

VII - AMBIENTE E GEORISORSE

Non è compito specifico di queste note geologiche illustrare le peculiari attrattive dell'ambiente naturale e del paesaggio valdostano, un *unicum* non solo dal punto di vista geologico. Il tema principale sono i dissesti. Le crisi meteorologiche, peraltro meno frequenti che nel settore centro-orientale delle Alpi, sono la causa scatenante di periodici eventi alluvionali, rapidi trasporti in massa (*debris flow*) e frane di vario tipo che hanno colpito e continueranno a colpire la Valle d'Aosta, favoriti da fattori predisponenti (acclività ed energia dei versanti, materiali sciolti facilmente erodibili, substrato roccioso fratturato, disgelo del *permafrost*), spesso aggravati da insediamenti umani in località a rischio (ANSELMO *et alii*, 1979; PORTER & OROMBELLI, 1981; FORNO & MASSAZZA, 1983; MORTARA *et alii*, 1992; OROMBELLI, 1998; MERCALLI *et alii*, 2003; SCHIERMEIER, 2003; ALBERTO *et alii*, 2007; HILKER *et alii*, 2009; HASLER *et alii*, 2011). Si tratta del succedersi di fenomeni ben noti, registrati già nel Medio Evo, una storia in realtà assai più antica documentata dai depositi alluvionali e gravitativi olocenici rappresentati nel foglio e dalla loro evoluzione morfologica.

La prima parte del capitolo è dedicata alla storia dei dissesti (alluvioni e frane) e al rischio idrogeologico a scala regionale e nel settore valdostano del foglio, con limitate osservazioni sul settore svizzero, tratte principalmente dalle note illustrative dei Fogli Chanrion-Velan (BURRI *et alii*, 1999) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2004). Le biblioteche e gli archivi storici del CNR-IRPI di Torino e di altri enti pubblici sono ricchi di documenti che descrivono le numerose alluvioni avvenute in passato, il verificarsi o il riattivarsi di fenomeni gravitativi e i dissesti legati alla dinamica dei corsi d'acqua, tuttora rilevabili sul territorio. Le notizie storiche si riferiscono in prevalenza ai centri abitati della valle principale, rappresentata nei Fogli Aosta e Chatillon, mentre poche sono le informazioni sulle alte valli del Foglio Monte Cervino, un tempo quasi disabitate, ad eccezione della Valtournenche e della bassa Val di Bagnes, colpita quest'ultima dalle catastrofiche alluvioni del 1595 e 1818, ricordate nel Capitolo II. Le note illustrative dei fogli sopra citati riassumono lo stato delle conoscenze agli inizi del nuovo millennio.

Un accurato censimento degli "eventi idrogeologici" avvenuti in Valle d'Aosta dal 800 al 2002 è fornito da MERCALLI *et alii*, (2003). Documenti fondamentali per conoscere in dettaglio lo stato dell'arte e fronteggiare in modo adeguato il rischio idrogeologico alla luce dei suoi parametri predisponenti e scatenanti sono forniti dall'Inventario dei fenomeni franosi in Italia (Progetto nazionale

IFFI; ALBERTO *et alii*, 2007; GIARDINO & RATTO, 2007; RATTO *et alii*, 2007, 2009), realizzato in seguito all'evento disastroso del 5 maggio 1998 a Sarno e in altre località dell'Italia Meridionale, e dal Catasto informatizzato dei dissesti della Valle d'Aosta, attivato recentemente dal Centro Funzionale della Regione, consultabile *on line*: (<http://catastodissesti.partout.it/>).

I paragrafi che seguono sono dedicati ai dissesti (alluvioni, frane, deformazioni gravitative), alle mineralizzazioni a Cu-Fe coltivate in un passato ormai lontano ed ora abbandonate, e alla modesta attività estrattiva. Il capitolo termina con brevi cenni sulle sorgenti e sui principali impianti idroelettrici presenti nel territorio del foglio.

1. - DISSESTI

Il dissesto idrogeologico è definito in Regione come “insieme dei processi morfologici (dall'erosione superficiale ad opera delle acque di ruscellamento o dei corsi d'acqua, sino alle frane o alle esondazioni dei fiumi) che modificano il territorio in tempi relativamente rapidi o rapidissimi, provocando danni all'ambiente, ai manufatti, alle attività antropiche, sino a causare talvolta la perdita di vite umane”.

1.1. - IL CATASTO DEI DISSESTI

Il Catasto regionale dei dissesti nasce in veste embrionale nei primi anni 90' (inizi del Progetto CARG, BONETTO & PASQUALOTTO, 1991), in versione analogica-descrittiva basata su documenti forniti dall'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrologica nel bacino padano di Torino (CNR-IRPI), diretto da Mario GOVI, e da uffici e biblioteche della Regione. Dopo la devastante alluvione dell'ottobre 2000, oltre alle notizie storiche già acquisite, sono state raccolte e schedate tutte le informazioni fornite dal personale tecnico della Regione, da Enti di ricerca e da liberi professionisti, mentre la banca dati descrittiva è integrata con documenti cartografici. La banca dati è stata implementata con il progetto IFFI (2001-2004) e con attività successive, protratte sino al 2011, in collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino: in tale ambito sono stati acquisiti tutti i dati esistenti presso le Stazioni forestali della Regione, con validazione geologica delle informazioni raccolte e, ove possibile, arricchimento della base dati cartografica per i dissesti storici. A partire dal 2010 la banca dati è stata arricchita e aggiornata periodicamente in base alle segnalazioni sul territorio fornite dalle Stazioni forestali, utilizzando una innovativa procedura di acquisizione au-

tomatica dei fenomeni segnalati; questi dati sono poi validati e inseriti nel Catasto dei dissesti a cura dei geologi del Centro Funzionale.

1.2. - EVENTI ALLUVIONALI

Nella tabella 3 sono elencati, in ordine cronologico, i principali eventi alluvionali che hanno colpito il territorio della media e bassa Valle d'Aosta e le regioni circostanti. Ricordiamo alcuni aspetti degli eventi alluvionali principali, a partire da quello del 1846, con particolare riguardo al territorio del Foglio Monte Cervino, rimandando il lettore a MERCALLI *et alii* (2003), GIARDINO & RATTO (2007), RATTO *et alii*, (2007) e al Catasto regionale dei dissesti per la storia precedente, maggiori dettagli e ulteriori notizie su questo ed altri settori della Regione.

1846 - Anno particolarmente funesto per la Valle d'Aosta: l'alluvione del 16-17 maggio colpisce gravemente il bacino del T. St Barthélemy, la Valtournenche, il comune di Chambave (Foglio Chatillon) e l'intera Valle d'Aosta. Si registrano alcune vittime a Cleyvaz, frazione di Valpelline. Un secondo evento alluvionale avviene il 17 ottobre, interessando parte degli abitati già dissestati nei mesi precedenti. Forti piogge associate ad elevata fusione di neve e ghiaccio ingrossano la Dora Baltea e alcuni suoi tributari: in Valtournenche, dal Giomein a Châtillon, alcune case vicine ai torrenti sono danneggiate o distrutte, mentre grandi blocchi di ghiaccio sono trasportati dall'acqua sino a Châtillon.

1866 - Il 27 settembre, dopo quattro giorni di intensa pioggia, la Dora esonda in varie zone e il T. Buthier abbatte alcuni ponti a Valpelline e Roisan.

1868 - Il 17 agosto la Valle del Lys subisce un grave evento alluvionale che provoca due vittime e la distruzione di decine di ponti. Il 2-3 ottobre dello stesso anno il T. Buthier esonda nuovamente e demolisce uno stabilimento industriale di Aosta; la piana del Montjovet è inondata dalla Dora e a Donnas le acque invadono le strade del paese; straripano il Lys e molti suoi tributari: una lapide posta sul lato meridionale della chiesa parrocchiale di Gressoney St Jean indica che l'acqua superò al centro del paese l'altezza di due metri.

1879 - Il 12 giugno è segnalato lo “scivolamento” di una intera foresta a Cogne, evento che sembra anticipare il grande collasso avvenuto a Gimillan nel 2000. Frane ed esondazioni in Valpelline.

1885 - Il 29 aprile, verso le ore 20, una grande frana si stacca nella zona della Balma, sotto la Becca di Nona, e discende come *debris flow* verso la

Tab. 3 - *Elenco dei principali eventi alluvionali e dissesti correlati, censiti nella banca dati alfanumerica del Servizio Cartografia e Assetto Idrogeologico della Regione, aggiornato in base al Catasto dei Dissesti, integrato da dati tratti da MERCALLI et alii (2003); in grassetto le alluvioni più catastrofiche.*

- Principal alluvial events and related damage, quoted in the alphanumeric database of regional "Servizio Cartografia e Assetto Idrogeologico", updated by means of "Catasto dei Dissesti" and integrated by literature data (MERCALLI et alii, 2003); bold: catastrophic floods.

Alluvioni XI-XII secolo

Alluvione 1390
Alluvione 1519
Alluvione 1594
Alluvione 1610
Alluvione 1620- 15-19 giugno

Alluvione 1640 12-20 settembre

Alluvione 1646 16-17 ottobre
Alluvione 1654 6-8 luglio
Alluvione 1680 8 giugno
Alluvione 1734 13 ottobre

Alluvione 1755 14 ottobre

Alluvione 1756 2 giugno
Alluvione 1759 23-26 giugno
Alluvione 1772 17 settembre
Alluvione 1840 30-31 ottobre

Alluvione 1846 16-17 maggio

Alluvione 1846 17-18 ottobre
Alluvione 1860 2 settembre
Alluvione 1866 27 settembre
Alluvione 1868 17 agosto, 2-3 ottobre
Alluvione 1879 11-12 giugno
Alluvione 1985 29 aprile
Alluvione 1905 29 luglio
Alluvione 1906 novembre
Alluvione 1908 giugno
Alluvione 1910 13-14 giugno
Alluvione 1914 22-23 luglio
Alluvione 1920 settembre e novembre
Alluvione 1926 maggio e ottobre
Alluvione 1929 12 giugno
Alluvione 1939 maggio e giugno
Alluvione 1948 4-5 settembre
Alluvione 1951 20-27 maggio

Alluvione 1957 13-16 giugno

Alluvione 1958 19-20 agosto
Alluvione 1972 giugno e agosto
Alluvione 1977 7-8 ottobre
Alluvione 1978 7 agosto
Alluvione 1980 7 agosto
Alluvione 1981 22-27 settembre

Alluvione 1993 22-25 settembre

Alluvione 1997 17 luglio

Alluvione 2003 13-16 ottobre

Alluvioni 2008-2011

piana, trascinando un'enorme quantità di terra, blocchi rocciosi e alberi. I torrenti straripano, i villaggi di Cheneyre e di Pollein sono minacciati e gli abitanti abbandonano le case. Verso le ore 21 cade una seconda frana, seguita alle 23 da una terza, ancora maggiore (MERCALLI et alii, 2003).

1905 - Il 29 luglio una "bomba d'acqua" colpisce il comune di Bionaz, in Valpelline, e provoca una violentissima piena del T. Crête Sèche che travolge l'alpeggio Les Noyer, causando la morte di dodici persone e la distruzione di tre edifici.

1906 - Nella prima settimana di novembre, caratterizzata da piogge torrenziali, una frana di crollo distrugge la cappella seicentesca di Santa Barbara a Thoules Dessus, in bassa Valpelline, e danneggia alcune abitazioni della frazione.

1910 - Il 13 ottobre un'intensa perturbazione investe la vasta regione compresa tra il Piemonte nord-occidentale e la Val d'Ossola, generando numerose colate detritiche ed esondazioni dei torrenti che provocano gravissimi danni anche in bassa Valle d'Aosta, nel territorio dei comuni di Arnad, Hône, Bard e Donnaz. Ad Arnad muore una persona e le coltivazioni allagate sono distrutte. Nella frazione San Giovanni di Bard una grande frana invade l'alveo della Dora e ne devia il corso verso la strada provinciale, erosa o danneggiata per circa 500 m; la linea ferroviaria è interrotta. Gravi danni si registrano anche nelle valli di Gressoney e Champorcher, devastate dai corsi d'acqua, *debris flow* e innumerevoli frane. Le conseguenze più gravi dell'evento alluvionale avvengono nelle frazioni di Donnaz situate in riva destra della Dora: gli enormi apporti solidi dei torrenti Fer, Valbona (Valsorda) e Boretto travolgono le frazioni Outrefer, Clapey, Pramotton, Gran Vert e Montey; dodici case sono distrutte ed altre rese pericolanti.

1914 - L'esteso ed intenso evento alluvionale del 22-23 luglio provoca una grande piena del T. Marmore e del T. Buthier, con crollo di ponti, esondazioni e danni alla rete stradale; Aosta è allagata dal T. Buthier che esce dall'alveo e demolisce una fabbrica.

1920 - Il 22-24 settembre piogge torrenziali alimentano una violenta piena della Dora e di alcuni suoi tributari, tra cui il T. Marmore e il T. Buthier (il giorno 24 cadono 81 mm di pioggia ad Aosta, 81 mm a Valtournenche, 115 mm a Valpelline, 167 a Champorcher). I danni maggiori si registrano in Valsavarenche, in Val di Rhêmes e soprattutto in Valgrisenche, mentre la piana tra Sarre e Saint Marcel è inondata. Il giorno 14 novembre una massa di roccia e di ghiaccio si stacca improvvisamente dal Pilier

- d'Angle (Monte Bianco), precipita sul sottostante ghiacciaio della Brenva e si propaga velocemente sino al fondovalle. Cinque giorni dopo un'altra enorme massa di ghiaccio e roccia percorre l'intero ghiacciaio, sbarra il corso della Dora e risale il versante destro della Val Veny, distruggendo cinquanta ettari di bosco. Il materiale franato è dell'ordine di 6-7 milioni di m³ (VALBUSA, 1921; OROMBELLI & PORTER, 1981). L'evento si ripeterà con caratteri analoghi nel 1997. Nella prima decade di dicembre una frana interrompe la strada provinciale a Bard.
- 1926 - Il periodo 13-16 maggio è caratterizzato da violente piene torrentizie in Valpelline, Val di Rhêmes e Val di Cogne, con crollo di numerosi ponti; grave minaccia per il territorio comunale e l'abitato di Pollein per imponente trasporto in massa e formazione di un nuovo cono di deiezione; la piana tra Quart e Saint Christophe è inondata. Nella prima decade di ottobre una tromba d'acqua si abbatte su Le Pouilles (Aosta) e nelle strade l'acqua raggiunge i tre metri d'altezza, costringendo gli abitanti a rifugiarsi sui tetti; le campagne sono completamente allagate.
- 1929 - 12 giugno: forte piena della Dora Baltea e di alcuni corsi d'acqua principali, ponti demoliti e lesionati in Val Savarenche e in Val di Rhêmes.
- 1939 - Maggio-giugno: abbondanti piogge primaverili e fusione della neve sono probabilmente la causa della notevole accelerazione dei movimenti di una grande frana complessa sul versante nord-orientale del M. Pancherot (Valtournenche), già attiva l'anno precedente. Il materiale detritico-glaciale forma "un gran torrente di fango" che si suddivide in due rami, uno dei quali raggiunge l'alveo del T. Marmore. Il volume della frana, ancora in movimento nell'agosto, è stimato in circa 500.000 m³ (VANNI, 1940).
- 1948 - L'evento del 4-5 settembre colpisce specialmente la Valle del Lys, con estesi allagamenti a Gressoney, crollo di ponti, interruzioni stradali, frane (una ventina ad Issime). Le conseguenze peggiori ad Issime dove le acque spazzano via quattro abitazioni ed una persona perde la vita. Crolla il ponte ferroviario tra Donnaz e Pont-St-Martin.
- 1951 - Evento alluvionale dal 20 al 27 maggio: in Valtournenche i torrenti Chamois e Suis causano gravi danni alla frazione Nuarsaz di Antey-Saint-André. A Donnaz, sul versante destro della valle, si rivivono i timori dell'ottobre 1910: una colata detritica del T. Val Sorda investe la frazione Montey. Segnalati danni anche in Valpelline e in Val d'Ayas.
- 1957 - Ancora più grave è l'alluvione che dal 12 al 15 giugno devasta il Piemonte e l'intera valle d'Aosta, con frane ed estese esondazioni della Dora Baltea, del Buthier e di molti altri torrenti laterali nel settore settentrionale del Gran Paradiso e in quello meridionale del Monte Rosa (GOVI, 1973).
- 1958 - Le forti precipitazioni del 19 agosto interessano in particolare la Valtournenche, le valli d'Ayas e di Champorcher, e la valle principale tra Bard e Châtillon: nelle 24 ore si misurano 76 mm di pioggia a Bard, 82 a Perrères, 84 a Brusson, 94 a Montjovet, 104 a Champdepraz, 108 a Promiod, 130 a Champorcher e 154 a Châtillon, valore che per quest'ultima località rappresenta la massima precipitazione giornaliera nel periodo 1913-90 (MERCALLI *et alii*, 2003). In Valtournenche, esondazioni, *debris flow* e frane nel comune di Antey-Saint-André; un fabbricato è distrutto da una colata a Buisson di sopra.
- 1972 - In Valtournenche, la frana attiva dell'Alpe Suis, a sud di Chamois, contribuisce ad alimentare il carico solido del T. Sauverou che, il 5 e 7 giugno, genera due colate detritiche che raggiungono il settore sinistro del conoide presso la frazione Nuarsaz (GOVI *et alii*, 1979). Nel periodo 13-17 agosto una perturbazione con epicentro in alta Valle dell'Orco colpisce con piogge violente le valli settentrionali del Gran Paradiso e marginalmente la Valle di Ollomont, originando violenti processi torrentizi con interruzioni alla rete stradale.
- 1977 - Un'intensa perturbazione in estensione dall'Alessandrino meridionale raggiunge la Valle d'Aosta. Il 7-8 ottobre numerosi torrenti esondano, con sensibili effetti in Val di Cogne e nella Valle di Champorcher. Lungo la valle principale la Dora straripa in vari tratti tra Nus e Donnaz, mentre un'imponente colata detritica prodotta dal T. Molinaz (Pontey) invade per circa 300 m e con spessori plurimetri la sede autostradale (MERCALLI *et alii*, 2003).
- 1978 - Un violento nubifragio provoca in bassa valle la piena impetuosa della Dora e dei suoi tributari che esondano, causando danni nei comuni di Verres, Pont Saint Martin, Hône ed in particolare ad Arnad. Frane e piene sono segnalate anche nei bacini dei torrenti Ayasse, Evançon e Lys. Nei giorni 7-8 agosto si misurano 84 mm di pioggia a Gressoney-d'Ejola, 138 a Bard, 139 a Champorcher, 196 a Pont Boset.
- 1980 - In Valtournenche, il 7 agosto una colata detritica del T. Chamois invade il campeggio di Buisson (Antey-St-André), occupato da 900 ospiti. A pochi chilometri di distanza, il torrente Petit Monde interrompe la strada regionale nei pressi di Fiernaz (MORTARA & TURITTO, 1989).
- 1981 - Dal 22 al 27 settembre piogge di forte intensità si abbattano su alcuni settori della re-

gione. In Valpelline, Valtournenche, valli di Cogne, di Champorcher e del Lys sono segnalate numerose frane e piene in tributari minori. In novembre, una frana in località Frassinere (Valpelline) abbatte alcune case disabitate.

1982-1983 - Il 17 gennaio 1982 una grande frana di crollo si stacca dalla testata del ripido bacino che sovrasta l'abitato di Fiernaz, modellato nel lembo austroalpino di Etirol-Levaz, sul versante destro della media Valtournenche: il materiale franato - circa 500.000 m³ di roccia - si distribuisce sul conoide sottostante, interessando marginalmente l'abitato e la S.S. 406. Dopo giorni di pioggia, il 20-22 maggio 1983, nel canale di scarico del conoide prodotto dalla frana di Fiernaz si genera una colossale colata detritica che sommerge con spessori plurimetri parte delle abitazioni e la strada statale della Valtournenche (MANDRONE, 1995).

1993 - Dal 22 al 25 settembre un severo evento alluvionale colpisce numerose vallate della Regione. Tra le più colpite la Val di Cogne, in cui la Grand'Eyvia devasta il campeggio di Epinel e abbatte il vecchio ponte di Aymavilles, la Valsavarenche e l'alta Valle del Lys, con gravi danni alla frazione di D'Ejola. Il 6 ottobre crolla una porzione rocciosa del versante che sovrasta l'abitato di Buisson in Valtournenche: grandi bocchi oltrepassano la strada statale in fondovalle arrestandosi a breve distanza dalla stazione della funivia per Chamois (MERCALLI *et alii*, 2003).

1997 - Il 18 gennaio una grande porzione di granito (circa 100.000 m³) si stacca dallo Sperone della Brenva del Monte Bianco e crolla sul sottostante ghiacciaio della Brenva dando origine ad una velocissima valanga mista che ingloba blocchi rocciosi, ghiaccio e neve. Una nube gigantesca, alta alcune centinaia di metri, spazza il ghiacciaio, raggiunge il fondovalle investendo un gruppo di sciatori (due perdono la vita), abbatte un bosco secolare di conifere e risale lungo il versante destro della bassa Val Veny, esaurendosi contro il Mont Chetif (BARLA *et alii*, 2000; BOTTINO *et alii*, 2002). Analogo fenomeno era avvenuto nel 1920. Nell'estate sono segnalati colamenti rapidi nella conca di Chamois.

2000 - La grande alluvione. Tra il 13 ed il 16 ottobre 2000 l'intera Valle d'Aosta è colpita da uno dei più severi eventi alluvionali avvenuti negli ultimi due secoli. Come ricordato nelle note del Foglio Chatillon (RATTO in DAL PIAZ *et alii*, 2010), l'estrema gravità dei suoi effetti è legata alla coazione dei seguenti fattori predisponenti e scatenanti: i) intense precipitazioni su tutto il territorio regionale; ii) presenza, all'interno del fenomeno, di alcune fasi di forti precipitazioni, in particolare durante le prime ore del 15 ottobre; iii) innalzamento dello zero termico da

2400 a 3000 m per effetto di venti di scirocco e conseguente scioglimento della coltre nevosa caduta in precedenza; iv) avanzato stato di saturazione delle coltri di materiali porosi che rivestono i versanti per effetto delle intense precipitazioni avvenute tra fine settembre e i primi di ottobre (100-200 mm); v) assetto litologico e morfologico. L'alluvione del 2000 fu caratterizzata dall'estensione regionale dei fenomeni e dalla loro varietà tipologica, con estese aree esondate, frane di scivolamento, colate rapide e fenomeni di trasporto in massa su conoidi. Essa provocò diciassette vittime tra la popolazione e danni alle infrastrutture per 500 milioni di euro. In successione cronologica, questi sono stati i principali fenomeni prodotti dall'evento dell'ottobre 2000: i) drastico aumento dei livelli idrici di tutti i corsi d'acqua sino a valori critici; per quanto riguarda la piena della Dora Baltea, il picco strumentale è transitato tra le ore 9.00 (media valle) e le 14.00 di domenica 15 ottobre (bassa valle), con una portata vicina a 3.100 m³/s e un tirante idrico superiore di 4 m rispetto al livello di esondazione; ii) innesco dei fenomeni di *debris-earth flows, soil slip* e frane tra il 14 ottobre (area di Gimillan, presso Cogne) e la mattina del 15, principalmente tra le ore 7.00 e le 9.00, nel settore centrale della valle (Pollein, Nus, Fenis, Chambave); iii) innesco di dissesti lungo le aste torrentizie tributarie, tra cui quelle del Buthier, del Marmore e del Lys; iv) attivazione o riattivazione di fenomeni gravitativi che coinvolgono estese superfici e grandi volumi. I principali dissesti registrati nel territorio del Foglio Monte Cervino sono stati l'erosione, il rimodellamento e la divagazione di vari tratti degli alvei nelle tre valli principali e nelle loro tributarie, la deposizione di materiale grossolano nelle piane esondate e i diffusi fenomeni di *debris flow* lungo molti conoidi alluvionali e con misti al piede dei versanti e nei ripidi gradini delle valli laterali sospese. Con riferimento alle zone abitate, vanno ricordati l'isolamento di Antey-St-André e dell'alta Valtournenche causato dalla esondazione dei torrenti Petit Monde e Covalou e dalla profonda erosione dell'alveo del Marmore a Grand Moulin, i *debris flow* che hanno interrotto le strade regionali della Valpelline e della Valle di St Barthélemy e, in quest'ultima, il crollo del ponte della strada per Lignan, ubicato a q. 1343, poco a valle di Issologne (al margine del Foglio Chatillon).

Eventi recenti - Piogge intense e dissesti correlati (esondate, *debris flow*) dal carattere prevalentemente locale sono avvenuti in Valtournenche e in Valpelline nel maggio-giugno 2008 e nell'estate 2011.

Valutando la distribuzione e la cronologia degli eventi alluvionali sulla base dei dati storici riportati nel catasto dei dissesti, appare chiaro che, salvo qualche caso particolare, i fenomeni più devastanti sull'ambiente naturale e sulle strutture antropiche si ripetono da secoli negli stessi luoghi, evidenza che gli abitanti tendono tuttavia a rimuovere, convinti che “*non s'era mai visto un evento di tale gravità*” o che “*l'evento era imprevedibile*”. Dimenticare la storia è la causa prima del ripetersi degli stessi errori: molti sono i dissesti che si dovrebbero ricordare, dalla ripetuta attivazione di conoidi alluvionali, come quelli dei torrenti Comboé (1711, 1957, 2000), Chalamy (1110, 1654, 1673, 1766, 1958) e Saint-Barthélemy (1846, 2000), alle piene della Dora Baltea, fenomeni che hanno provocato gravi danni durante svariati episodi alluvionali avvenuti nei secoli, senza dimenticare il crollo di numerosi ponti quasi sempre nei medesimi luoghi, tra cui il Pont Suaz di Charvensod, ai piedi del Monte Emilius, distrutto e ricostruito almeno quindici volte dal 1332 (RATTO in DAL PIAZ *et alii*, 2010). Ancora una volta, quindi, si conferma l'importanza di conservare ed utilizzare la memoria storica degli eventi pregressi quale elemento fondamentale nella valutazione della pericolosità e del rischio e, di conseguenza, nella pianificazione territoriale (GOVI *et alii*, 1979; RATTO *et alii*, 2007).

1.3. - FRANE

Nel territorio del Foglio Monte Cervino, la carta alla scala 1:25.000 distingue una dozzina di frane con trasporto glaciale, oltre duecento frane recenti e *debris flow* descritti in dettaglio nel Capitolo IV dedicato alla stratigrafia dei depositi quaternari, a cui si rimanda. Gli accumuli di frana (sigla a1) e, in particolare, i *debris flow* (b4) assumono particolare rilevanza ai fini della valutazione delle condizioni di rischio. Il foglio riporta gli accumuli di frana di dimensioni maggiori, prodotti in prevalenza da fenomeni di crollo, concentrati nei bacini dei T. Marmore e di St Barthélemy, più scarsi in Valpelline e nel settore svizzero. Ulteriori notizie sono reperibili nel citato Progetto IFFI, che ha censito in Valle d'Aosta 5.218 fenomeni franosi (DGPV comprese), corrispondenti ad una superficie di circa 580 km²; tenendo conto delle numerose frane storiche di cui non è possibile definire l'estensione è ragionevole ritenere che il territorio regionale interessato dai fenomeni franosi sia il 24% circa. I fenomeni più frequenti sono i crolli, seguiti dalle frane di scivolamento, da quelle complesse e dai colamenti superficiali, mentre le dimensioni maggiori sono quelle delle deformazioni gravitative, seguite dai crolli e dalle frane complesse.

1.4. - ALCUNE FRANE STORICHE

I principali accumuli di frana presenti nell'area del foglio sono descritti nella parte del Capitolo IV, dedicata alla stratigrafia e alle facies dei depositi quaternari, nell'Inventario dei fenomeni franosi (ALBERTO *et alii*, 2007; RATTO *et alii*, 2007) e nel Catasto dei dissesti. Riprendiamo ora e completiamo la descrizione di alcuni episodi molto recenti e significativi, la frana della Becca de Leseney in Valpelline (1953) e quella della cresta del Leone al Cervino (2003), dissesti che si aggiungono alle frane di Randa in Vallese, del 1991 (SARTORI *et alii*, 2003), del Felik (4 agosto 1936; MONTERIN, 1937; DUTTO & MORTARA, 1992), alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa 1:50.000), del Monte Ersa, Chamois (VANNI, 1925) e Fiernaz-Buisson (MANDRONE, 1995) in Valtournenche ed a molte altre minori. Questi eventi sono la palese testimonianza della fragilità endemica dell'ambiente di alta montagna, in evidente peggioramento soprattutto nella fascia altimetrica soggetta al recente disgelo del *permafrost*, fenomeno registrato anche in molti *rock glacier* e DGPV.

1.4.1. - La frana della Becca de Leseney

Il maggiore dissesto recente della Valpelline è la frana della Becca di Luseney (Leseney), avvenuta l'8 giugno 1952 (CERUTTI, 1952; STRAGIOTTI & PERETTI, 1953; DUTTO & MORTARA, 1991). Si tratta di una *rock avalanche* staccata dalla parete occidentale della Becca di Luseney (3503 m), a 3150-2900 m di quota, scivolata lungo un piccolo ghiacciaio di placca, ormai sparito, e propagatasi verso nord entro la stretta comba di Arbières, fino al T. Buthier, con un dislivello complessivo di quasi 1500 m ed un percorso di 3,9 km (fig. 117). Raggiunto il fondovalle, il materiale di frana ha rimontato il versante opposto per una cinquantina di

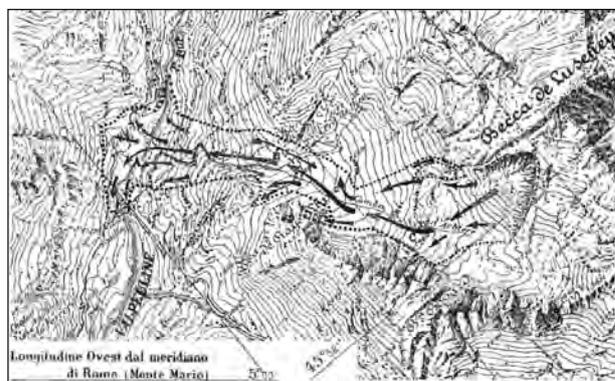


Fig. 117 - Frana della Becca de Leseney in Valpelline, 1952 (STRAGIOTTI & PERETTI, 1953): percorso e limiti della *rock-avalanche* nel vallone di Arbière.
- Becca de Leseney landslide, Valpelline, 1952 (STRAGIOTTI & PERETTI, 1953): trajectory and boundaries of *rock-avalanche* along the Arbière valley.

metri, fino all'attuale strada regionale della Valpelline, seppellendo i casolari dell'alpeggio di Chamin (quattro vittime). L'enorme accumulo è costituito da blocchi di paragneiss kinzigitici della Serie di Valpelline in matrice sabbioso-limosa di origine glaciale e gravitativa: il suo volume è di almeno 4-5 milioni di m³, assai maggiore delle stime fornite in letteratura (0,3-1,5 milioni di m³). Il processo ha coinvolto anche un notevole volume di ghiaccio (almeno alcune decine di migliaia di m³), documentato dalla presenza nel corpo di frana, a 2050-2100 m e sul fondovalle, di caratteristici blocchi di ghiaccio compatto, di forma conica, alti alcuni metri e rivestiti da detrito minuto, fotografati da STRAGIOTTI & PERETTI (1953) una settimana dopo l'evento. La frana sbarra il T. Buthier, creando un lago effimero di oltre 300.000 m³, motivo di fortissime preoccupazioni per tutta la Valpelline e per la città stessa di Aosta: due giorni dopo l'acqua, aprendosi violentemente un varco nell'accumulo, travolge due case nella frazione Poullaye.

Nell'ortofoto e nell'immagine LIDAR si vedono chiaramente la nicchia di distacco, il percorso della frana sulla sinistra di una vasta coltre di depositi detritici di origine mista, provenienti dalla parete nord-ovest della Becca, il superamento dell'incisione che marca la faglia di Praz de Dieu-Vofrede, in grande evidenza morfologia (fig. 104A), i gradini finali e quello che resta dell'accumulo frontale, eroso dal Buthier e preservato in riva destra del fiume. La sua presenza è tanto più rilevante in quanto la Valpelline è una valle molto povera di grandi eventi di questo tipo.

1.4.2. - La frana alla *cheminée* del Cervino nell'estate 2003

I detriti diffusi alla base delle pareti del Cervino sono l'evidenza di una lunga storia di crolli che caratterizza l'evoluzione recente della catena (GIORDANO, 1869a). Il 9 luglio 1943 crolla un tratto della cresta di Furggen e il fenomeno si ripete il 18 agosto; nel complesso sono circa 240.000 m³ di roccia che cadono sul ghiacciaio del Cervino (VANNI, 1943), generando un ampio conoide ancora ben visibile sotto la copertura glaciale.

Numerose frane di crollo sono avvenute in tutta la catena alpina nella caldissima estate del 2003, quando lo zero termico era rimasto a lungo sopra i 4500 m (e.g., SCHIERMEIER, 2003; GRUBER *et alii*, 2004; GRUBER & HAEBERLI, 2007). L'evento più noto nelle Alpi occidentali è quello che il 18 agosto ha sconvolto la cresta del Leone e la via di salita del Cervino dal versante italiano, nel tratto della cosiddetta "*cheminée*", poco sotto la Capanna Carrel (HARRIS *et alii*, 2009; AMITRANO *et alii*, 2010; HASLER

et alii, 2012). In realtà, la "*cheminée*" era un diedro verticale, alto una quindicina di metri, attrezzato con un catena, un tempo con canapo (fig. 118A).



Fig. 118 - (A) Il diedro della *Cheminée*, fotografia storica. (B) Scistosità e sistemi di frattura nella cresta del Leone sotto la Capanna Carrel (per la cortesia di L. Trucco).

- (A) *Dibedral structure of Cheminée, historical photography.* (B) *Scistosity and fracture systems of Lyon ridge below the Carrel Hut (L. Trucco courtesy).*

Il diedro era definito da due sistemi di giunti ortogonali entro un complesso di gneiss granitici della Serie di Arolla, solcati da un filone leucocratico sub-orizzontale (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Si è trattato del crollo improvviso dell'intero sperone che costituiva il fianco sinistro (salendo) del diedro: il distacco è avvenuto lungo una frattura subverticale, diretta circa nord-sud e trasversale rispetto alla cresta del Leone, e alla base lungo S₂ e un sistema di giunti a franappoggio, meno inclinati del versante molto acclive. La frattura subverticale era piena di permafrost, come documentato dalla lastra di ghiaccio lucente esposta in parete a crollo avvenuto (fig. 6). Lo sperone poggiava sul fianco normale, pendente dolcemente verso sud-ovest, della grande piega coricata con cerniera e pieghe parassite visibili nelle pareti sud ed ovest, a lato della cresta del Leone (profilo A a margine del foglio). Il crollo non ha fortunatamente causato vittime, anche se ha bloccato numerosi alpinisti alla Capanna Carrel (3829 m), riportati a valle con l'elicottero. Dopo una laboriosa opera di disaggio dei numerosi massi pericolanti e di parziale ripristino, la via del Leone è stata riaperta agli alpinisti. Permane tuttavia uno stato di estrema precarietà di questo tratto della Gran Becca (non il solo), caratterizzato da ammassi rocciosi instabili, frammentati da sistemi di fratture beanti e con giacitura sfavorevole, come appare chiaramente in figura 118B.

In via sperimentale, nel 2007, è stato installato presso la Capanna Carrel, a cura del CNR-IRPI di Torino e della Regione, un sistema di controllo telematico basato su misure *in situ* delle variazioni di temperatura della roccia e su una rete di geofoni per registrare le emissioni acustiche prodotte dall'apertura di fratture e per segnalare l'ulteriore evolversi delle condizioni di deformazione dell'ammasso roccioso (ARATTANO *et alii*, 2008). Le prime registrazioni hanno indicato una possibile correlazione tra la distribuzione degli eventi microsismici, concentrati in specifiche parti del settore sotto controllo, e l'andamento della temperatura (AMITRANO *et alii*, 2010, con rif. bibl).

Analoghi crolli erano avvenuti il 15-16 luglio lungo la cresta dell'Hörnli, causando la chiusura della via normale svizzera. Anche in questo caso le condizioni dell'ammasso roccioso e la sua evoluzione in rapporto alle variazioni climatiche e al degrado del permafrost sono state monitorate in via sperimentale con l'installazione, a 3440-3480 m, di una serie di sensori termici e di strumenti geotecnici per il controllo cinematico delle fratture (HASLER *et alii*, 2008, 2012, con rif. bibl).

Altri crolli nella zona della Capanna Carrel sono avvenuti nelle estati 2006 e 2010.

2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE E GRANDI FRANE

Le deformazioni gravitative (*Sackung, tassement*) possono essere considerate frane molto lente, a lungo attive e che coinvolgono aree di estensione chilometrica e volumi di roccia dell'ordine delle centinaia di milioni di m³ o maggiori. In questi ultimi anni le ortofotografie e le immagini satellitari ad alta risoluzione hanno favorito notevolmente l'individuazione e l'analisi delle aree in dissesto. Secondo una definizione corrente, le "deformazioni gravitative profonde di versante" (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, 1995). In realtà le tipologie sono molteplici, espressione di condizioni locali o di stadi evolutivi differenti: i) in molti casi il processo ha carattere multilaterale, coinvolgendo una intera dorsale sottoposta a sistemi di deformazione variamente orientati, ii) possiede una superficie di scorrimento basale, esposta o sepolta, espressa da anisotropie litostratigrafiche, strutturali o meccaniche, iii) il grado di deformazione interna può essere elevato anche se lo spostamento laterale è in genere relativamente piccolo, tranne che per il settore distale, privo di sostegno dopo il ritiro glaciale e spesso caratterizzato dal rilascio di imponenti frane (*e.g.*, BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992; GIANOTTI, 2010). L'insacco delle deformazioni gravitative e la loro evoluzione spazio-temporale richiedono condizioni morfologiche e strutturali favorevoli, con particolare riguardo ad una elevata energia del rilievo con decompressione laterale dei versanti dopo il ritiro del ghiacciaio di valle, alla presenza di potenziali piani di scivolamento e alla loro giacitura o a sistemi di giunti subverticali e a franappoggio, meno inclinati del versante. Elementi morfologici utili per il loro riconoscimento sono lo sviluppo di sdoppiamenti di cresta, crepacci, trincee e depressioni chiuse, anche di notevoli dimensioni, movimenti rotazionali documentati da superfici in contropendenza, scarpate, collassi della parte frontale se delimitata da una superficie libera (*e.g.*, ZISCINSKY, 1969; CAVALLIN *et alii*, 1987; SORRISO-VALVO, 1988; BERTOLO, 1990; PASUTO & SOLDATI, 1990; CRESCENTI *et alii*, 1994; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; PASQUARÈ, 2001; MASSIRONI *et alii*, 2003). Oltre ai fattori predisponenti, è tuttora in discussione la causa determinante del dissesto: la pura gravità (come vorrebbe il nome) o una sua interazione con la tettonica recente e la sismicità (*e.g.*, DRAMIS, 1984; GIARDINO *et alii*, 1997; BISTACCHI & MASSIRONI, 2001; CADOPPI *et alii*, 2007).

Nel Foglio Monte Cervino e in altri settori della Valle d'Aosta si osserva un campionario di deformazioni gravitative di notevole interesse, alcune note da tempo (MORTARA & SORZANA, 1984, 1987; BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992; DE GIUSTI *et alii*, 2004), altre segnalate recentemente (ALBERTO *et alii*, 2007; GIANOTTI, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2011b; MARTINOTTI *et alii*, 2011) o ancora inedite ed evidenti soprattutto nelle immagini LIDAR (fig. 119A),

rese disponibili nel 2011 (solo per la parte italiana), dopo la conclusione dei rilievi di campagna e la consegna di una prima bozza digitale del foglio. Nel complesso sono state riconosciute alcune decine di zone soggette a deformazione gravitativa, di varie dimensioni e più o meno evolute, per un'area di circa 43 km², corrispondente al 10% del settore italiano del foglio. In carta sono stati indicati con il consueto sovrassegno solo i dissesti maggiori. In alcuni casi le

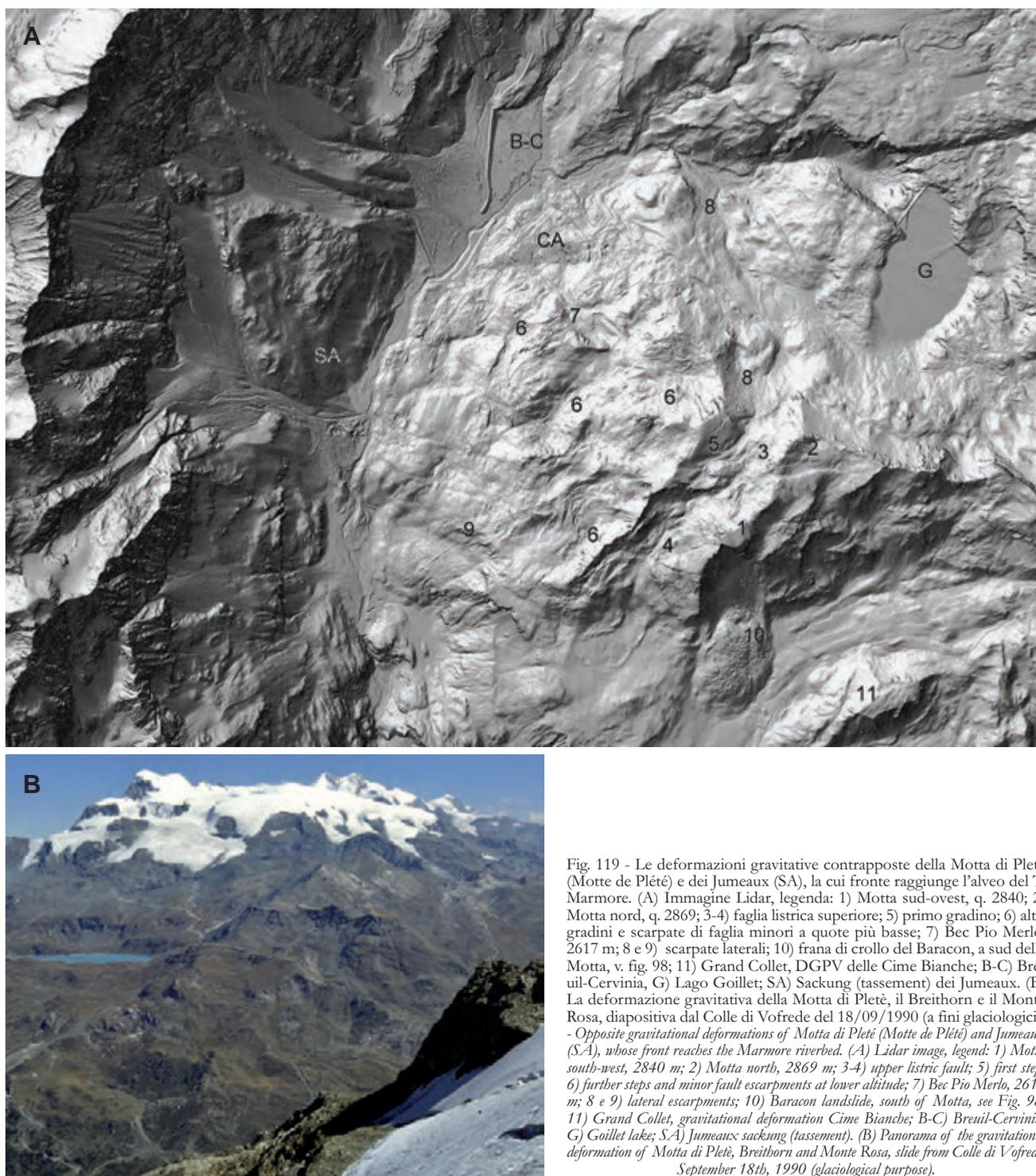


Fig. 119 - Le deformazioni gravitative contrapposte della Motta di Plèté (Motte de Plèté) e dei Jumeaux (SA), la cui fronte raggiunge l'alveo del T. Marmore. (A) Immagine Lidar, legenda: 1) Motta sud-ovest, q. 2840; 2) Motta nord, q. 2869; 3-4) faglia listrica superiore; 5) primo gradino; 6) altri gradini e scarpate di faglia minori a quote più basse; 7) Bec Pio Merlo, 2617 m; 8 e 9) scarpate laterali; 10) frana di crollo del Baracon, a sud della Motta, v. fig. 98; 11) Grand Collet, DGPV delle Cime Bianche; B-C) Breuil-Cervinia, G) Lago Goillet; SA) Sackung (tassement) dei Jumeaux. (B) La deformazione gravitativa della Motta di Plèté, il Breithorn e il Monte Rosa, diapositiva dal Colle di Vofrede del 18/09/1990 (a fini glaciologici). - Opposite gravitational deformations of Motta di Plèté (Motte de Plèté) and Jumeaux (SA), whose front reaches the Marmore riverbed. (A) Lidar image, legend: 1) Motta south-west, 2840 m; 2) Motta north, 2869 m; 3-4) upper listric fault; 5) first step; 6) further steps and minor fault escarpments at lower altitude; 7) Bec Pio Merlo, 2617 m; 8 e 9) lateral escarpments; 10) Baracon landslide, south of Motta, see Fig. 98; 11) Grand Collet, gravitational deformation Cime Bianche; B-C) Breuil-Cervinia, G) Goillet lake; SA) Jumeaux sackung (tassement). (B) Panorama of the gravitational deformation of Motta di Plèté, Breithorn and Monte Rosa, slide from Colle di Vofrede, September 18th, 1990 (glaciological purpose).

deformazioni gravitative si estendono sino alla base del versante, raggiungendo il fondovalle. Il fenomeno è particolarmente evidente nei dintorni di Avuil, poco a valle di Cervinia, dove il fondo della Valtournenche è ridotto allo stretto alveo del Marmore per effetto di due grandi deformazioni gravitative che interessano i due versanti opposti (fig. 119A): in sinistra la DGPV della Motta di Plété, in destra quella dei Jumeaux. Si tratta di deformazioni gravitative non particolarmente estese, se confrontate con le maggiori DGPV della regione ($\geq 20 \text{ km}^2$): sono però tra le prime ad essere state individuate, sia per la loro marcata evidenza morfologica, sia per la presenza tra Cervinia (Cielo Alto) e la centrale CVA di Perrière di molteplici strutture (abitative, sciistiche, idroelettriche) soggette a deformazione. Il lento scivolamento verso il fondovalle e la conseguente perdita di contrasto laterale hanno comportato un marcato allentamento del substrato roccioso e la sua suddivisione in blocchi e ammassi separati da fratture aperte, di ogni dimensione e variamente orientate; queste ultime, colmate da detriti, assumono l'aspetto di trincee e depressioni chiuse, come quelle esemplari delle Cime Bianche (versante occidentale) e del paese di Valtournenche. Le maggiori trincee con decorso subparallelo al pendio finiscono per ospitare corsi d'acqua effimeri, oppure, se il clima lo consente, piccoli ghiacciai.

Motte de Plété - La deformazione gravitativa della Motte de Plété, tuttora attiva, coinvolge il massiccio omonimo costituito da una vetta sud-occidentale (2840 m), da una vetta centro-settentrionale (2869 m) e da una vetta orientale (2962 m nella CTR), situate all'estremità della cresta spartiacque che, partendo dalla Gran Sometta (3166 m, Foglio Monte Rosa), separa il circo del Breuil da quello minore delle Cime Bianche-Gran Collet-Iliaz (Saletta) (fig. 119A-B). La sommità della dorsale ha una caratteristica forma pianeggiante con superficie inerbita: verso ovest essa è delimitata dalla regolare scarpata con cui inizia la deformazione principale che coinvolge l'intero versante e si estende sino a Cielo Alto (Cervinia) e al Marmore (2000-1900 m), nella zona dei tornanti sopra Perrière; la fronte del dissesto è lunga quasi 3 km e l'area coinvolta supera i 6 km^2 . Negli altri due lati la dorsale Gran Sometta-Motte de Plété è delimitata da versanti esarati dai ghiacciai, poi erosi e soggetti a frane di crollo, anche se non mancano fratture e gradini longitudinali (diretti circa est-ovest) che documentano incipienti fenomeni di estensione e collasso in senso trasversale, con abbassamento relativo di qualche metro del settore settentrionale del pianoro sommitale erboso.

Come indicato nello schema tettonico a margine del foglio, la dorsale della Motte de Plété è modellata in litotipi riferibili alle tre unità tettoniche della Zona

del Combin (DAL PIAZ *et alii*, 1979a; DAL PIAZ, 1988, 1992; BERTOLO, 1990; VANNEY & ALLEMANN, 1990; DE GIUSTI *et alii*, 2004): i) l'unità ofiolitica del Combin, nel tratto superiore, ii) l'unità di scollamento Pancherot-Cime Bianche, tra 2700 e 2450 m circa sul lato meridionale, iii) l'unità ofiolitica del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), mascherata in larga misura da detrito di falda e frane ed estesa sino alla base dei due versanti, dove poggia, con contatto tettonico, sull'unità eclogitica di Zermatt-Saas. La prima unità è costituita da dominanti prasiniti tabulari, con qualche intercalazione di calcescisti, rare quarziti a manganese e serpentiniti milonitiche. La seconda è costituita da marmi, dolomie, quarziti e scisti quarziticci permo-mesozoici in affioramenti piccoli e distanziati. La terza, visibile solo nel tratto inferiore del versante meridionale, ha spessore di 150-200 m ed è costituita da anfiboliti albitiche e prasiniti, talora a granato, con qualche lente di serpentiniti milonitiche.

L'assetto morfologico e strutturale della deformazione gravitativa è apprezzabile, nel suo insieme, in fotografie riprese dai pressi del Mt Blanc du Creton (fig. 119B), nelle ortofoto e soprattutto nella splendida immagine LIDAR (fig. 119A). Partendo dall'alto, la prima grande scarpata corrisponde al piano della faglia gravitazionale (fig. 120A) che, con rigetto di circa 150 m, ribassa i calcescisti del pianoro sommitale a formare il grande gradino erboso che culmina a q. 2726 (fig. 120B); il carattere listrico della faglia è documentato dalla rotazione del gradino con inclinazione in contropendenza di una ventina di gradi. Profondi crepacci e cavità carsiche, più o meno mascherati dal manto erboso, descrivono il sistema di sforzi tensionali in atto nella zona, diretti verso ONO (principale), nord-est e sud (fig. 120B). Il gradino, lungo circa 700 m e largo 300-400 m, è suddiviso in tre parti: quella centrale, erbosa, e due laterali, ribassate rispettivamente verso nord-est e verso sud da marcati gradini trasversali. Verso valle, il gradino principale è delimitato da una seconda scarpata, più lunga e articolata della precedente. Procedendo da nord verso sud, il primo tratto della seconda scarpata pende a nord, si estende sino a q. 2726 m e costituisce la corona di un circo delimitato sulla sinistra dal Bec Pio Merlo (2617 m). Il tratto sottostante immerge ad occidente, è interrotto e ribassato dal gradino diretto est-ovest che forma il fianco destro dell'alto vallone sopra Cleyves de la Seyvaz e prosegue lungo la cresta collassata che separa tale vallone da quello di Champ Long, ricco di grandi accumuli di frana e in cui è insediata la condotta forzata della centrale idroelettrica di Perrière. Non mancano i blocchi ruotati anche a quote inferiori (fig. 120C). Gradini irregolari, rimodellati da erosione e collassi, si osservano percorrendo la

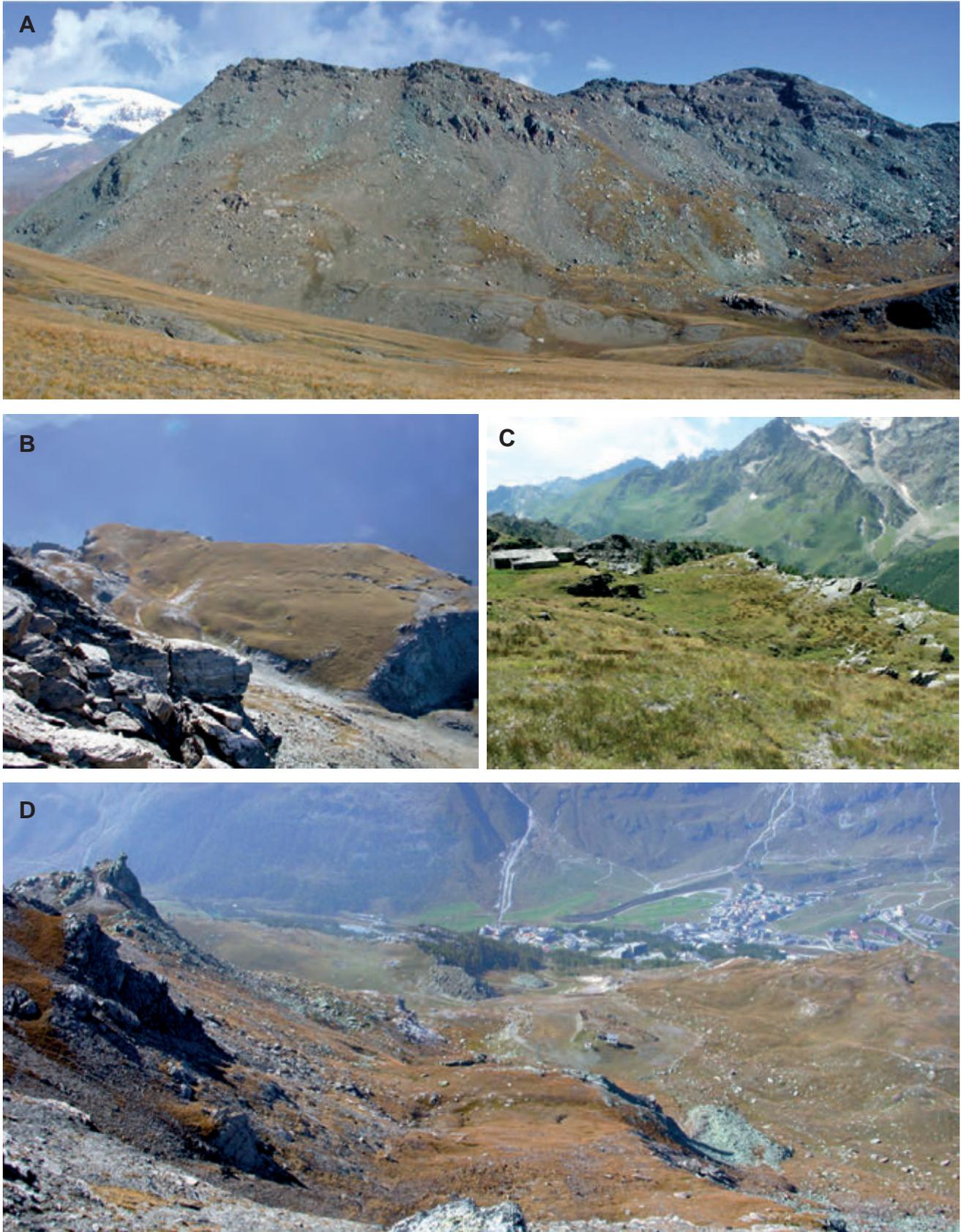


Fig. 120 - Aspetti della deformazione gravitativa della Motta di Pleté: (A) la grande faglia listrica sommitale; (B) la superficie erbosa del primo gradino, ruotato rispetto alla posizione suborizzontale originaria, con numerosi crepacci; (C) altro blocco ruotato in contropendenza; (D) il Bec Pio Merlo e la parte bassa, fortemente disgregata, della DGPV.

- Features of the Motta di Pleté gravitational deformation: (A) the great top listric fault; (B) the grass surface of first step, rotated from the former subhorizontal setting and cut by numerous crevasses; (C) another counterslope rotated block; (D) Bec Pio Merlo and the pervasively dismembered lower part of the gravitational deformation.

pista della vecchia *decauville* per la diga del Goillet, in particolare a nord del Bec Pio Merlo, a 2500 m circa (con depositi glaciali e falesia di prasiniti, calcescisti e marmi), nella dorsale di q. 2304 m (prasiniti con sottostanti calcescisti e dolomie), in località Chapellette (2377 m, prasiniti e dolomie) e, ancora più in basso, tra Ivette e Cielo Alto (fig. 120D). Man mano che si procede verso valle, diminuiscono gli affioramenti rocciosi di una certa estensione e divengono predominanti i prodotti sciolti derivati dal loro estremo collasso, con aspetto spesso di vere e proprie frane, assieme a depositi quaternari coinvolti nella deformazione o prodotti dalla locale erosione di forme rilevate.

La Motte de Plété è una tipica DGPV. Le cause predisponenti del dissesto sono la presenza di un ammasso roccioso con caratteristiche meccaniche in genere scadenti, una fratturazione spesso pervasiva e la generale giacitura a franappoggio con moderata inclinazione (5-30°) del *bedding* litostratigrafico, della conforme scistosità regionale S₂, dei contatti tettonici interni e di quello basale della Zona del Combin, caratterizzato quest'ultimo dalla presenza di lame di serpentiniti milonitiche e cloritoscisti. Un ruolo importante nell'evoluzione del processo è assunto dalle acque di fusione delle nevi e delle piogge, completamente assorbite dall'area del dissesto che appare priva di un reticolato idrografico; esse sono convogliate sopra il piano di scivolamento basale e riemergono al contatto tra le frane frontali e i sottostanti depositi glaciali di fondo (e.g., Villa Rey). La causa determinante va attribuita alla redistribuzione degli sforzi in seguito al ritiro dell'antico ghiacciaio di valle che, appoggiato al versante, lo sosteneva: in altre parole alla gravità e alla decompressione di un versante sovracompresso e ad alta energia (DAL PIAZ, 1992). Schematizzando l'evoluzione del processo, l'insieme di questi fattori ha prodotto nello stadio iniziale l'apertura di vecchi giunti e di nuove fratture parallele al versante e la loro migrazione verso l'alto, con disarticolazione dell'ammasso roccioso e la formazione di depressioni chiuse. Segue lo stadio intermedio, caratterizzato da lenti fenomeni di scivolamento dell'ammasso roccioso lungo le rocce carbonatiche tettonizzate dell'unità Panche-rot-Cime Bianche e soprattutto lungo il sottostante contatto milonitico-cataclastico tra la Zona del Combin inferiore e la Zona di Zermatt-Saas: il processo è governato da faglie gravitazionali, subverticali o listriche, con formazione di una successione di grandi gradini che progressivamente si abbassano, ruotano e si rompono ulteriormente, dando luogo alle prime frane nel settore frontale e in quelli più acclivi. Lo stadio finale, tuttora in atto, è caratterizzato dal collasso dell'intera dorsale, con sviluppo di frane e di campi di grandi massi che rivestono vasti

settori alla base del versante. Nel loro insieme, il pianoro sommitale della Motte de Plété e la sottostante gradinata di blocchi ruotati e ribassati costituiscono un analogo naturale, a piccola scala, della spalla e degli alloctoni estensionali di un margine continentale passivo di tipo asimmetrico.

Jumeaux - Già nota e cartografata come *région écroulée* (ARGAND, 1908), frana (HERMANN, 1938), frana dei Jumeaux (BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992) o *Sackungsmasse* del Rif. Bobba (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), la deformazione gravitativa dei Jumeaux si distingue dalla DGPV della Motte de Plété per i suoi caratteri peculiari, simili a quelli di una frana di scivolamento in blocco in un versante roccioso molto acclive (è stata inserita in questo capitolo per le dimensioni dell'accumulo e per la sua posizione in fronte alla DGPV della Motta di Plété). Si tratta di uno o più frammenti di basamento cristallino (paragneiss kinzigitici in genere alterati, con pegmatiti, occasionali anfiboliti e rari marmi a silicati), formanti un ammasso ancora unitario anche se fratturato, allentato o fortemente disarticolato al suo interno, ma tale da suscitare l'errata impressione della presenza di roccia in posto, indicata come tale nel Foglio Monte Rosa alla scala 1:100.000 (1912) e riferita alla Serie di Arolla. Il corpo ha forma subtriangolare e notevole spessore, si estende per circa 2.5 km² dallo sperone del Rif. Bobba (2770 m) al letto del Marmore (2000-1950 m), con una fronte di 1.5 km, ed è delimitato lateralmente dai valloni di Maberger e Vofrede (fig. 119A); il volume coinvolto è dell'ordine di 200 milioni di m³. Il profilo topografico mostra due principali rotture di pendenza (a 2570 e 2250 m) e altre minori, parallele all'asse vallivo; verso la parte frontale il corpo mostra una crescente frammentazione sino ad apparire, a tratti, come un ammasso di grandi blocchi sciolti, frammisti a materiale fine. La zona di distacco non ha particolare evidenza morfologica, ma in ogni caso è riferibile all'unità kinzigitica del lembo Mont Mary-Cervino che affiora tra i 3300 e i 2400 m di quota nella parte inferiore della grande parete delle Murailles, nel tratto Becca di Guin-Jumeaux. Il fenomeno è avvenuto lungo uno o più piani di scivolamento ravvicinati, costituiti da un sistema di fratture a franappoggio inclinate meno della parete, accoppiate a discontinuità parietali e discordanti rispetto alla scistosità e alle strutture regionali, disposte entrambe a reggipoggio (vedi sezione geologica B); l'orizzonte di scorrimento è marcato da cataclasi e brecce di frizione nerastre e rugginose, affioranti localmente presso il Rif. Bobba, con pendenza di 40-50° e spessore sino a 20 m circa. Il rigetto verticale è di oltre 400 m e la traslazione sul piano orizzontale di circa 1700 m. Alla fronte, il corpo ha uno spessore attorno ai 300 m ed è ubicato in riva destra del Marmore, senza oc-

cupare l'intero fondovalle, situazione forse spiegabile ipotizzando che esso si sia arrestato contro il ghiacciaio del Marmore, ancora presente. Il corpo di frana presenta, soprattutto nel settore settentrionale (sinistro idrografico), chiari segni di rimodellamento e di deposito ad opera del ghiacciaio di valle e di quelli una volta esistenti ai suoi lati, risultando quindi antecedente alle loro ultime riavanzate maggiori (BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992): buona parte del dissesto era già avvenuto nel Tardoglaciale quando la "linea di equilibrio" (ELA) si attestava ancora sotto i 2400 m (cfr. IV.4.1).

Cresta della Forca, Grand Collet, Becca d'Aran - Deformazioni gravitative con distacco e scivolamento di fette di pareti rocciose lungo fratture subverticali e discontinuità tettono-stratigrafiche a basso angolo sono presenti al margine nord-orientale del foglio, nella conca del Breuil e nel versante sinistro dell'alta Valtournenche, ove costituiscono la parte frontale di dissesti ubicati nel contiguo Foglio Monte Rosa. Il primo caso è situato alla base della parete sud della Cresta della Forca (Furggrat) e coinvolge le successioni carbonatiche e silicoclastiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche, ribassate di circa 250 m ed appoggiate su un substrato di metabasalti con banda di quarziti a manganese. Il dissesto si estende lateralmente alla zona dei Trinceramenti dei Fornets, a est del foglio, dove il rigetto si riduce a circa 150 m (fig. 103).

Il Grand Collet (2725 m) è una propaggine frontale della grande DGPV delle Cime Bianche (Foglio Monte Rosa), una caratteristica bassa dorsale che attualmente divide in due parti il circo glaciale tra la Motte de Plété e la Becca d'Aran, in origine molto ampio. Si tratta di un gigantesco blocco della Zona del Combin, formato da calcescisti, prasiniti, dolomie e quarziti triassiche, scivolato lungo il contatto tettonico con la sottostante Zona di Zermatt-Saas, dolcemente inclinato verso valle (ovest). Come appare chiaramente nell'immagine LIDAR (fig. 119A), il Grand Collet è una specie di "ferro da stiro" a pianta lenticolare, con sommità piatta (paleosuperficie erbosa tipo quella della Motta), fianchi acclivi e ampio settore frontale deformato da trincee e gradini diretti NE-SO. Verso monte si osserva il complesso sistema di trincee e gradini diretti nord-sud che deformano il lato occidentale della cresta spartiacque delle Cime Bianche (Bec Carré-Pointe Sud, CTR), costituita dalle successioni calcareo-dolomitiche dell'unità omonima. Prendendo come riferimento la quota del contatto tra l'unità Pancherot-Cime Bianche e i calcescisti con prasiniti del Combin superiore lungo la cresta nord del M. Roisetta (2970 m), apparentemente esente da significative deformazioni gravitative, e supponendo che il blocco del Grand Collet provenga dalla depressione tra la Pointe Sud e il colle q. 2826 m, si ottengono una traslazione orizzontale di almeno 1300 m e un ribasso

di circa 300 m. Il dissesto delle Cime Bianche-Grand Collet è una tipica DGPV caratterizzata da fratture, gradini e grandi depressioni chiuse, espressione di lente deformazioni ricorrenti lungo un piano di scivolamento ben definito, rappresentato dal contatto tettonico tra le unità del Combin e di Zermatt-Saas.

L'esempio di un analogo dissesto gravitativo allo stato embrionale è offerto dalla impervia parete occidentale della q. 2864 m (IGM), a sud della Becca d'Aran (fig. 84); essa è costituita dalle successioni silicoclastiche e carbonatiche permo-mesozoiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche e da un cappello di calcescisti con intercalazioni di prasiniti e di serpentiniti milonitiche. Un sistema pervasivo di fratture ha favorito il distacco dalla parete di alcuni blocchi e torrioni isolati, mentre nella sovrastante conca erbosa, sul lato orientale della cresta, la deformazione incipiente ha prodotto alcune trincee dirette nord-sud, come la parete.

Valtournenche paese - La DGPV attiva del paese di Valtournenche (fig. 121A) è ubicata sul fianco sinistro della valle e copre un'area di circa 1 km² per la parte morfologicamente più evoluta, modellata su un substrato costituito da metagabbri, metabasiti, serpentiniti e marmi dell'unità eclogitica Zermatt-Saas. Si tratta di un'area variamente ribassata, delimitata a monte da un gradino di scivolamento espresso dalla grande scarpata semicircolare visibile a sud-est di Bringaz, con coronamento a 1840 m, al margine della piana glaciale e palustre di Chanleve (Champ de l'Eve, campo dell'acqua, CTR-IGM). Verso sud (Muranche), la presenza di alti morfologici separati da vallecole (fig. 121B) sono il segno di un rilascio dell'ammasso roccioso verso il T. Cheney. Un secondo gradino di scivolamento, di forma arcuata ed esteso da 1650 a 1550 m circa, delimita un settore con maggiori evidenze di collasso su cui poggiano l'abitato di Cretaz (1500 m) e le frazioni sottostanti. Il parcheggio a sud del paese è insediato nella maggiore depressione chiusa della zona.

L'intensa fratturazione e lo stato di allentamento del substrato roccioso favoriscono la produzione di estese e potenti coltri di natura gravitativa (accumuli di crollo, falde detritiche e prodotti detritico-colluviali) che vanno a coprire la maggior parte della superficie, mascherando affioramenti e coperture originarie. In particolare, la frammentazione dei metagabbri ha prodotto alla base della DGPV di Valtournenche un deposito a blocchi decimetrici spigolosi in matrice sabbioso-ghiaiosa (10-30%) che localmente passa, per comminuta cataclasi della roccia, a potenti lenti di sabbie finissime di colore giallognolo inglobanti rari granuli. Tali prodotti fini costituiscono parte della coltre che ammantava il tratto inferiore della DGPV. Le serie lesioni alla chiesa parrocchiale e ai riporti presso il municipio sono l'effetto di deformazioni locali do-



Fig. 121 - DGPV di Valtournenche: (A) visione d'insieme; (B) elementi morfologici.
 - The gravitational deformation of Valtournenche: (A) general view; (B) morphological elements.

vute ad erosione al piede della DGPV da parte del T. Marmore; il dissesto è stato arrestato, almeno per il momento, con importanti lavori di consolidamento (palificate e opere di sostegno) effettuati nel 2005.

Chamois - Una deformazione gravitativa allo stato iniziale è visibile lungo la cresta spartiacque che separa la comba di Chamois da quella di Cheney (Cheney), nel tratto tra P. Fontana Freida e P. Faliner e nel suo versante meridionale. Anche in questo caso il dissesto coinvolge le successioni di calcescisti con pietre verdi del Combin superiore e l'unità Pancherot-Cime Bianche: è segnalato dallo sdoppiamento della cresta presso q. 2535 e da un insieme di piccoli gradini, trincee e rigonfiamenti del versante che si estendono, verso ovest, sino alla cresta rocciosa (metagabbri) del M. Charvaz (2248 m) e, verso valle, almeno sino agli alpeggi di Charavellesaz (2136 m). Si tratta di un dissesto destinato ad ulteriore evoluzione. Analoghe deformazioni si osservano nel versante occidentale della P. Fontana Freida, sopra la mulattiera per Cheney che corre lungo la spalla glaciale al contatto tettonico tra le zone del Combin e di Zermatt-Saas.

Tantanè - Sul versante orientale del M. Tantanè, versante di Ayas, il basamento cristallino del lembo del Pillonet (gneiss occhiadini, minuti e milonitici, con micascisti verso nord) ed il suo substrato tettonico (calcescisti e subordinate prasiniti del Combin) sono ribassati di circa 150 m lungo un piano di scivolamento ad alto angolo, subparallelo al versante, discordante rispetto alle anisotropie tettono-stratigrafiche della regione. Il dissesto si distingue per un insieme di zone rigonfiate e depresse, gradini e trincee, talora di notevoli dimensioni, chiaramente visibili nell'immagine satellitare, comprendente anche lo spettacolare *rock glacier* del circo sud-occidentale del Tantanè (DAL PIAZ, 1976).

La pietraia ai piedi del versante occidentale del M. Tantanè (metagabbri permiani intesamente fratturati) ospita, a 2450 m, i resti di un insediamento del primo sec. a.C. (Età del Ferro) (fig. 122A).



Fig. 122 - (A) M. Tantanè, versante occidentale: resti di un insediamento del primo sec. a.C. (Età del Ferro). (B) Cava di interti nella conoide del T. Vofrede in riva destra del Marmore a monte di Vorpilles e panorama del settore sud-occidentale della DGPV della Motta di Pleté.

- (A) Remains of an Iron Age settlement (1st Century B.C.) located in the western side of Mt Tantanè. (B) Quarry in the alluvial cone of T. Vofrede, right bank of Marmore, over Vorpilles, and panorama of the South-Western side of the DSGD of Motta di Pleté.

Torgnon-Cima Bianca - Altre deformazioni gravitative sono presenti nel versante destro della Valtournenche, nella zona di Torgnon, lungo il vallone che conduce al massiccio della Cima Bianca e ai piedi della P. Cian (Tsan). La prima DGPV, tra le maggiori dell'area (10 km²), coinvolge il versante orientale della cresta Becca d'Aver-La Fenêtre, costituita da calcescisti e pietre verdi della Zona del Combin, e si estende per circa 4 km sino al T. Marmore, deformando una potente coltre di depositi glaciali; su di essa sorgono le numerose frazioni del comune di Torgnon. Il settore inferiore, maggiormente collassato (Navillod) e ampio oltre 1,5 km², ha raggiunto e sbarrato il fondovalle di Antey, creando a monte una depressione lacustre poi colmata da apporti alluvionali. La seconda DGPV, di piccole dimensioni, è ubicata sul versante opposto del vallone e si estende da poco sotto la Fenêtre d'Er-saz (2290 m) all'alpeggio di Vareton e al fianco sinistro della palude di Detor (1920 m), ricoprendo un'area di circa 1 km²: si tratta di un pendio erboso e boschivo, costituito da un substrato di prasiniti con intercalazioni di calcescisti e serpentiniti affioranti localmente sotto estesi depositi quaternari. La DGPV è messa in evidenza da collassi e rigonfiamenti e da due sistemi di gradini, trincee e depressioni chiuse, diretti rispettivamente NNE e ONO, paralleli alle due creste rocciose che delimitano il dissesto a monte e lateralmente. Dal punto di vista strutturale siamo nell'ambito della Zona del Combin, nel tratto dove l'unità è interposta tra il lembo eclogitico di Etirol-Levaz, a letto, e il lembo del Cervino a tetto. Salendo di quota e passando sul versante destro del vallone si incontrano le deformazioni gravitative che coinvolgono gli gneiss minuti della Serie di Arolla con intercalazioni carbonatiche della Zona di Roisan: si osservano nel circo ad oriente della Cima Bianca, nella dorsale che lo delimita a sud (sdoppiamento di cresta) e nel suo settore frontale, tra Crot des Labies e Crot di Loy. Ancora nel massiccio della Cima Bianca, ma sul lato opposto, ricordiamo il dissesto gravitativo che deforma, con fratture, gradini e collassi, il basamento milonitico e le rocce carbonatiche mesozoiche esposte nel ripido versante sinistro della Valle di St Barthélemy, tra q. 2555 m e il fondovalle presso l'alpeggio di Ollièr (2007 m). Nel 2010, in un tratto di cresta sdoppiata che interessa il fianco occidentale del M. Miracle è stato scoperto un insediamento preistorico riferibile all'Età del Ferro, analogo a quello del Tantané (segnalazione Uff. Beni Archeologici della Regione).

Gran Pays - Una DGPV in fase iniziale, tipica nelle forme, ma di piccole dimensioni (circa 1.2 km²), si osserva lungo la cresta sdoppiata del M. Grand Pays (fig. 45A) e nel suo versante occidentale, sino al fondo (2100 m circa) della Comba Deche.

La cresta di vetta e il tratto superiore del versante sono modellati nelle successioni carbonatiche triasiche (CIARAPICA *et alii*, 2010) della Zona di Roisan, con subordinate miloniti, caratterizzate da un marcato ripiano erboso, ribassato e dolcemente ruotato in contropendenza. La parte sottostante è costituita da ortogneiss minuti e milonitici e da paragneiss kinzigitici del Mont Mary, fratturati, a tratti collassati e coperti da estesi depositi di frana.

Valpelline - Piccole deformazioni gravitative allo stadio embrionale sono presenti nel fianco sinistro della bassa Valpelline. L'esempio principale è fornito dal versante settentrionale della Becca di Noail (Novailloz, 2587 m), costituito da gneiss minuti e milonitici della Serie di Arolla (lembo Dent Blanche), situati a tetto della Zona di Roisan e a letto della Serie di Valpelline: l'ammasso roccioso non appare sostanzialmente dislocato, ma un certo grado di allentamento è segnalato da un gradino arcuato a monte, da grandi fratture aperte e da colate detritiche che rivestono il ripido versante sino all'alpeggio di Verdignolettaz (1408 m).

Sul versante destro della media Valpelline, un collasso a gradinata con trincee e fratture aperte deforma la falesia di gneiss granitici della Serie di Arolla posta sul fianco destro della comba sospesa di Faudery, tra 2200 e 2000 m.

Incipienti deformazioni gravitative si osservano nel complesso kinzigitico in cui è modellato il ripido versante sinistro della Valpelline.

3. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nel foglio sono comprese alcune mineralizzazioni a Cu-Fe che hanno dato luogo, in un passato ormai lontano, a modesta attività estrattiva o di ricerca. Sono insediate nel basamento cristallino del lembo della Dent Blanche in Valpelline e, in prevalenza, nelle successioni di calcescisti con pietre verdi della Zona Piemontese in Valtournenche (CASTELLO, 1981). Nessuna delle numerose mineralizzazioni a silicati ed ossidi di Mn è stata oggetto di lavori minerari, a differenza dei giacimenti di Alagna-Feglieréc e di Praborna-St Marcel (DAL PIAZ *et alii*, 1979, 2010; MARTIN-VERNIZZI, 1982).

3.1. - MINERALIZZAZIONI DI CALCOPIRITE E PIROTTINA NELLA SERIE DI VALPELLINE

3.1.1. - *La miniera di la Servaz, presso Bionaz*

La miniera di rame di Bionaz, più propriamente de la Servaz, è situata nella falesia in riva destra del T. Buthier, a est della frazione di Dzo-venno. La sua ubicazione è indicata nella carta

geologica allegata alla monografia di DIEHL *et alii* (1952), al limite tra kinzigiti e una intercalazione di anfiboliti. La miniera, da tempo abbandonata, sfruttava un filone di quarzo latteo sterile e di quarzo grigio impregnato di calcopirite, spesso 2-3 m. Il filone è incassato in discordanza nei paragneiss a biotite, granato, sillimanite e grafite con intercalazioni di anfiboliti e marmi cristallini del complesso kinzigitico, immerge a sud-ovest di circa 85° e raggruppa cinque affioramenti principali, deformati da faglie e fratture, per una lunghezza complessiva di circa 200 m. Seguendo la descrizione di MONTIBELLI (1927), la coltivazione avveniva in tre livelli: il primo (1574 m) ubicato al bordo della strada comunale di Bionaz, 15 m dalla superficie, il secondo 25 m sotto il primo e il terzo 46 m sotto il secondo. Il filone è troncato da una grande zona di faglia, visibile in sotterraneo, di ampiezza variabile dai 3 m (II livello) ai 20 m (III livello): il tratto settentrionale, situato a letto della faglia, era la parte più interessante dal punto di vista della coltivazione, quello meridionale, a tetto della faglia, costituiva la parte più deformata e frammentata del filone. Vi sono inoltre faglie minori con direzione conforme a quella degli gneiss kinzigitici. Secondo le valutazioni di MONTIBELLI, il tenore in Cu nel *tout-venant*, era del 5 % e, separando il minerale dalla ganga, si otteneva un prodotto al 22% circa in Cu, stime molto ottimistiche come risulta dalla scarsa fortuna della miniera. Gallerie in direzione, traverse, livelli, pozzi e camminamenti hanno permesso a MONTIBELLI di valutare l'estensione del filone mineralizzato per 100 m di lunghezza e 87 m di altezza. La mineralizzazione tenderebbe ad arricchirsi in profondità e vi sono altri 80 m di filone da esplorare, con buona probabilità che la mineralizzazione continui anche al di sotto.

Attualmente la miniera non è più accessibile. Osservazioni geologiche di superficie suggeriscono che si tratti di una mineralizzazione idrotermale relativamente recente, alimentata o riattivata dai fluidi veicolati dalle grandi faglie del Buthier e Praz de Dieu-Vofrede, di possibile età oligocenica se riferite alle manifestazioni di quarzo aurifero e alle listveniti della Val d' Ayas e della faglia Aosta-Ranzola (BISTACCHI *et alii*, 2001).

3.1.2. - Filoni idrotermali di quarzo a pirrottina

Alcuni filoni di quarzo con modesta mineralizzazione di pirrottina sono segnalati in Valpelline a sud della frazione di Closé (Oyace) e a nord-est di Chez-Chenauz (Bionaz), indicati entrambi nella carta di DIEHL *et alii* (1952): i filoni sono potenti sino a un metro e hanno giacitura discordante rispetto alla foliazione del complesso kinzigitico.

3.2. - MINIERE E MINERALIZZAZIONI DI PIRITE-CUPRIFERA NELLA ZONA PIEMONTESE

3.2.1. - *Petite Monde*

Il giacimento piritoso-cuprifero di Petit Monde è situato nel versante destro della media Valtournenche, sotto il paese di Triatel, poco a monte di Antey-St-André. Planimetrie e rappresentazioni schematiche della miniera, riportate da PIEPOLI (1934) e BURTET-FABRIS *et alii* (1971), indicano la presenza di una galleria principale (1350 m), con discenderia, e i ribassi Felice (1335 m) e Catullo (1312 m), in parte ancora accessibili con le dovute cautele: l'ubicazione degli imbocchi è indicata nella Carta dei sentieri n. 7, Valtournenche, edita da l'Escursionista. Il giacimento è stato oggetto di ricerche nell'Ottocento (citato nel 1880 dalla Rivista del Servizio Minerario) e soprattutto nel primo quarto del Novecento, con sospensione delle attività nel 1927, ripresa nel 1941 ad opera della "Società anonima ricerche e coltivazioni miniere" di Milano ed abbandono definitivo nel 1946. In base ai dati forniti nel 1927 dal Ministero dell'Economia Nazionale i tenori in Cu erano del 1-2%, mentre i concentrati al 12% in Cu e al 24-40% in S avrebbero contenuto 50-80 g di argento e 4-23 g di oro per tonnellata; dal 1942 al 1945 sono state estratte 46.000 tonnellate di *tout-venant* con tenore in Cu dello 0.95% (BURTET-FABRIS *et alii*, 1971), insufficiente per una gestione economica del giacimento. Con riferimento ai due articoli sopra citati, la mineralizzazione è costituita da pirite, subordinata calcopirite e limitate quantità di bornite e pirrotina in fini impregnazioni diffuse entro anfiboliti albitiche ad anfiboli sodici e calcici, epidoto, granato, mica bianca, biotite, clorite \pm calcite e raro quarzo. La mineralizzazione tende a concentrarsi in lenti molto appiattite che, nel loro complesso, formano un orizzonte dai contorni mal definiti, esteso per qualche centinaio di metri, spesso da 0.5 a 1.5 m, concordante con la scistosità regionale delle rocce incassanti, inclinato verso nord-ovest (reggipoggio) di una ventina di gradi e deformato da pieghe, ondulazioni e fratture; vi si associano venette discordanti di albite, anfibolo verde, calcopirite \pm pirite, che si estendono sovente alle metabasiti incassanti. Il giacimento mostra un "brucione" d'alterazione con roccia sfatta di colore bruno (limonite) e con chiazze verdi e azzurre (carbonati di rame). L'orizzonte mineralizzato è situato nel tratto superiore di un potente corpo di magnesio-metagabbri dell'unità eclogitica di Zermatt-Saas, esposto in modo discontinuo a causa del fitto bosco che ricopre il ripido versante. La roccia ha struttura da *flaser* a

scistoso-laminata ed è costituita da aggregati verdognoli di orneblenda verde-azzurra, actinolite, clorite \pm clinopirosseno con estesa alterazione nefritica e da aggregati beige-giallognoli di albite, epidoti e zoisite che sostituiscono, rispettivamente, i minerali femici e il plagioclasio calcico del protolite gabbrico. Vi si associano porfiroblasti di granato con alterazione in clorite da incipiente a pervasiva e, in quantità accessoria, rutilo, titanite e carbonato. Nei tipi più deformati il *fabric* fibroso-lenticolare o lineato è sostituito da una struttura milonitica a bande, con alternanza di liste mm-cm verdognole e di liste chiare. Non mancano infine, nel giacimento, varietà con abbondante albite a sviluppo porfiroblastico o ricche in clorite, d'aspetto prasinitico-ovarditico, ma con relitti di granato. Come indicato nella carta geologica, il grande corpo di metagabbri si estende al versante sinistro della Valtournenche ed è coperto da una potente successione di metagabbri e melagabbri eclogitici con intercalazioni di eclogiti glaucofaniche, glaucofaniti granatifere e loro prodotti di retrocessione in facies scisti verdi, derivati da basalti tholeiitici alti in Fe-Ti, con vario grado di alterazione oceanica (KIENAST, 1983).

Tornando alla mineralizzazione, oltre alla pirite e ai già citati altri solfuri visibili ad occhio nudo lo studio al microscopio in luce riflessa segnala la presenza nei blasti di pirite dei seguenti inclusi: cubanite, blenda, galena, oro nativo, molibdenite, tetradimite, millerite, tetraedrite, bismutinite e, tra gli ossidi, rutilo, ilmenite, ematite e rara magnetite (OMENETTO, 1969; BURTE-FABRIS *et alii*, 1971). Tali inclusi, analoghi a quelli rinvenuti nella miniera piritoso-cuprifera di Alagna e interpretati come microrelitti della paragenesi magmatica primaria (DAL PIAZ & OMENETTO, 1966), sono tutti riferibili al metamorfismo alpino (OMENETTO, 1969). A Petit Monde mancano i relitti di pirite d'aspetto "colloforme" rinvenuti ad Alagna e in altri giacimenti piritoso-cuprifera della Zona Piemontese (NATALE, 1969), a testimonianza della loro origine idrotermale di ambiente oceanico, attribuibile anche al giacimento di Petit Monde.

3.2.2. - *Vorpilles*

Piccolo giacimento di pirite cuprifera associata ad un orizzonte di quarziti, marmi e micascisti quarzoso-granatiferi intercalati in una potente successione di prasiniti epidotiche, talora a carbonato e tormalina, contenenti qualche livello di calcoscisti e che passano a cloritoscisti albitici (ovarditi) nel settore settentrionale. Il giacimento è situato sul versante destro dell'alta Valtournen-

che, alla quota di circa 2030-2040 m, 400 m ad ovest dell'alpeggio Vorpilles (GLOM, 1977; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). In tempi lontani è stato oggetto di limitata attività estrattiva, documentata da piccole coltivazioni a cielo aperto e da una galleria di carreggio (2015 m) con *decauville* e discarica al di sotto del suo imbocco. La successione ofiolitica è compresa tra gli scisti argentei permiani dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a tetto, ed il potente corpo di serpentiniti di Les Perrières-Gouffre de Bousserailles, a letto (figg. 60, 81): riferita inizialmente ad una unità sommitale della Zona di Zermatt-Saas (DAL PIAZ & ERNST, 1978), la successione vulcano-sedimentaria è stata poi attribuita alla Zona del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004).

La mineralizzazione ha tipica giacitura strati-forme ed è costituita da prevalente pirite massiccia di colore giallo oro che si concentra in un letto maggiore, potente 30-50 cm, e in alcuni livelli centimetrici, associati intimamente a scisti quarzoso-micacei e a quarziti di vario tipo. Si riconoscono micascisti carbonatici a clorite, granato e cloritoide, quarziti a fengite, clorite \pm epidoto, minori orizzonti sottili di marmi a quarzo, granato, clorite, mica bianca \pm anfibolo e minerali opachi, calcoscisti granatiferi a clorite ed epidoto, fels epidotico-granatiferi a mica bianca, clorite, cloritoide, anfibolo. Micascisti granatiferi e fels silicatici si distinguono per la presenza di abbondante cloritoide, minerale generalmente assente nella Zona del Combin. L'intera successione mineralizzata, spessa 1-1.3 m, è intercalata nella barra di metabasalti prasinitici sopra ricordati, alcuni metri sotto un livello di micascisti carbonatici a clorite e granato. Verso sud l'orizzonte mineralizzato si avvicina progressivamente al contatto tra prasiniti e metasedimenti, sino ad affiorare alla base di questi ultimi.

Al microscopio la mineralizzazione piritoso-cuprifera appare in due distinte tipologie, legate da rapporti transizionali (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978): i) tipo essenzialmente piritoso, con pirite in aggregati granulari (≥ 1 mm) e scarse inclusioni di calcopirite, calcopirite + bornite e blenda; la matrice interstiziale è essenzialmente quarzosa, talora con mica bianca, clorite e scarsa calcopirite; ii) tipo piritoso-cuprifero *s.s.*, con aggregati di idroblasti e granoblasti di pirite ad inclusi di calcopirite, calcopirite + bornite, calcopirite + mackinawite, con pirite mobilizzata in piccole fratture e con calcopirite + blenda. La matrice è anche in questo caso quarzoso-silicatica, con porfiroblasti di granato, plaghe carbonatiche, titanite con orlo di rutilo. La mineralizzazione a Cu-Fe-Zn e il suo contesto litostratigrafico mostrano sensibili analogie con altre mineralizzazioni piritoso-cuprifere della Zona Pie-

montese, specie con quelle associate alle successioni vulcano-sedimentarie dell'unità del Combin. La mineralizzazione non è in diretta contiguità con le metabasiti circostanti: è insediata in una successione sedimentaria ad elevato contenuto in silice biogenica e/o idrotermale ed è riferibile all'attività dei fluidi durante l'espansione del bacino mesozoico ligure-piemontese, in analogia con le mineralizzazioni idrotermali rinvenute nei moderni oceani (BONATTI *et alii*, 1976) da cui si differenzia per aver subito una intensa ricristallizzazione metamorfica alpina.

3.2.3. - *Conca di By*

Nei metasedimenti della Zona del Combin situati a letto e all'esterno del lembo della Dent Blanche è insediata una mineralizzazione di pirite e calcopirite, coltivata in un passato certamente remoto (discenderia e galleria di carreggio frantata, 2640-2620 m). La sua ubicazione è indicata nel Foglio Aosta della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1912, rilievi di NOVARESE), nella carta geologica alla scala 1:25.000 di DIEHL *et alii* (1938, 1952) e nella carta schematica che accompagna l'inventario delle mineralizzazioni nella Zona piemontese compilato da CASTELLO (1981), che la riporta col nome di "filone" di Grange de Balme; è inoltre segnalata da ENGASSER (1923) e citata brevemente nelle note del Foglio Chanrion-Velan (BURRI *et alii*, 1999). Il "filone" è compreso nel Foglio Gran San Bernardo, a nord-est del Col de la Bonne Mort (CTR), 700 m circa a nord-ovest dell'Alpe Filon (2483 m), presso il limite occidentale del Foglio Monte Cervino. Si tratta di una mineralizzazione idrotermale con giacitura stratiforme, ricristallizzata e deformata ad opera dell'orogenesi alpina, degna di nota perché, come quella di Vorpilles, è insediata in quarziti e calcescisti e non è in contatto diretto con metavulcaniti prasinitiche, come avviene di norma.

Nella stessa unità tettonica è ubicata, più a valle, la miniera inattiva di Ollomont (Foglio Gran San Bernardo), con mineralizzazioni piritoso-cuprifere situate in prevalenza nella zona di contatto tra calcescisti, quarziti e prasiniti (PIEPOLI, 1933; GAMALERO, 1969; CASTELLO, 1981).

3.3. - CAVE

L'attività estrattiva presente nel Foglio Monte Cervino è molto modesta a differenza di quella, ancora fiorente, nell'area del Foglio Chatillon. Essa è da tempo limitata alla sola cava di inerti aperta in riva destra del Marmore poco a monte di Vorpilles, alla base del grande conoide di origine mista, con ricorrenti *debris flow* legati alle

piene del torrente Vofrede e dei suoi affluenti, disposti a ventaglio tra lo sbocco dell'omonimo valone glaciale ed il fianco destro della DGPV dei Jumeaux (fig. 122B).

Una grande cava di inerti era stata aperta nei depositi morenici e detritici per il calcestruzzo della diga di Place Moulin, cave minori per le dighe di Cignana e del Goillet.

In passato era stata aperta una cava per coltivare le quarziti lastroidi alla base della cresta nord del M. Pancherot, 100 m a sud dell'Alpe Croux de Dza (fig. 85A-C); la zona era servita da una strada bianca a partire da Crepin (1594 m), frazione di Valtournenche, rappresentata nella CTR e attualmente impraticabile. Le quarziti appartengono all'unità Pancherot-Cime Bianche, sono rappresentate in carta con il codice PCBc. Si tratta di quarziti bianche, molto pure, facilmente suddivisibili in lastre spesse qualche cm. Erano usate allo stato grezzo per lastricati e palladiane, non come "lose" per tetti essendo in genere troppo piccole a causa della fratturazione. Dettagli sulla loro composizione sono descritti nel Capitolo IV, dedicato alla stratigrafia.

4. - SORGENTI

Le sorgenti nel foglio Monte Cervino sono situate al limite tra corpi porosi (permeabilità primaria) o fratturati (permeabilità secondaria) e un substrato impermeabile di varia natura. La prima tipologia, del tutto prevalente, si riscontra in depositi gravitativi, alluvionali o glaciali la cui permeabilità dipende dalle dimensioni dei clasti, dal loro addensamento e dalla percentuale di matrice fine. I principali *reservoir* sono costituiti da detrito di falda, colate di pietre, accumuli di frana, depositi glaciali di ablazione e *rock glacier*, con ubicazione delle sorgenti alla loro fronte, lungo il contatto con depositi glaciali di fondo, con depositi colluviali fini o con il substrato roccioso. Qualche esempio: Villa Rey a Cervinia; la Saletta-Illiaz e Chanleve a Valtournenche; Cheney; la Magdaleine; Chavalary, Salvé e alta Valle di St Barthélemy; combe di Montagnayes, Vessonaz e Verdonaz, sul versante sinistro della Valpelline, e combe d'Oren, Grand Chamin, Vertsan e Crête Sèche in quello opposto. In rapporto con la natura, la permeabilità e le dimensioni del *reservoir* e con il tipo di alimentazione la portata delle sorgenti può essere quasi costante o variare notevolmente, con massimi estivi e minimi invernali.

Passando alla seconda tipologia, la permeabilità degli ammassi rocciosi fratturati rimane costante o può aumentare nel tempo, a seconda che la roccia sia insolubile o solubile. Nel primo caso rientra ad

esempio la piccola sorgente che si incontra a circa 2230 m lungo il sentiero che sale al Rifugio Crête Sèche: sgorga da una fessura in metagranitoidi della Serie di Arolla ed era provvista, e forse lo è ancora, di un bicchiere metallico con catenella agganciata alla roccia. Il secondo caso è rappresentato dai sistemi carsici attivi in alcuni ammassi carbonatici della Zona di Roisan, a contatto con gneiss minuti o miloniti della Serie di Arolla: come ricordato nel Capitolo II, gli esempi migliori si osservano alla testata della valle del T. Petit Mond-Torgnon, sia sul lato orientale, nella comba che porta al Colle Saleron, sia su quello occidentale, con l'inghiottitoio di q. 2534 m a monte del lago Tzan e sorgente captata a nord-ovest dell'Alpe Grand Raye.

Un catasto delle sorgenti e informazioni di dettaglio sugli acquedotti della Valtournenche, della Valle di St Barthélemy e della Valpelline sono reperibili in Regione e presso gli uffici tecnici comunali.

Nel settore svizzero del foglio è rimarchevole la serie di sorgenti allineate lungo il contatto tettonico tra i calcescisti con pietre verdi dell'unità della Luette e i marmi quarzoso-micacei con orizzonti quarziticci della sottostante unità di Mauvoisin, tra Ecuries du Giéto, Fontaines e Tsofeiret (BURRI *et alii*, 1998).

5. - IMPIANTI IDROELETTRICI

Le direttive di governo in favore della privatizzazione del mercato energetico hanno favorito lo sviluppo di trattative, concluse nell'accordo del 19 Aprile 2000, che hanno sancito l'intesa per la vendita, da parte di Enel, dei suoi 25 impianti esistenti nel territorio della Regione; nello stesso tempo veniva costituita una società per la distribuzione dell'energia elettrica con il 51% di Enel e il 49% della Regione. In questo modo la Valle d'Aosta era la prima regione in Italia a gestire in modo autonomo le acque e le relative risorse: l'accordo è diventato esecutivo il 1° giugno 2001 con la creazione della società Geval S.p.A., poi denominata C.V.A. S.p.A., Compagnia Valdostana delle Acque - Compagnie Valdôtaine des Eaux S.p.A., il 1° gennaio 2002. Nel territorio del Foglio Monte Cervino sono attivi gli impianti idroelettrici della Valpelline (Place Moulin) e della Valtournenche (Goillet, Cignana).

5.1. - PLACE MOULIN

Nel comune di Bionaz, in alta Valpelline, il T. Buthier è sbarrato dalla diga di Place Moulin, una delle più grandi d'Europa (fig. 9A). Il lago artificiale raccoglie 105 milioni di m³ di acqua, raggiunge a massimo invaso i 1965 m di quota ed è

alimentato da un bacino imbrifero di 137 km², costituito in origine per quasi il 20% da ghiacciai, ora molto ridotti; il bacino sotteso è di 74 km² e la parte rimanente è raccolta da un canale di gronda, in regresso, in sponda sinistra, e dal canale di derivazione in pressione sul versante destro. La diga è stata costruita tra il 1955 e il 1964. Dati tecnici: diga in calcestruzzo ad arco-gravità, alta 155 m, spessa 47 m alla base e 6,43 m alla sommità, lunga 678 m al coronamento, con pulvino di fondazione ed arco a doppia curvatura. La figura 123A mostra un'immagine del cantiere. La diga contiene, al suo interno, due cunicoli perimetrali e otto cunicoli orizzontali percorribili dai tecnici per controllare, con pendoli ed altri strumenti di precisione, i movimenti e le deformazioni dello sbarramento.

La diga è incastrata profondamente nel complesso kinzigitico della Serie di Valpelline, denudato dai depositi quaternari e ripulito dalle rocce d'alterazione superficiale. Il complesso è costituito dalla consueta *suite* di paragneiss e migmatiti con intercalazioni di metabasiti e marmi a silicati ed alcuni canali milonitico-cataclastici prodotti, almeno in parte, dalla faglia del Buthier. La diga è quasi ortogonale rispetto al *bedding* litologico ed alla scistosità regionale, la cui giacitura varia da subverticale a mediamente inclinata verso sud-est procedendo dal lato destro a quello sinistro della zona d'imposta.

L'impianto per il calcestruzzo era ubicato sopra la spalla destra: il cemento proveniva con teleferica da Valpelline, gli inerti dai potenti depositi glaciali e detritici situati sul fianco destro della valle, a 2100-2150 m, circa a metà del futuro invaso. Il canale di derivazione corre in galleria lungo il versante destro della valle sino a quota 1730 m, sopra le località Gay e Arsinez (CTR), dove inizia la condotta forzata per la centrale Enel (ora C.V.A.) di Valpelline. Il canale di derivazione attraversa il complesso kinzigitico sino al suo contatto milonitico-cataclastico con gli gneiss granitoidi e minuti della Serie di Arolla e prosegue in questi ultimi sino a Valpelline, condotta forzata compresa. La centrale di Valpelline è stata costruita assieme alla diga, raggiungendo la piena potenza di produzione nel 1962. La diga di Place Moulin è entrata in servizio nel 1964.

L'energia dei versanti acquisita per gravità e decompressione dopo il ritiro del ghiacciaio olocenico ha prodotto fenomeni di fratturazione e di rilascio parietale nei parascisti della Serie di Valpelline esposti in parete, alcune centinaia di metri sopra la spalla sinistra della diga, in prossimità della faglia Praz de Dieu (fig. 104C): la zona è stata risanata nel 1989 con opere di impermeabilizzazione e consolidamento dell'ammasso roccioso e con la deviazione delle acque superficiali mediante una canaletta di gronda (fig. 123B).



Fig. 123 - Diga di Place Moulin. (A) Il cantiere e l'avandiga dalla spalla destra. (B) Consolidamento ed impermeabilizzazione dell'ammasso kinzigitico fratturato alcune centinaia di m sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin.

- Place Moulin dam. (A) Dam construction and fore-dam from the right shoulder. (B) Consolidation and waterproofing of fractured kinzigites some hundreds of meters over the left shoulder of the Place Moulin dam.

5.2. - LAGO GOILLET

Il lago artificiale del Goillet è situato nel bacino idrografico del T. Marmore, a monte di Cervinia, al limite con il Foglio Monte Rosa (fig. 9B). È sostenuto da una diga a gravità massiccia e le sue acque alimentano la centrale idroelettrica di Perreres (Perrière). Dati tecnici: i) diga in calcestruzzo rivestita in pietra, rettilinea, altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 48,60 m, spessore massimo alla base: 16,50 m, spessore al coronamento: 5 m, lunghezza del coronamento: 300 m a 2163,8 m s.l.m, volume: 147.000 m³; ii) bacino artificiale: livello di massimo invaso: 2.526 m (2.515,8 m in carta), livello di minimo invaso: 2495,60 m, capacità utile: 11.826.000 m³, superficie del bacino sotteso 13,80 km², costituito in parte dal ghiacciaio del Ventina.

Dalla diga parte una condotta metallica in galleria, lunga 3.400 m circa, sino al pozzo piezometrico (CTR, 2.389 m) in cui si innesta la condotta forzata che scende per 1520 m lungo un piano inclinato sino alla centrale di Perreres (CTR 1.845,28 m). Nella centrale sono installati due gruppi in grado di fornire una potenza efficiente di 18 MW, con portata massima di 3,3

m³/sec e 681,35 m di salto. L'impianto è stato automatizzato nel 1979 e la sua conduzione è telecomandata dalla centrale di Pont St. Martin. Le acque rilasciate dalla centrale e quelle del Marmore a Perreres sono captate con una piccola diga e derivate nella stazione intermedia (Promoron) dell'impianto Cignana-Maen lungo il versante destro della Valtournenche.

La diga e il bacino d'invaso sono impostati su serpentiniti con contatti rodingitici, metabasiti, micascisti, marmi impuri e quarziti dell'unità di Zermatt-Saas. La galleria di derivazione dopo circa 1 km entra nella Zona del Combin fortemente dissestata dalla DGPV della Motta di Pletè, su cui è appoggiata anche la prima parte della condotta forzata soggetta a lente deformazioni (DAL PIAZ, 1992).

5.3. - LAGO DI CIGNANA

Il lago artificiale di Cignana è sostenuto da due dighe a gravità massiccia, la prima in calcestruzzo, la seconda, sulla sinistra, in muratura di pietrame a secco con paramento impermeabile (fig. 86B). I lavori di costruzione, iniziati nel 1925, si sono

conclusi nel 1928. Dati tecnici: i) diga in calcestruzzo: altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 58,30 m; spessore massimo alla base: 40 m, spessore al coronamento: 5 m, lunghezza del coronamento: 415 m a 2163,8 m, volume della diga: 153.000 m³; ii) diga in muratura: altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 24,50 m, spessore massimo alla base: 40 m, spessore al coronamento: 2,70 m, lunghezza: 105 m, volume della diga: 25.000 m³; iii) bacino artificiale: livello di massimo invaso: 2.157 m, livello di minimo invaso: 2.129,10 m, capacità utile 16.125.000 m³, superficie del bacino imbrifero sotteso 66,40 km². Dal lago di Cignana le acque erano convogliate alla Centrale di Maen (Mayen, 1339 m) mediante un canale di derivazione e una condotta forzata di superficie; recentemente la condotta è stata potenziata e posta in una galleria lunga 1750 m, con diametro di 4.20 m, inclinata verso N128 di 24-35°, scavata con fresa Wirth 340/420 E (BETHAZ *et alii*, 2000; SAPIGNI *et alii*, 2002). A Promoron (IGM, 1796 m), stazione di pompaggio intermedia, l'impianto accoglie anche le acque del Marmore captate alla piccola diga di Perreres (IGM 1836 m) e derivate a Promoron con un canale coperto lungo circa 4 km, percorso da una strada bianca (segnavia n. 8, con tratti in galleria) che sostituisce l'antica *decauville*.

Come indicato in carta e nello schema tettonico a margine, le dighe di Cignana sono fondate nel tratto sommitale dell'unità di Zermatt-Saas, al limite con l'unità del Combin inferiore. Il bacino e la zona sono modellati dall'azione del ghiacciaio e dei torrenti subglaciali. La diga in calcestruzzo è fondata su metabasalti eclogitici, in genere abbastanza retrocessi, metagabbri (lato nord) e locali quarziti manganesifere. In riva al lago, sulla destra della diga, si osservano i micascisti granatiferi che, assieme alle quarziti a manganese, contengono relitti di coesite (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004). Il substrato roccioso della piccola diga in muratura di pietrame è nascosto dal lago e da depositi fluvio-glaciali e gravitativi. Il canale di derivazione percorre una zona di metabasiti con accumuli di frana e depositi glaciali di fondo. Da monte a valle, la condotta forzata attraversa la seguente successione (sezione geologica schematica in SAPIGNI *et alii*, 2002): i) anfiboliti albitiche di origine basaltica a granato e altri relitti eclogitici, ii) metagabbri con struttura pegmatoide, *flaser* e milonitica, iii) scaglia di serpentiniti con scisti cloritico-talcosi a tetto, all'interno e a letto, iv) seconda unità di anfiboliti a relitti eclogitici, v) potente successione di calcescisti con bande di metabasiti e scaglie di serpentiniti e cloritoscisti, vi) corpo basale delle serpentiniti di Valmartin, con livelli di cloritoscisti nel tratto superiore e boudins di gabbri rodingitici. La presenza di una zona di taglio spessa una

ventina di metri al contatto tra metagabbri e serpentiniti, costituita da una breccia tettonica con matrice milonitica di scisti cloritico-talcosi e actinolitici, ha causato un esteso collasso della volta, il blocco della fresa e l'arresto dei lavori per quattro mesi (BETHAZ *et alii*, 2000). Dettagli tecnici sulla qualità dell'ammasso roccioso e sulle prestazioni della fresa sono esposti in SAPIGNI *et alii*, (2002). Il canale di derivazione da Perreres a Promoron attraversa a lungo il grande corpo di serpentiniti a olivina-titanclinohumite di Perreres-Singlin, i metagabbri di Rayes de Proz (1816 m), estese falde detritiche sino allo sperone sopra Crepin, dove iniziano affioramenti di metagabbri e metabasalti eclogitici più o meno retrocessi, serpentiniti e calcescisti dell'unità di Zermatt-Saas, estesi sino a Promoron.

5.4. - MAUVOISIN

Il lago artificiale di Mauvoisin è situato in Val di Bagnes (Distretto di Entremont), nell'angolo nord-occidentale del foglio (fig. 90A). La diga è stata inaugurata nel 1957 e nel 1990 è stata innalzata, passando da 237 metri agli attuali 250 metri d'altezza: è la diga ad arco più alta d'Europa. È lunga al coronamento 520 metri e il suo volume è di 2.030.000 m³. Il bacino è alimentato dalle acque che scendono dall'alta valle e, in particolare, da quelle rilasciate dai ghiacciai del Giétro e di Otemma, in forte ritiro nell'ultimo ventennio; il lago è lungo 4.9 km e ha un volume di 211,5 milioni di metri cubi, circa il doppio di Place Moulin, con livello di massimo invaso a 1975 m. Le acque sono sfruttate dall'azienda Forces Motrices de Mauvoisin SA di Sion. La diga sbarrava una stretta della valle ed è fondata sui marmi micaceo-cloritici a patina rossastra, con liste di quarziti impure e livelli di microbreccie, appartenenti all'unità di Mauvoisin e riferiti al Giurassico inferiore (BURRI *et alii*, 1998, 1999). La complessa struttura della zona è illustrata nelle sezioni B e C a margine del foglio.

Come ricordato nel Capitolo II, la Val di Bagnes aveva subito una disastrosa inondazione nel 1818 per l'improvviso svuotamento del lago generato dal ghiacciaio di Giétro che, durante la PEG, era avanzato sino a sbarrare la valle principale.