoria, **4** (1): 26-35.
- CERUTTI A.V. (1971) - *Osservazioni sul progresso dei ghiacciai del Monte Bianco nell'ultimo decennio*. Boll. Com. Glac. It., **9** (II s.): 251-271.
- CERUTTI A.V. (1975) - *La torbiera sub-glaciale del Rutor – Clima e condizioni di vita in Valle d'Aosta in età preistorica*. In: Bulletin d'Etudes Préhistoriques Alpines, **7**: 163-173, Aosta.
- CERUTTI A.V. (1977) - *Variazioni climatiche, alimentazione ed oscillazioni sul Massiccio del Monte Bianco*. Boll. Com. Glac. It., **25** (II s., II p.): 53-88.
- CERUTTI A.V. (1985) - *Le variazioni glaciali e climatiche durante l'ultimo secolo nei gruppi del Monte Bianco e del Monte Rosa*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **8**: 124-126, 10 figg., 3 tabb..
- CERUTTI A.V. (1995) - *Variazioni dei ghiacciai del Monte Bianco in epoca storica*. In: Archivi glaciali. *Le variazioni climatiche e i ghiacciai*. Atti dell'incontro di Courmayeur, 2-3 settembre 1995. C.A.I. Comitato Scientifico Ligure-Piemontese-Valdostano.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1972) - *Su taluni aspetti del clima e dell'ambiente naturale del Piemonte Nordoccidentale nell'Olocene medio (Atlantico) alla luce del recente ritrovamento di torba entro la morena deposta alla fronte attuale del Ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta)*. Allonia, **18**: 167-177, 5 figg.
- CHARRIER G. & PERETTI L. (1975) - *Analisi palinologica e datazione radiometrica C¹⁴ di depositi torbosi intermorenici della regione alpina piemontese, applicate allo studio del clima e dell'ambiente durante il Quaternario*. Boll. Com. Glac. It., **23**: 51-66, 4 figg.
- CHINAGLIA N. & MAZZOCOLA V. (1997) - *Le grandi frane dell'arco alpino meridale*. Geol. Insubr., **2** (1): 59-84.
- CHRIST P. (1925) - *Das produktive Karbon der Schweizeralpen, Teil II: die walliser Anthrazitlagerstätten und der walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917-1924*. Beitr Geol Schweiz Geotech Ser XI, 162pp.
- CITA M.B. (1953) - *Studi geologici sulla Val Ferret italiana (Alta Val d'Aosta)*. Boll. Serv. Geol. It. **65**, 66-172.
- C.N.R.- Comitato Glaciologico Italiano (1961) - *Catasto dei Ghiacciai Italiani*. Vol. 2. Ghiacciai del Piemonte, 324 pp.
- C.N.R.- Comitato Glaciologico Italiano (1961) - *Rilevamenti di ghiacciai e studi glaciologici compiuti in occasione dell'anno geofisico 1957-1958. Vol I. Il ghiacciaio del Miage (Massiccio del Monte Bianco)*. Boll. Com. Glaciol. It., Torino.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & STURANI C. (1964) - *Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della Zona Delfinese-Elvetica*. Acc. Naz. Dei Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. **36** (ser. 8, fasc. 3), 35-54.
- DAL PIAZ G. V. & GOVI M. (1965) - *Osservazioni geologiche sulla "zona del Gran San Bernardo" nell'alta Valle d'Aosta*. Soc. Geol. Ital., Boll., **84**(1), 105-119.
- DE BENEDETTI A. & TURI B. (1975) - *Carniole della Valle d'Aosta: Studio isotopico ed ipotesi genetica*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1883-1894.
- DE GEMINI F. & TROPEANO D. (1979) - *L'evento alluvionale del 13-14 agosto 1972 nell'alta valle d'Aosta*. Boll. Ass. Mineraria Subalpina, **XVI** (2):119-131.

- 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.
- DELINE P. (1995) - *Etude géomorphologique du Val Veny (Val d'Aoste)*. Mémoire de maîtrise, Université de Savoie, 163 pp.
- DELINE P. (1997) - *Les variations holocènes récentes du glacier du Miage (Val Veny): contribution à la prévision du risque glaciaire*. Mem. DEA, Univ. Savoie, 62 pp.
- DELINE P. (1998) - *L'étagement morphodynamique de la Haute montagne alpine: l'exemple du Val Veny (Val d'Aoste, Italie)*. Revue de Géographie Alpine, **3**.
- DELINE P. (1999a) - *La mise en place de l'amphithéâtre du Miage (Val Veny, Val d'Aoste)*. Geomorphologie, **1**.
- DELINE P. (1999b) - *Les variations holocènes récentes du glacier du Miage (Val Veny, Val d'Aoste)*. Quaternaire, **10** (1).
- DELINE P. (2002) - *Etude géomorphologique des interactions entre écroulements rocheux et glaciers dans la haute montagne alpine: le versant sud-est du massif du Mont Blanc (Vallée d'Aoste, Italie)*. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, 365 pp.
- DELINE P. (2005a) - *Change in surface debris cover on Mont Blanc massif after the « Little Ice Age » termination*. The Holocene, **15** (2).
- DELINE P. (2005b) - *Le Val Veny (Vallée d'Aoste, Italie): héritages post-LGM, formes et processus actuels de la haute montagne alpine englacée*. In: DELINE P., GIARDINO M. & NICOU D. (ed.), "Le Quaternaire des vallées alpines. Fronts glaciaires, mouvements de versants et comblements alluviaux dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse", Coll. Edytem, Cahiers de Géographie, **3**: 49-79.
- DELINE P., OROMBELLI G., BECK C., BONVICINI C., EVIN J., GRAUER C., LE DARZ M., NICOU D., MAFFEI M., PASQUALOTTO M., PAVAN M., RAVAZZI C., RICHARD H., ROSSI S., VASECCHI V., VIGNOT A. & VIGLIOTTI L. (2004a) - *Lake Combal filling (Mont Blanc massif), a geochronometer of the Miage Glacier neoglacial advance*. EGU Assembly 2004, Nice.
- DELINE P., DIOLAIUTI G., KIRKBRIDE M.P., MORTARA G., PAVAN M., SMIRAGLIA C. & TAMBURINI A. (2004b) - *Drainage of ice-contact Miage Lake (Mont Blanc massif, Italy) in September 2004*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., **27** (2): 113-119.
- DELINE P. & OROMBELLI G. (2005). *Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy)*, BOREAS, **34**: 456-467.
- DESIO A. (1926) - *Appunti morfologici sui dintorni di Courmayeur*. Natura, **17**: 50-63, Pavia.
- DESMONS J., PLOQUIN A. (1989) - *Chimisme du Briançonnais - Grand Saint-Bernard antémésozoïque (Alpes occidentales) : une vue synoptique*. Géologie Alpine, **65**: 1-31.
- DESMONS J. (1992) - *The Briançon basement (Pennine Western Alps) : mineral composition and polymetamorphic evolution*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **72**: 37-55.
- DU RICHE PRELLER C.S. (1918) - *The Rutor glacier lakes (Piedmontese Alps)*. The Schottish Geographical Magazine, **34**: 330-342.
- DUTTO F. & MORTARA G. (1991) - *Grandi frane storiche con percorso su ghiacciaio in Valle d'Aosta*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat., **45**: 21-35.
- ELLENBERGER F. (1952). - *Sur les rapports de la zone houillère et de la zone Vanoise-Mont-Pourri avec le massif de RutorRutor*. Soc. Geol. France, C. Rno. 3-4.
- ELLENBERGER F. (1953) - *Sur l'extension des facies briançonnais en Suisse, dans les Prealpes medianes et les Pennides*. Eclogae geol. Helv., **45**: 285-286.
- ELLENBERGER F. (1958). - *Etude géologique du Pays de la Vanoise*. Mém. Carte géol. Frane.

- ELTER G. (1960) - *La zona Pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 22.
- ELTER G. (1987). - *Carte géologique de la Vallée d'Aoste*. C.N.R. Centro Studi sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali.
- ELTER G., & ELTER P. (1965). - *Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano)*. note illustrative. Mem. Ist. Geol. e Miner., Univ. Padova, Vol. 25, 53.
- ESCHER A. (1988). - *Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel*. Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. nat. Suisse, 7, 28.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK A. (1987-8) - *Coupes Géologiques des Alpes occidentales suisses*. Rapp. geol. Serv. hydrol. et geol. nat., 2.
- ETERADOSSI O. (1983) - *Les Roches vertes orthodérivée du massif du Rutor (Alpes franco – Italiennes): pétrographie et géochimie*. DEA Grenoble I.
- EVA E., PASTORE S. & DEICHMANN N. (1998). - *Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and Thrust faulting in the Southwestern Alpine Foreland*. Journ. Geodin. 26, 27-43.
- FAVRE L. (1867) – *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piemonte et de la Suisse voisinant du Mont Blanc*. Masson, Paris, Vol. 1, 464 pp.
- FLINT R.F.(1957) - *Glacial and Pleistocene geology*. New York, Wiley & Sons.
- FLINT R.F., SANDERS J.E. & RODGERS J. (1960) - *Diamictite: A substitute term for symmictite*. Geol. Soc. Amer. Bull., 71: 1.809-1.810.
- FOCARILE A. (1978) - *Resti sub-fossili di Enochrus fuscipennis THOMS. (Coleoptera Hydrophilidae) in torbe post-glaciali alla fronte attuale del ghiacciaio del Rutor (La Thuile - Valle d'Aosta)*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat. 32: 15-26.
- FORBES J. D. (1843) - *Travels through the Alps of Savoy and other parts of the Pennine chain, with observations on the phenomena of glaciers*. Adam & Charles Black, Edimburgh, 460 pp.
- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P. & MORTARA G. (1991) - *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, 68.
- FORLATI F., BROVERO M & CAMPUS S. (1995) - *Alcune considerazioni sulle deformazioni gravitative profonde di versanti inerenti il territorio piemontese*. Atti 2° incontro internazionale dei giovani ricercatori in geologia applicata, Peveragno (Cuneo): 75-81.
- FORNO M.G. (1989) - *Osservazioni su alcune frane oloceniche di grandi dimensioni nel settore alpino occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 108: 409-418.
- FRANCHI S. (1899). - *Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il Colle del Piccolo San Bernardo (Valle d'Aosta)*. Boll. R. Comit. Geol. It., 30, 303-324.
- FRANCHI S. (1907). - *Escursioni in Valle d'Aosta della Società Geologica Italiana*. Boll. Soc. Geol. It., 26, CLVI-CLXXXVII.
- FRANCHI S., KILLIAN W. & LORY P. (1907). - *Sur les rapports de schists lustrés avec les facies dauphinois et Briançonnais du Lias*. Bull. Carte Géol. France 18, 7pp.
- FRISA MORANDINI A. (1986) – *La qualificazione tecnica della Pietra di Morgex con particolare riferimento all'impiego per coperture*. Atti del 4° Convegno Nazionale su Attività Estrattiva e Difesa del Suolo, Saint Vincent, 8-9 settembre:, 118-122.
- FÜGENSCHUH 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*. International Journal of Earth Sciences 88, 201-218.
- GASTALDI B. (1853) - *Appunti sulla geologia del Piemonte*. pp. 32, 6 tt., Tip. G. Marzorati, Torino.
- GERLACH H. (1871) - *Das südwestliche Wallis*. Mat. Carte géol. Suisse 9.

- GIAMBASTIANI M. (1983) - *Valutazione geomorfologica del rischio di frana, di valanga e di piena da rotta glaciale in un'area alpina (Courmayeur, Valle d'Aosta)*. Geol. Tecnica, **2**: 5-16, 8 fig.
- GIARDINO M., MORTARA G. & BONETTO F. (2001) - *Proposta per la realizzazione di un catalogo aerofotografico dei ghiacciai italiani*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **V**: 89-98, 10 figg., 1 tab.
- GOFFÉ B. & BOUSQUET R. (1997). - *Ferrocapholite, chloritoid and lawsonite in metapelites of the Versoyen and Petit Saint Bernard Units (Valais Zone, Western Alps)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **77**: 137-147.
- 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)*. Mém. Géol. (Lausanne) **12**: 147pp.
- GOVI M. (1966). - *Contributo alla conoscenza della zona mesozoica di Avise (alta val d'Aosta)*. Soc. Geol. Ital., Boll., **85**: Part 3-4, 705-719.
- GRASMUK K. (1961). - *Die helvetischen sedimente am nardostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)*. Ecl. Geol. Helv. **54/2**: 255-450.
- GUERMANI A. & PENNACCHIONI G. (1997). - *Brittle precursors of plastic deformation in granite: an example from the M. Blanc massif (Helvetic, Western Alps)*. Journ. Struct. Geol. **20**: 135-148.
- KINZL H. (1932) - *Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervortässe in den Schweizer Alpen und der Mont-Blanc-Gruppe*. Z. Gletscherkd, **20**: 269-397.
- JONGMANS W.J. (1960) - *Die Karbonflora der Schweiz*. Beitr Geol Karte Schweiz NF 108, 97pp.
- LAMANNA F. (1995). - *Studio geologico-strutturale della regione di Pré saint Didier (Ao) e considerazioni sulla circolazione idrica profonda*. Tesi di Laurea Università degli Studi di Torino.
- LASSERRE J.L. & LAVERGNE C. (1976). - *Le volcanisme tholéitique de la Zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie*. Thèse de doctorat, Grenoble, 252pp.
- LE ROY LADURIE E. (1967) - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 379 pp.
- LESCA C. (1955) - *Osservazioni sui laghi del Ghiacciaio del Miage*. Boll. Com. Glac. It., **7** (II s.): 29-55.
- LESCA C. (1976) - *Relazione della campagna glaciologica 1975*. Boll. Com. Glac. It., **24** (II s.): 89-92.
- LOLLINO G., MONTI S., TERRANDO A. & COMETTO C. (2000) - *Funzione svolta dal monitoraggio della chiesa parrocchiale di Courmayeur e del pendio di valle, prima, durante e dopo i lavori di consolidamento*. Riassunto, Atti del convegno "Condizionamenti Geologici e Geotecnici nella Conservazione del Patrimonio Storico Culturale", Torino, 7-8-9 giugno 2000.
- LOUBAT H. (1968) - *Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen"; Savoie (France), province d'Aoste (Italie)*. Arch. Sci. (Soc. Phys. Hist. Natur. Geneve), **21**(3): 265-454.
- MAGNY M. (1995) - *Une histoire du climat*. Errance, Paris, pp. 176.
- MAISCH M. (2000) - *The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future decay scenarios*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **23**: 139-151.
- 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.
- MANKTELOW N.S. (1985) - *The Simplon Line: a major displacement zone in the Western Lepontine Alps*. Ecl. Geol. Helv. **78**: 73-96.
- MARENGO, G.G. (1881) - *Monografia del ghiacciaio della Brenva*. Bolletino del Club alpino italiano **45**: 3-9.
- MARTHALER M. (1984) - *Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et la Val de Tourtemagne (Valais Suisse)*. Ecl. Geol. Helv. **78**: 73-96.
- MARTINS C. & GASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés a ceux de la plaine suisse*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, vol. **7** (1849-50): 554-605, 2 ff., t. 10.

- MAYR F. (1969) - *Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc Gebietes*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement **8**: 31-57.
- MERLANTI F., PAVAN M. & SMIRAGLIA C. (1999) - *Prospezione geofisica sul Ghiacciaio del Miage (Alpi Occidentali)*. VIII Conv. Glaciologico Italiano, Bormio, 9-12 sett., riassunto.
- MEZZENA F. (1982) - *Ricerche storiche e protostoriche in Valle d'Aosta. Risultati e prospettive*, in Atti del Congresso sul Bimillenario della città di Aosta, Bordighera, pp. 157-172.
- MONTERIN U. (1936) - *Il clima sulle Alpi ha mutato in epoca storica?* Boll. Com. Glac. It., **12** (1 s.): 57-107.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987a) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 303-314.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987b) - *Situazioni di rischio idrogeologico connesse all'espansione recente del ghiacciaio del Miage ed all'instabilità dei versanti in alta Val Veny (Massiccio del Monte Bianco)*. Rev. Valdôtaine d'Hist. Naturelle, **41**: 111-118.
- NaNGERONI G. (1951) - *La scomparsa del lago del Miage*. "Rivista mensile del CAI", **1-2**, anno LXX, Torino.
- 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.
- 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. (1914a) - *Ghiacciai quaternari delle Alpi occidentali*. La Geografia, **2**: 282-294.
- NOVARESE V. (1914b) - *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. (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 tt. (1 carta).
- NOVARESE V. (1916) - *Gli stadi postwurmiani nella Valle d'Aosta*. La Geografia, **4**: 73-85.
- OROMBELLI G. (1997) - *Recenti progressi nella valutazione del paleoclima: le variazioni climatiche negli ultimi 150.000 anni*. Ist. Lomb. scienze e Lettere, 73-97.
- 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.
- OROMBELLI G. (2005) - *Il Ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta) nella Piccola Età Glaciale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. VII: 239-251.
- OROMBELLI G. & DELINE P. (1999) - *I depositi lacustri del Vallone della Lex Blanche (Courmayeur, Aosta)*. In: Orombelli G., *Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni*, Univ. di Milano-Bicocca: 487-497, Glauco Brigati ed., Genova.
- OROMBELLI G. & DELINE P. (2002) - *L'Anfiteatro morenico del Miage (Courmayeur, Valle d'Aosta): nuovi dati sulla sua genesi*. Ist. Lomb. Scienze e Lettere, **134** (1-2): 117-133.
- OROMBELLI G. & GNACCOLINI M. (1972) - *La dendrocronologia come mezzo per la datazione di frane avvenute nel recente passato*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 325-344, 10 figg., 2 tabb.
- OROMBELLI G. & MASON P. (1997) - *Holocene glacier fluctuations in the Italian alpine region*. In: FRENZEL B. (ed.), *Glacier fluctuations during the Holocene*, 59-65, Gustav Fischer Verlag.
- OROMBELLI G. & PELFINI M. (1985) - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 17-20.
- OROMBELLI G. & PORTER S.C. (1981) - *Il rischio di frane nelle Alpi*. Le Scienze, **156**: 68-78.
- OROMBELLI G. & PORTER S.C. (1982) - *Late holocene fluctuation of Brenva glacier*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **5**: 14-37.

- OROMBELLI G. & PORTER S.C. (1983) - *Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc massif, Western Italian Alps*. Arctic and Alpine Res., **15** (2): 193-200, 6 figg., 2 tabb.
- OULIANOFF F., & TRUMPY R. (1958) - *Feuille du Grand St Bernard et sa notice explicative*. Atlas geol. Suisse 1/25.000.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, **3** (2): 131-140.
- PARIGI A, MAGGI V. & OROMBELLI G. (1999) - *Variazioni frontali del ghiacciaio del Rutor dal 1820 al 1998*. Atti Convegno Glaciol. It. "Risposta dei ghiacciai alpini ai cambiamenti climatici", Com. Glac. It., Bormio, 9-12 sett.1999.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen Im Eiszeitalter*. Chr. Herm. Tauchnitz, **3**: 717-1119, 44 figg., 12 tt., 7 carte, Leipzig.
- PERELLO P., PIANA F. & MARTINOTTI G. (1999). - *Neo-Alpine structural features at the boundary between the Penninic and Helvetic domains (Pré Saint Didier – Entrèves, Aosta Valley, Italy)*. Ecl. Geol. Helv. **92**: 13pp.
- PERETTI L. & CHARRIER G. (1967) - *Segnalazione ed analisi pollinica di torba deposta alla fronte attuale del ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta). Considerazioni di paleogeografia e paleoclimatologia locale*. Boll. Comit. Glac. It., **14**: 13-31.
- PERETTI L. (1935a) - *Il glacialismo nel Bacino del Rutor*. Boll. Com. Glac. It., **15**: 3-15.
- PERETTI L. (1935b) - *L'evoluzione di alcuni laghi marginali del Ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., **54** (1): 67-75.
- PERETTI L. (1937) - *Morfologia glaciale nella valle della Dora di Verney (Alta Valle d'Aosta)*. Boll. Com. Glac. It., **117**: pp. 20.
- PERETTI L. & CHARRIER G. (1967) - *Segnalazione ed analisi pollinica di torba deposta alla fronte attuale del ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta). Considerazioni di paleogeografia e paleoclimatologia locale*. Boll. Comit. Glac. It., **14**: 13-31.
- POLINO R., BORGHI A., CARRARO F, DELA PIERRE F, FIORASO G. & GIARDINO M. (1999). - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: foglio 132-152-153 Bardonecchia*. Reg. Piemonte Dir. Reg. Serv. Tecn. Prev., 118pp.
- 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.
- PORRO F. (1902) - *Ricerche preliminari sopra i ghiacciai italiani del Monte Bianco*. Boll. Soc. Geogr. It., Ser. IV, **3**: 862-878, 913-937
- PORTER S. & OROMBELLI G. (1981) - *Alpine Rockfall Hazards: recognitions and dating of rockfall deposits in the western Italian Alps lead to an understanding of the potential hazards of giant rockfalls in mountainous regions*. American Scientist, **69**: 67-75, 8 figg.
- PORTER S. C. & OROMBELLI G. (1982) - *Late-Glacial ice advances in the Westwrn Italian Alps*. Boreas, **11**: 125-140, Oslo.
- PORTER S. & OROMBELLI G. (1985) - *Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: evidence and implications*. Geology, **13**: 296-298.
- PORTER S. C. & OROMBELLI G. (1982) - *Late-Glacial ice advances in the Westwrn Italian Alps*. Boreas, **11**: 125-140, Oslo.
- PUMA F., RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G.F. (1989) - *Movimenti di massa nelle alte valli di Susa e Chisone*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 391-399.
- PUPIN J.P. (1976) - *Signification des caractères morphologique du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique*. Thèse Sc. Nat. Nice.
- 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.

- ROVERETO G. (1925) – *La conca di Courmayeur*. Riv. Club Alpino Ital., **44**: 181-189.
- SACCO F. (1917a) - *Il ghiacciaio ed i Laghi del Rutor*. Boll. Soc. Geol. It., **36**: 232-354.
- SACCO F. (1917b) - *L'apparato morenico del Ghiacciaio del Miage*. Boll. Soc. Geol. It., **36**: 323-354.
- SACCO F. (1919a) - *I Ghiacciai italiani del Gruppo del Monte Bianco*. Boll. Comit. Glac. It., **3**: 21-102, con carta glaciologica e 5 tavv. con 34 fot.
- SACCO F. (1919b) - *Les plus grands Blocs erratiques de la Vallée d'Aoste*. Augusta Pretoria, **2**: 115-118.
- SACCO F. (1921) - *La crue actuelle des Glaciers dans la Vallée d'Aoste*. Revue Augusta Pretoria, **7**, 8, 9, 10, Torino.
- SACCO F. (1923) - *Una gigantesca collana di Gemme Glaciali*. Rivista Turistica "Pro Piemonte", Torino, con 17 fig. fot.
- SACCO F. (1925) - *Cascate Valdostane*. Boll. "La Flore" valdotaine, Aosta, con 13 fig. fot.
- SACCO F. (1927a) - *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. Min. LL. PP., Serv. Idr., Uff. Idrogr. Po, Cechchini, Torino.
- SACCO F. (1927b) - *Il paesaggio glaciologico della Valle d'Aosta*. Atti X Congr. Geogr. It.: 4-6, Milano.
- SACCO F. (1934) - *L'anfiteatro morenico recente del Rutor*. Riv. "L'Universo", anno XV, **2**: 908-922.
- SACCO F. (1935) - *Forme geografiche valdostane e loro causa*. Flore Valdotaine, **22**, pp. 7, Aosta.
- SACCO F. (1939) - *Il Quaternario nella Catena del M. Bianco*. Mem. Acc. Sc. Torino, Tomo 70, con carta glaciol. di 1:25.000.
- SACCO F. (1947) - *I Ghiacciai del Gr. del M. Bianco nel settembre 1945*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., **24**, Torino, con 4 fig.
- SAIBENE C. (1951) - *Lo svuotamento del Lago del Miage*. Natura, XLII: 107-114.
- SARTORI M. (1987) - *Structure de la zone du Combin entre les Diablond et Zermatt (Valais)*. Ecl. Geol. Helv., **80** (3), 789-814.
- SCHAEER J.P. (1960) - *Les porphires quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St-Bernard, Valais, Suisse*. Geol. Rundsch, **46**, 147-158.
- SCHIAVO A. (1997) – *Evoluzione tettonica e metamorfica del massiccio del Rutor*. Tesi Dottorato Univ. Padova.
- SCHMID S.M. & KISSLING E. (1999). - *The arc of the Western Alps in the light of new data on deep crustal structure*. Tectonics, in pubbl..
- 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.
- SCHOELLER H. (1929). - *La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère*. Bull. Serv. Carte Géol. De la France **175**, XXXIII.
- SCHÜRCH M. L. (1987). - *Les ophiolites de la zone du Versoyen, France-Italie*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. **67**, 374-375.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1997) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Banca dati geologica - Linee guida per l'informatizzazione e per l'allestimento per la stampa della banca dati*, Quaderni SGN, Serie III, Volume 6. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.
- SESTINI A. (1939) - *Osservazioni e ricerche sulle valli di Courmayeur*. Estr. Mem. Geol. Geogr: Giotto Dainelli, **1**: 217-290, Firenze.
- SMIRAGLIA C., DIOLAUTI G., CASATI D. & KIRKBRIDE M.P. (2000) - *Recent areal and altimetric variations of Miage Glacier (Monte Bianco massif, Italian Alps)*. In: *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publication n° 264, Ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond & A. Fountain. Workshop on Debris-Covered Glaciers, Seattle, September 2000.

- SODERO D. (1968). - *Sull'età barremiana-aptiana delle formazioni basali del "flysch" della zona delle brecce di Tarantasia in valle d'Aosta*. Soc. Geol. Ital., Boll., **87** (1): 223-231.
- SORRISO VALVO M. (1985) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. Ital., **50**: 179-185.
- STAMPFLI G.M. (1993). - *Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?* Ecl. Geol. Helv. **86**: 1-45.
- STEK A. & HUNZIKER J.C. (1994). - *The tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt*. Tectonoph. **238**: 229-254.
- STEK A. (1990). - *Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes centrales*. Ecl. Geol. Helv. **83/3**: 603-627.
- STRUMIA G. (1997) - *Oscillazioni glaciali precedenti la Piccola Età Glaciale documentate da un suolo sepolto in una morena del ghiacciaio del Lys*. Il Quaternario, **10** (2): 153-158.
- 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.
- THÉLIN P. (1983) - *Les gneiss de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage prémétamorphique (Alpes Valisannes, Suisses)*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne.
- THÉLIN P. (1992) - *Les métapelites du Mont Mort: une fenêtre métamorphique (zone du Rutor, 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: J. Von Raumer and F. Neubauer (eds): *The Pre-Mesozoic Geology of the Alps*. Springer Berlin, Heidelberg, New York.
- THÉLIN P., SARTORI M., LENGELER R. & SCHARER J.-P. (1990) - *Eclogites of Paleozoic or early alpine age in the basement of the penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland* - Lithos, **25**: 71-88.
- THOMSON M. H., KIRKBRIDE M.P. & BROCK B. W. (2000) - *Twentieth century surface elevation change of the Miage Glacier, Italian Alps*. In: *Debris-Covered Glaciers*. IAHS Publication n° 264, Ed. by M. Nakawo, C. F. Raymond & A. Fountain. Workshop on Debris-Covered Glaciers, Seattle, September 2000.
- TONGIORGI E. (1937) – *Osservazioni sull'evoluzione climatica della foresta montana e subalpina della valle di La Thuile (Piccolo San Bernardo)*. Nuovo Giornale Botanico, **44**: 627-630.
- TRUMPY R. (1952). - *Presence probable du jurassique superieur et du cretace inferieur au SW du massif du Mont-Blanc*. Soc. Geol. France, C. Rno. 9-10.
- TRUMPY R. (1954). - *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. Ecl. Geol. Helv., **47/2**.
- VALBUSA U. (1933) – *Lo sviluppo del lago nuovo al ghiacciaio del Rutor e i nuovi laghetti di Usselettes*. Atti della Soc. It. per il progresso delle Scienze, XXII riunione, 2, Bari, ottobre 1933.
- VALBUSA U. (1935) – *Lo sviluppo del lago Nuovo al Rutor e la idrografia subglaciale*. Atti della Soc. It. per il progresso delle Scienze, XXIII riunione, 2, Roma.
- VALBUSA U. (1937a) - *Il Ghiacciaio della Punta o Becca Bianca e il suo letto morenico a solchi paralleli (Gruppo del Rutor - Alpi Graie)*. Boll. Com. Glac. It., **17**.
- VALBUSA U. (1937b) - *Il nuovo e il vecchio pozzo glaciale del Rutor*. Estratto da Alpinismo, 8 e 10, 1937-XV. Rivista mensile C.A.I. Sez. Torino. Tip. Litografia Carlo Accame, Torino.
- VANUZZO C. (1994) - *Contributo alla conoscenza dei rock glaciers della Valle d'Aosta settentrionale e occidentale*. Il Quaternario, **7** (1/a): 57-64.

- VANUZZO C. (2001) - *The glacier retreat in Valle d'Aosta (Western Italian Alps) from the Little Ice Age to the second half of the 20th century: linear, areal, volumetric and equilibrium line altitude changes*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **24**: 99-113.
- VIOLETT LE DUC E. (1876) - *Le massif du Mont Blanc. Etude sur sa constitution géodésique et géologique, sur ses transformations et sur l'état ancien et moderne de ses glaciers*. Baudry, Paris, XVI, pp. 280.
- VIVIAN R. (1975) - *Le glaciers des Alpes Occidentales - Etude géographique*. Tip. Allier, Grenoble, pp. 513.
- VON RAUMER J. F. (1987). - *Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv, Zeugen variszischer Krustenbildung in den Westalpen*. Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Monatshefte, **8**: 493-512.
- ZIENERT A. (1965) - *Gran Paradiso - Mont Blanc; Prähistorische und historische Gletscherstände. Eiszeitalter und Gegenwart*, **16**: 202-225.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Bergzerreissung und Talzuschub*. Geol. Rundsch., **58** (3): 974-983.
- ZULAUF R. (1963). - *Zur Geologie der tief penninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberem Val d'Aosta (Italien)*. Tesi, Zürich.