



APAT

Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

Organo cartografico dello Stato (legge. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 058

MONTE ADAMELLO

Coordinatore scientifico

Giorgio V. Dal Piaz - Università degli Studi, Padova

a cura di:

Peter Brack (1), Giorgio V. Dal Piaz (2), Carlo Baroni (3), Alberto Carton (4),
Mario Nardin (5), Giovanni B. Pellegrini (2), Giorgio Pennacchioni (2),

con la collaborazione di:

G. Bollettinari, L. Brigo, M. Del Longo, A. Lanaro, M. Leso, E. Marcato,
B. Monopoli, L. Montresor, G. Rigatti, L. Veronese

(1) Departement Erdwissenschaften, ETH Zürich

(2) Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi, Padova

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi, Pisa

(4) Dipartimento di Geografia G. Morandini, Università degli Studi, Padova

(5) Past Direttore Servizio Geologico Provincia Autonoma di Trento

Ente realizzatore



PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO
Servizio Geologico

Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo (APAT):

L. Serva

Responsabile del Progetto CARG per APAT -

Dipartimento Difesa del Suolo: F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Trento:

S. Cocco

Coordinatore scientifico:

G. V. Dal Piaz

Per APAT - Dipartimento Difesa del Suolo:

Revisione scientifica:

M. Pantaloni (coord.), R. Graciotti, M. L. Pampaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

M. C. Giovagnoli, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa

M. L. Vatovec

Per la Provincia Autonoma di Trento:

Coordinamento operativo:

S. Cocco

Gestione tecnico - amministrativa:

M. Balboni

Informatizzazione dei dati geologici; coordinamento editoriale ed allestimento cartografico:

B. Monopoli

Land Technology & Services - Padova e Treviso

Gestione tecnico - amministrativa del Progetto CARG:

M. T. Lettieri - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

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

INDICE

I - INTRODUZIONE	pag 5
II - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO ..»	9
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	17
1. - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DEL BATOLITE	19
2. - ORIGINE ED ETÀ DEL BATOLITE	24
3. - LE ROCCE INCASSANTI	28
4. - TETTONICA	31
5. - METAMORFISMO DI CONTATTO	33
IV - STRATIGRAFIA	37
1. - BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO	37
1.1. - SETTORE TRENINO	37
1.2. - SETTORE LOMBARDO	39
2. - SUCCESSIONI VULCANICHE E SEDIMENTARIE PERMO-TRIASSICHE	41
3. - BATOLITE DELL'ADAMELLO	54
3.1. - PLUTONE RE DI CASTELLO	54
3.2. - CORPI FEMICI MAGGIORI	58
3.3. - PLUTONE DEL CORNO ALTO E SOSTINO	60
3.4. - PLUTONE DELL'ADAMELLO	60
3.5. - PLUTONE DELLA VAL D'AVIO-VAL DI GENOVA	64
3.6. - PLUTONE DELLA PRESANELLA	66
3.7. - FILONI	68
3.7.1. - <i>Filoni del ciclo tonalitico</i>	68
3.7.2. - <i>Filoni nel basamento e nelle coperture</i>	70
4. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PLIO-QUATERNARIE ..»	71
4.1. - CARATTERI GENERALI	71
4.2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI	73
4.2.1. - <i>Sintemi di Cantù e del Garda</i>	74
4.2.2. - <i>Sintema Postglaciale Alpino</i>	85

V - TETTONICA E METAMORFISMO	95
1. - BASAMENTO CRISTALLINO PRE-PERMIANO	96
2. - STRUTTURE PERMO-MESOZOICHE	97
3. - STRUTTURE ALPINE	98
3.1. - STRUTTURE PRE-ADAMELLO (EOALPINE)	98
3.1.1. - <i>Sovrascorrimenti di basamento sulla copertura</i> <i>permo - triassica</i>	98
3.1.2. - <i>Strutture nei sedimenti scollati del Triassico Medio in</i> <i>Val Camonica</i>	99
4. - STRUTTURE SIN E POST - INTRUSIVE	100
4.1. - LINEA DELLE GOLE LARGHE	101
4.2. - LINEA DELLA VAL DI DOIS - PASSO DERNAL	102
4.3. - STRUTTURE MINORI	103
5. - METAMORFISMO	103
VI - GEOLOGIA AMBIENTALE E GEORISORSE	105
1. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE	105
2. - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA	107
2.1. - STABILITÀ DEI VERSANTI	107
2.2. - IDROGEOLOGIA	109
2.3. - MINERALIZZAZIONI	109
2.4. - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI E DA COSTRUZIONE	112
3. - IMPIANTI IDROELETTRICI	113
4. - PIANIFICAZIONE URBANISTICA	113
VII - BANCA DATI GEOLOGICI	115
ABSTRACT	117
LEGEND OF GEOLOGICAL MAP	121
BIBLIOGRAFIA	129

I - INTRODUZIONE

Il foglio 058 - Monte Adamello è situato nel Gruppo montuoso Adamello-Presanella, al limite tra Trentino (Val Rendena) e Lombardia (Val Camonica), e raffigura la parte centrale del batolite dell'Adamello, di età eocenico-oligocenica (42-31 Ma) (Fig. 1). Il batolite è il più grande e spettacolare corpo intrusivo prodotto dal magmatismo post-collisionale alpino lungo il Sistema Periadriatico (DAL PIAZ, 1985; BIGI *et alii*, 1990). Esso è intruso nel cuneo di crosta continentale sudalpina ora compreso tra la Linea del Tonale e la Linea delle Giudicarie ed è tagliato dalla linea trascorrente destra delle Gole Larghe-Val di Genova, diretta circa E-W. Il batolite, di tipo composito, è costituito da quattro plutoni principali, tonalitico-granodioritici, da numerose masse gabbriche periferiche e da vari sistemi filoniani. Le rocce incassanti sono rappresentate dal basamento cristallino e dalle coperture permo-triassiche delle Alpi Meridionali, rigenerate in varia misura dal metamorfismo di contatto.

Il settore trentino del massiccio rientra nel Parco naturale Adamello-Brenta (620,52 km²), istituito nel 1998: ha sede a Strembo (TN) ed è gestito dalla Provincia Autonoma di Trento. Il settore lombardo (510 km²) rientra nel Parco dell'Adamello, istituito dalla Regione Lombardia nel 1983: ha sede a Breno (BS) ed è gestito dalla Comunità Montana della Valle Camonica.

La bellezza dell'ambiente naturale e dei fenomeni geologici ha attratto l'interesse di numerosi studiosi provenienti da ogni parte del mondo, dal Servizio Geologico di Vienna, quando buona parte del massiccio dell'Adamello era in territorio austriaco, all'Ateneo patavino e al Politecnico di Zurigo. Le ricerche sistematiche svolte da A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ e dai loro allievi prima e dopo la seconda guerra mondiale hanno prodotto il Foglio n. 20 - M. Adamello (1953) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e, indirettamente, anche la "Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella" (AA.VV., 1998), edita a cura

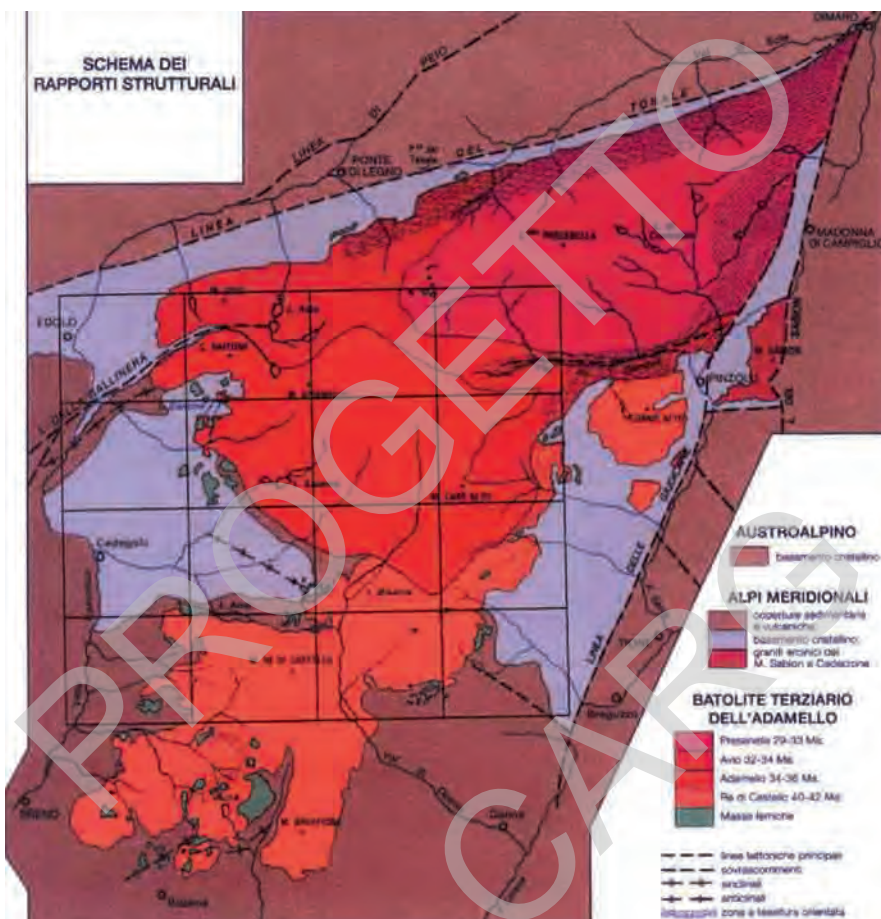


Fig. 1 - Il batolite terziario dell'Adamello e le unità austroalpino-sudalpine circostanti tra la Val Rendena (Trentino sud-occidentale) e la Val Camonica (Lombardia). La geologia è tratta dallo "Schema dei rapporti strutturali" a margine della Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella (AA.VV., 1998, in CALLEGARI & BRACK, 2002). La griglia indica l'area del foglio M. Adamello alla scala 1:50.000 e delle sue 16 Sezioni alla scala 1:10.000.

di E. CALLEGARI, GB. DAL PIAZ, G.O. GATTO & TROMMSDRORFF e completata da brevi note illustrative e storiche (CALLEGARI & BRACK, 2002), su cui torneremo.

Il Foglio Monte Adamello è stato realizzato *ex novo* nell'ambito del Progetto CARG della Provincia Autonoma di Trento (in seguito PAT), sotto la direzione di Saverio COCCO, responsabile del progetto, ed è il frutto della proficua collaborazione di studiosi, rilevatori ed allievi dell'Università di Padova e del Politecnico di Zurigo.

Il rilievo geologico alla scala 1:10.000 e gli studi connessi sono stati effettuati nelle estati 1998-2001 dai rilevatori C. BARONI, G. BOLLETTINARI, M. DEL LONGO, A. LANARO, M. LESO, E. MARCATO, L. MONTRESOR e G. RIGATTI, riportati nel quadro a margine della carta, coordinati da Giorgio V. DAL PIAZ (Università di Padova) ed assistiti dai direttori di rilevamento P. BRACK, G. PENNACCHIONI (substrato roccioso), A. CARTON e Gb. PELLEGRINI (coperture quaternarie). BRACK ha utilizzato, controllato ed aggiornato alcuni rilievi alla scala 1:10.000 eseguiti da BRACK stesso, A. KÜNG e U. MÄDER, diplomandi del Politecnico di Zurigo. Nel primo anno PENNACCHIONI ha seguito, con il ruolo di rilevatore istruttore, i rilievi di LANARO e MARCATO in Val d'Avio.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Regionale (CTR) alla scala 1:10.000. La digitalizzazione degli originali d'autore e la Banca Dati Geologica alla scala 1:25.000 (dettagli nel Capitolo VII) e l'allestimento per la stampa al 1:50.000 sono stati realizzati dalla Land Technology & Services s.r.l. (LTS), responsabile B. MONOPOLI.

Nel batolite dell'Adamello sono stati distinti i principali plutoni (Presanella, Val d'Avio-Val di Genova, Adamello, Re di Castello, in successione da nord a sud) e i vari litotipi che li costituiscono, rappresentati con il rango delle formazioni o delle litofacies. Le successioni permo-triassiche delle Alpi Meridionali sono state suddivise in formazioni, membri e facies secondo le norme internazionali e le indicazioni riportate nei Quaderni del SGN. In particolare, in fase di allestimento per la stampa abbiamo seguito le decisioni prese dal Comitato di area sui criteri di classificazione delle unità permo-triassiche e sull'opportunità di eliminare il doppio nome usato per ricordare la sostanziale corrispondenza tra formazioni classiche del settore dolomitico e del settore lombardo, tenuto conto che il foglio Monte Adamello è situato al limite tra l'alto strutturale di Trento ed il bacino lombardo. La definizione doppia di Verrucano Lombardo-Arenarie di Val Gardena, Servino-Werfen, Wengen-La Valle, Buchenstein-Livinallongo, prevista in origine, è stata quindi abbandonata in favore del primo nome.

Nel basamento metamorfico sono stati distinti il tratto trentino (Scisti di Rendena) ed il tratto lombardo (Scisti di Edolo). Le principali suddivisioni sono basate sulle associazioni litologiche, sui caratteri del metamorfismo regionale (varisco) e sulla natura dei protoliti; esse sono rappresentate con il rango delle formazioni, sebbene non possano essere formalizzate come tali per la mancanza dei requisiti richiesti, mentre le varietà sono indicate come litofacies.

Ad integrazione del progetto, il Servizio Geologico della PAT ha finanziato una serie di datazioni radiometriche su cristalli di zircone eseguite da A. MAYER alla sonda ionica del GRPG di Nancy (MAYER *et alii*, 2003). Nel frattempo, le conoscenze geologico-strutturali sulla deformazione del batolite sono progredite notevolmente grazie ad un progetto di ricerca internazionale, promosso e coordinato da PENNACCHIONI, sulla linea delle Gole Larghe, una faglia paleosismica

di grande interesse scoperta durante il rilievo del foglio.

Le successioni plio-quadernarie sono state cartografate con accuratezza, tenuto conto della loro rilevanza per il controllo e la tutela del territorio, ed interpretate anche con l'ausilio di fotografie aeree e immagini da satellite. Esse sono suddivise nel Sintema postglaciale alpino e nei Sintemi Oglio-Garda.

La base topografica ufficiale (I.G.M.) risale al 1977 e non tiene quindi conto della forte riduzione della copertura glaciale, la cui estensione è aggiornata al 1969-1971.

Facilitazioni logistiche di vario tipo sono state fornite, durante il rilievo, dall'ENEL (Impianti Val d'Avio), dal Corpo Forestale, dalla Protezione Civile della PAT e dal Parco naturale Adamello-Brenta.

La stesura delle Note è stata curata dagli autori seguenti:

Coordinamento e revisione generale del testo: G.V. DAL PIAZ. Introduzione (Cap. I): G.V. DAL PIAZ. Caratteri geografici e geomorfologici (Cap. II): C. BARONI, A. CARTON e G.B. PELLEGRINI. Inquadramento geologico e studi precedenti (Cap. III): G.V. DAL PIAZ e P. BRACK. Litostratigrafia del substrato roccioso (Cap. IV): P. BRACK e G.V. DAL PIAZ, con la collaborazione dei Rilevatori (basamento cristallino, coperture permo-triassiche e batolite dell'Adamello). Successioni plio-quadernarie (Cap. V): C. BARONI, G. A. CARTON e G.B. PELLEGRINI, con la collaborazione dei Rilevatori. Tettonica (Cap. VI): P. BRACK e G. PENNACCHIONI. Geologia ambientale e georisorse (Cap. VII): M. NARDIN, con la collaborazione di L. VERONESE (sismicità) e L. BRIGO (mineralizzazioni). La lista bibliografica è aggiornata al 30 marzo 2006.

Ulteriori dettagli e riferimenti bibliografici sulla complessa geologia del batolite dell'Adamello e delle unità circostanti sono esposti nelle Note illustrative dei Fogli Tione di Trento (2005), Bagolino, Malè, Rabbi, Ponte di Legno e Malonno (in allestimento).

II - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

Il Gruppo Adamello-Presanella si trova nel settore meridionale delle Alpi centrali (Alpi Retiche). Nel foglio 058 - Monte Adamello (Fig. 2) è rappresentata solo la parte centro-meridionale di questo gruppo montuoso; ne sono escluse la parte più settentrionale, a nord della Val di Genova, con il massiccio della Presanella (3556 m), e l'estremità meridionale, comprese rispettivamente nei Fogli 042 - Malè e 079 - Bagolino.

Il margine occidentale del foglio coincide con un lungo tratto della Val Camonica (F. Oglio), che separa l'Adamello dalle Alpi Orobie, mentre quello orientale è caratterizzato da un insieme di valli, tutte dirette verso est, nella Val Rendena (F. Sarca) e nella Val Giudicarie inferiore (F. Chiese). La parte meridionale sfuma gradualmente verso le Prealpi lombarde.

Le cime più elevate si trovano nella parte settentrionale del foglio e coincidono con la vetta del M. Adamello (3539 m) e con quella del Monte Carè Alto (3463 m); le cime dei rilievi meridionali non superano invece i 3000 metri (M. Re di Castello, 2889 m; M. Frisozzo, 2897 m; Cima di Val Bona, 2887 m).

La struttura geologica dell'area è caratterizzata dalla presenza del grande batolite terziario dell'Adamello, costituito da rocce tonalitiche, granodioritiche e quarzodioritiche, e da numerose piccole masse gabbriche periferiche (CALLEGARI & BRACK, 2002). Il basamento metamorfico (micascisti, filladi e paragneiss paleozoici) affiora esclusivamente in settori marginali dell'area in esame, in particolare lungo la Val Malga e la Val Saviore, ad ovest, e sui versanti delle valli di Borsago, di San Valentino e di Breguzzo ad est. Le coperture sedimentarie (rocce arenacee e carbonatiche permo-triassiche), che in origine costituivano una continua copertura del batolite, poi smantellata dall'erosione, si rinvencono invece solo nel settore meridionale del foglio, intorno al Pizzo Badile (2435 m) e al M. Benna (2249 m).

La rete idrografica si dirama a raggiera a partire dalla zona sommitale e tale andamento è da collegarsi al sollevamento del batolite terziario che qui ha raggiunto il suo punto più elevato ed eroso.

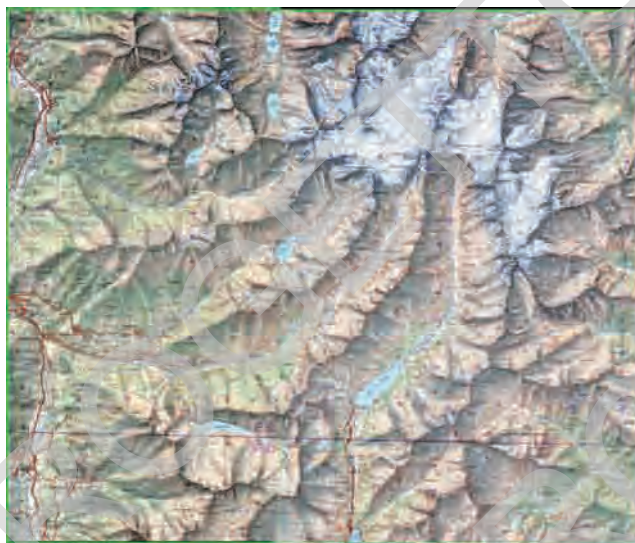


Fig. 2 - Base topografica del foglio M. Adamello alla scala 1:50.000 (1977)

La dorsale che con direzione NNE-SSO divide in due parti il foglio, partendo dalla cima dell'Adamello, passando per la vetta del M. Re di Castello e proseguendo verso sud in direzione del Cornone di Blumone (2842 m, fuori carta), corrisponde allo spartiacque fra il fiume Oglio e il fiume Chiese (che confluirà nell'Oglio, molto più a valle, solo pochi chilometri prima che questo si getti nel F. Po). Altrettanto rilevante è la dorsale che, partendo sempre dall'Adamello, con direzione NS, passa per il M. Carè Alto ed il Cop di Breguzzo (3001 m). Essa raggiunge, con una deviazione di 90°, il M. Benna (2249 m) e quindi la Sella di Bondo (817 m, fuori carta), formando lo spartiacque fra il bacino del Chiese e quello del Sarca. I corsi d'acqua che dalla cima dell'Adamello scendono verso nord si dirigono, ad oriente della dorsale Cima Garibaldi - M. dei Frati, nella Val di Genova e quindi nel bacino del Sarca, mentre quelli che si dirigono verso occidente raggiungono l'Alta Val Camonica e quindi il bacino dell'Oglio.

La morfologia dell'area mostra chiaramente i caratteri tipici di un paesaggio di alta montagna, intensamente modellato dai ghiacciai, con profonde valli glaciali a truogolo, lateralmente affiancate da ripidi fianchi rocciosi e da lunghe terrazze glaciali (Fig. 3, Fig. 4).

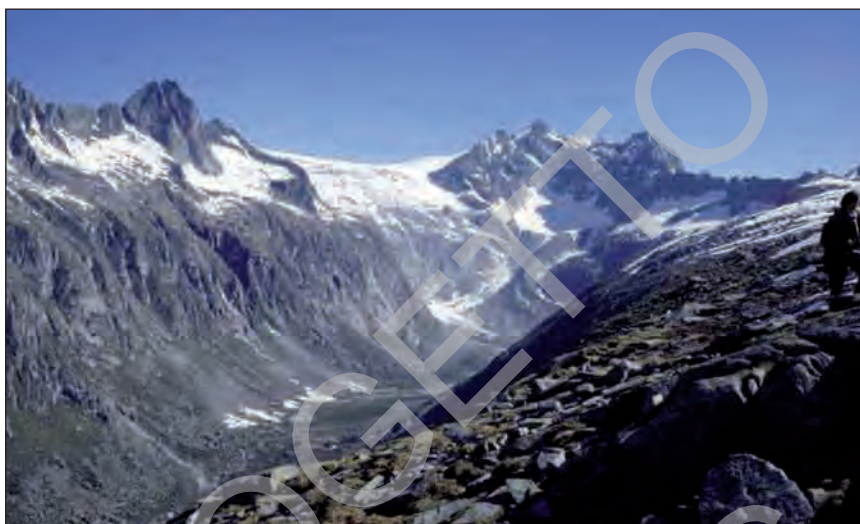


Fig. 3 - Panorama dell'alta Val Adamè con tipica doccia glaciale ad U. Sulla sinistra (destra idrografica) sono visibili la spalla glaciale (localmente chiamata "coster") e, ai suoi piedi, una continua successione di coni detritici e di debris flow. Sullo sfondo, a semiluna, si vede l'affilato argine morenico laterale sinistro della Vedretta di Adamè che marca la posizione occupata dal ghiacciaio durante la Piccola Età Glaciale (foto C. BARONI).

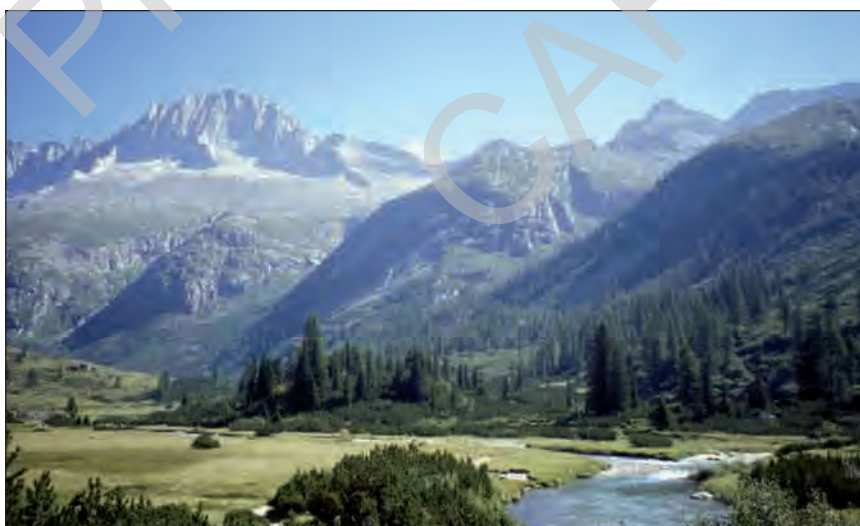


Fig. 4 - Panorama della Val di Fumo a monte del Lago di Malga Bissina: in primo piano i depositi alluvionali del F. Chiese, sullo sfondo il Massiccio del Carè Alto, modellato nel corpo tonalitico dell'Adamello occidentale (foto G.V. DAL PLAZ).

La parte superiore delle valli presenta ampi circhi glaciali, addossati a creste aguzze o cime piramidali. Nella parte media si susseguono spesso, in alternanza, conche di sovraescavazione e gradini di valle, che fanno da raccordo alla parte inferiore, caratterizzata da morfologie più spiccatamente fluviali. Questo contrasto morfologico è particolarmente evidente alla periferia del batolite, al passaggio litologico fra le rocce tonalitiche della parte alta delle valli e gli scisti cristallini in cui si sviluppa la parte inferiore delle valli (Val Paghera, Val Malga, Valle di Salarno, Valle di Saviore, nel settore occidentale; Val di Borzago, Val di S. Valentino e Val di Breguzzo, nel settore orientale).

Come appare nello schema dei rapporti strutturali, a margine del foglio, il batolite dell'Adamello – Presanella è delimitato dalla Linea del Tonale e dalla Linea delle Giudicarie la cui attività principale è iniziata subito dopo l'intrusione dei corpi più recenti del batolite. Questi grandi sistemi di faglie hanno fortemente influenzato soprattutto l'andamento della rete idrografica periferica con la genesi delle valli di Vermiglio, di Sole, Rendena e delle Giudicarie. Queste strutture tettoniche interessano solo marginalmente la parte interna del batolite, e hanno avuto quindi una influenza indiretta sulla impostazione della direzione delle valli dell'area del foglio in esame. Questa azione è evidente specialmente nel settore meridionale del foglio, caratterizzata dalla presenza di un lineamento tettonico subverticale con andamento "Giudicariense" che interessa tutta la Valle di Dois (Linea della Val di Dois) e prosegue oltre il Passo di Dernal (2574 m) fino al Passo di Campo (2296 m). In prossimità del Passo di Dernal la presenza di questo elemento tettonico è testimoniato da un'estesa fascia di cataclasiti. La Linea della Val di Dois può essere prolungata verso sud fino al M. Ferone (foglio Bagolino) e verso NW fino al Carè Alto, lungo la parte inferiore della Val di Fumo, il cui fianco sinistro è caratterizzato da estesi fenomeni gravitativi con accumuli di blocchi a spigoli vivi anche di grandi dimensioni.

Un esempio di netta correlazione fra l'andamento di una struttura deformativa, anteriore al batolite, e la direzione della valle si ha nella Val Gallinera (angolo NW della carta).

Le forme e i depositi glaciali si rinvencono soprattutto alla testata delle valli e in prossimità delle fronti dei ghiacciai attuali. Attualmente i ghiacciai sono limitati alla zona centrale del massiccio dell'Adamello, dove si trova anche quello più esteso del versante italiano delle Alpi, il Ghiacciaio dell'Adamello o "Pian di Neve" (Fig. 5) che nel 1997 misurava 17,66 km² (BARONI *et alii*, 2004).

La base topografica I.G.M. del foglio riporta l'estensione dei ghiacciai nel 1969-70: nelle aree denudate dal successivo ritiro ed ancora contraddistinte in carta con il simbolo grafico del ghiacciaio abbiamo indicato la situazione reale riscontrata nel corso dei rilievi geologici (1998-2001), cioè il tipo di roccia affiorante, il deposito quaternario o lo specchio lacustre.

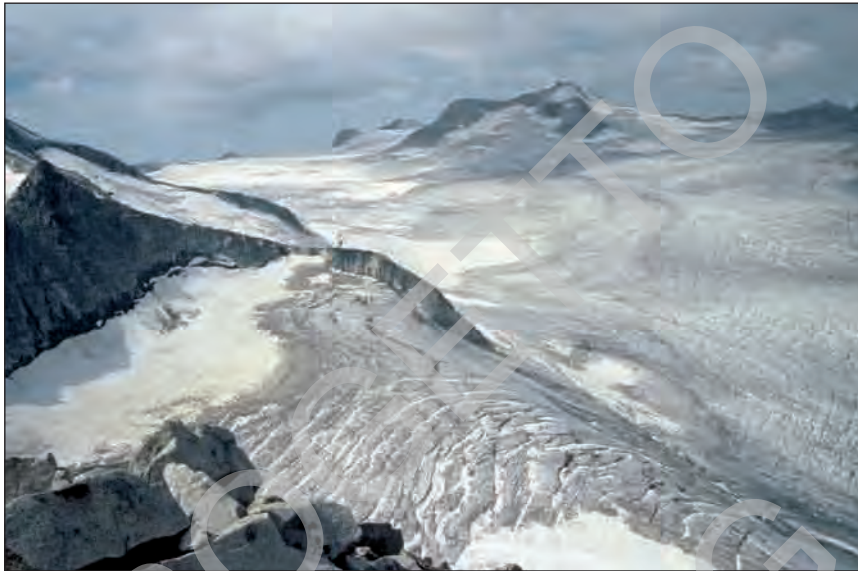


Fig. 5 - Il Ghiacciaio dell'Adamello, il più esteso del versante italiano delle Alpi, nella sua parte superiore, denominata "Pian di Neve" (foto G.V. DAL PIAZ, dalla Punta del Venerocolo).

Il contributo più importante per lo studio dei depositi quaternari del Gruppo Adamello-Presanella è dovuto a CASTIGLIONI (1961) che ne descrisse sistematicamente i depositi glaciali di ogni valle allo scopo di ricostruire le vicende glaciali succedutesi dalla fine dell'ultima massima espansione glaciale, con particolare riguardo agli stadi tardoglaciali ed olocenici. Questa ricerca si basa sul riconoscimento del limite delle nevi permanenti dei principali ghiacciai a partire dall'Ultima Massima Espansione Glaciale Locale (LLGM-*Last Local Glacial Maximum*) fino alla Piccola Età Glaciale (PEG-Piccola Età Glaciale), le cui tracce sono osservabili alla fronte dei ghiacciai attuali o nelle vicinanze di quelli estinti da poco tempo. Il limite delle nevi permanenti è attualmente posizionato ad una quota compresa tra 2750 e 3000 m, ed ha subito un generale innalzamento di circa 1200m dal LGM.

Gli Autori che, in precedenza, si erano dedicati a vari aspetti geologici del gruppo Adamello-Presanella, solo in qualche caso hanno approfondito lo studio dei depositi del Quaternario. Oltre a CASTIGLIONI, si sono occupati degli aspetti morfologici e dei depositi glaciali dell'Adamello e delle valli vicine PENCK & BRÜCKNER (1909), SALOMON (1908-1910), TREVISAN (1939), BIANCHI & DAL PIAZ (1940), MALARODA (1948). Ai lavori di questi autori vanno aggiunte le numerose carte geologiche, citate alla fine della bibliografia, dalle quali si possono desumere notizie sulla distribuzione delle coperture detritiche e glaciali, più

o meno particolareggiate a seconda dell'interesse dell'Autore nei riguardi del Quaternario. Per i ghiacciai di quest'area alpina esiste infine una vasta bibliografia che concentra però l'attenzione sui corpi glaciali, registrandone le variazioni frontali, ma ignorando quasi completamente i depositi glaciali (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO-CNR, 1962).

Recentemente BARONI & CARTON (1987, 1990, 1991a, 1991b, 1992, 1996) hanno iniziato uno studio morfologico sistematico delle principali valli dell'Adamello, basato su rilevamenti di dettaglio e sul riconoscimento delle forme e dei depositi glaciali, con particolare riguardo alla distribuzione dei depositi della Piccola Età Glaciale.

Anche le forme periglaciali e di disfacimento meteorico sono diffuse nell'area del foglio, specialmente ai piedi delle creste, delle grandi scarpate e lungo i canaloni, ma con accumuli non paragonabili a quelli di altre aree alpine (vedi per esempio quelli di alcune valli del vicino foglio Rabbi) e ciò in relazione alle buone caratteristiche geomeccaniche delle tonaliti e delle granodioriti che affiorano con generale omogeneità in buona parte dell'area. Tuttavia, in certi punti con favorevoli condizioni litologiche, di fratturazione o di esposizione, si sono formati grandi accumuli di pietre (*rock glacier*) nella fase che va dalla fine del Tardiglaciale (ormai senza alcuna traccia di movimento) ad oggi (BARONI & CARTON, 1997; BARONI *et alii*, 2004).



Fig. 6 - La piana di Malga Lavedole in alta Val d'Avio, generata dallo sbarramento di un cono misto (alluvionale e da debris flow), i cui materiali detritici (tonaliti) provengono dai depositi glaciali situati poco a monte (foto A. CARTON).

La parte inferiore dei versanti è generalmente coperta da falde e coni detritici che si raccordano alla piana alluvionale, costituita da brevi pianure (Fig. 6). La maggior parte dei conoidi alluvionali si è formata in seguito al trasporto in massa (*debris flow*) dei torrenti che scendono dai ripidi versanti, trascinando verso valle grandi quantità di detriti specialmente in occasione di eventi con intense precipitazioni.

Relativamente poco numerosi sono i grandi fenomeni di frana e le località interessate da deformazioni gravitative profonde. Fra queste ultime ricordiamo le più estese che interessano il versante destro della Valle di Savio, tra Cevo e Savio, e il versante sinistro della parte inferiore della Val d'Arno. Numerosi sono invece i piccoli scosciamenti che interessano la parte superficiale della coltre detritica e soprattutto i depositi glaciali.

Le acque dilavanti hanno prodotto nel tempo frequenti fasce colluviali (non sempre cartografabili), che si ritrovano sia lungo i versanti a debole pendenza, sia sul fondovalle, dove costituiscono un elemento di transizione tra i versanti ricoperti da depositi glaciali e i coni o le piane alluvionali.

PROGETTO
CARG

III – INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il batolite dell'Adamello e le rocce incassanti sono comprese nei Fogli Monte Adamello, Bagolino, Malè, Ponte di Legno e Tione di Trento della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, compresi nei Progetti CARG della PAT e della Regione Lombardia (Fig. 1). Per la loro realizzazione sono stati basilari i rilievi e gli studi che hanno portato alla pubblicazione dei Fogli Riva (1948), Monte Adamello (1953), Tirano (1969) e Breno (1970) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e la "Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella" al 1:50.000 (1998).

Sin dall'Ottocento il massiccio dell'Adamello (Fig. 7), a quei tempi parte del territorio austriaco, aveva stimolato numerosi studiosi, attratti dall'ambiente naturale e dalle peculiarità geologiche della regione. A SALOMON (1908-1910) si deve la prima carta geologica (1:75.000) dell'intero massiccio.

A partire dagli anni '30, Gb. DAL PIAZ e A. BIANCHI, con numerosi allievi dell'Ateneo patavino, avevano iniziato lo studio geologico-petrografico ed il rilevamento *ex novo* del Gruppo Adamello-Presanella. Questo nuovo ciclo di studi e ricerche, interrotto dalla guerra e poi ripreso, produsse una serie di monografie, talora accompagnate da carte geologiche a varie scale (1:12.500-25.000) in settori di particolare interesse (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937b: Adamello meridionale; ACCORDI, 1953: Pizzo Badile; MALARODA, 1954: Valle di Blumone; ZANETTIN, 1956: Gruppo del Marser).

Nella seconda metà degli anni '50, dopo la pubblicazione del foglio M. Adamello alla scala 1:100.000, BIANCHI e DAL PIAZ avevano progettato la stampa di una carta geologica al 1:50.000 dell'intero Gruppo Adamello-Presanella, a coronamento dei rilievi svolti dagli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova. Il progetto fu realizzato solo nel 1998, dopo la morte dei suoi promotori, con la stampa della "Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella" in un unico



Fig. 7 - Il Monte Adamello, con le sue grandi pareti ovest e nord (di scorcio); in primo piano il Passo dell'Avio (foto P. BRACK).

grande foglio al 1:50.000 che rappresenta l'intero batolite e le rocce incassanti. E' una storia sofferta che merita di essere brevemente ricordata in questo quadro storico ispirato alle note di CALLEGARI & BRACK (2002).

Negli anni '60, le varie carte d'autore furono generalizzate e riportate in una carta manoscritta al 1:50.000, disegnata da D. LOCATELLI. Nel 1970, l'improvvisa morte del prof. BIANCHI interruppe il progetto, rilanciato all'inizio degli anni

'80 da Gb. DAL PIAZ, anche in seguito ad un contributo CNR per la stampa ottenuto da E. CALLEGARI. La bozza manoscritta fu ripresa da F. TODESCO, disegnatore dell'Istituto di Geologia, che con grande professionalità riportò gli aggiornamenti resi necessari dall'introduzione delle formazioni nelle sequenze permomesozoiche delle Alpi Meridionali (BONI & CASSINIS, 1972; CASTELLARIN & GATTO, 1981). Negli anni '80, alcuni settori del batolite e dei suoi contatti intrusivi con le rocce incassanti furono riesaminati e rilevati alla scala 1:10.000 da numerosi studenti del Politecnico di Zurigo (M. AMGWERD, W. BEISS, P. BRACK, P. CEREGHETTI, B. GROBÉTY, T. IMBACH, A. KÜNG, L. MATILE, U. MAEDER, U. MOK, R. NOSER, F. RIED, U. RÖSLI, M. ROMER, O. SCHELLHORN, U. SONDEREGGER, P. ULMER, R. VOGLER, P. WERSIN, T. WIDMER), guidati da V. TROMMSDORFF con la collaborazione di CALLEGARI. I risultati di queste nuove ricerche resero opportuni ulteriori aggiornamenti della carta geologica, il cui allestimento era stato affidato alla SELCA di Firenze sin dal 1985.

Il desiderio di stampare la carta, praticamente terminata, per i 90 anni di DAL PIAZ (settembre 1994) non andò a buon fine perchè CALLEGARI aveva rimandato, ancora una volta, la classificazione di alcuni sistemi di filoni rimasti in bianco. Dopo la scomparsa di DAL PIAZ (1995) e GATTO (1996), per iniziativa di G.V. DAL PIAZ la "Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella" fu terminata e stampata dalla SELCA (1998) in 5.000 copie. Edita a nome dei coordinatori scientifici E. CALLEGARI, Gb. DAL PIAZ e G.O. GATTO, coadiuvati da V. TROMMSDORFF, essa riporta un nutrito quadro dei rilevatori, con 26 autori dei rilievi di base, eseguiti tra il 1937 e il 1965, e 16 autori di aggiornamenti. Dopo altri quattro anni, la carta è stata corredata di brevi note illustrative in lingua inglese e diffusa dalle Memorie di Scienze Geologiche di Padova (CALLEGARI & BRACK, 2002). Su richiesta della Regione Lombardia, gli estratti destinati ai visitatori del Parco naturale dell'Adamello contengono una breve "Guida alla lettura della Carta geologica" (DAL PIAZ, 2002).

1.- GEOLOGIA E PETROGRAFIA DEL BATOLITE

Il batolite dell'Adamello è il maggiore (670 km²) ed il più antico (42-31 Ma) dei corpi intrusivi di età essenzialmente oligocenica (32-30 Ma) diffusi nelle Alpi lungo una larga fascia che si estende dalla bassa Valle d'Aosta alle Karawanken e contiene il sistema di faglie del Lineamento Periadriatico (DAL PIAZ, 1985; BIGI *et alii*, 1990). Si tratta di una suite post-collisionale (DAL PIAZ *et alii*, 1979), definita da SALOMON (1897) "Provincia magmatica periadriatica".

SALOMON (1903) ricostruì la parte profonda del corpo intrusivo dell'Adamello secondo una geometria ad imbuto, definita "etmolite" (Fig. 8); altri interessanti dettagli storici sono esposti in BRACK (1985) e BRACK & SCHIROLI (2003). BIANCHI e DAL PIAZ usarono in genere definizioni neutre tipo "massiccio eruttivo"

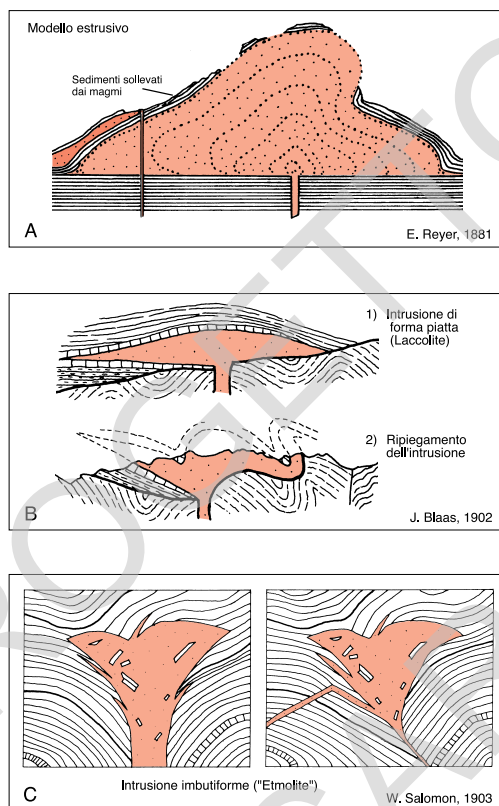


Fig. 8 - Ipotesi sulla forma e la natura del corpo magmatico dell'Adamello formulate tra la fine dell'Ottocento ed i primi del Novecento (da BRACK & SCHIROLI, 2003).

e “plutone”, mentre CALLEGARI (1985) preferì il termine “batolite”. Si noti che il termine batolite è usato non nella classica accezione di corpo igneo profondo, soggiacente ovunque alle rocce incassanti, ma per indicare un grande corpo intrusivo di natura composita, formato da svariati plutoni di natura ed età in parte diverse.

Le prime descrizioni petrografiche e geochemiche delle rocce eruttive dell'Adamello si debbono a VOM RATH (1864), a cui risale il nome “tonalite”. SALOMON, come già ricordato, è stato l'autore della prima carta geologica alla scala 1:75.000 dell'intero corpo intrusivo e della monumentale monografia “*Die Adamellogruppe*” (SALOMON, 1908-10) che concludono una lunga serie di articoli pubblicati a partire dal 1890. Secondo HAMMER & TRENER (1908) esisteva al Servizio Geologico di Vienna una precedente carta manoscritta al 1:75.000, elaborata da STACHE ed altri rilevatori, ma mai pubblicata.

La natura composita del batolite fu scoperta e documentata da TRENER (1912)

che ha raffigurato sei corpi eruttivi principali e indicato anche la loro successione: in particolare, TRENER descrisse correttamente i rapporti di intersezione intrusiva esistenti tra la tonalite dell'Adamello e quella, più antica e foliata, del plutone Re di Castello. BIANCHI & DAL PIAZ (1937a, 1937b) mostrarono che la stessa tonalite Re di Castello è, a sua volta, un insieme di piccoli corpi intrusivi tagliati da svariati filoni, che i rapporti tra i vari plutoni sono molto complessi e che la suite intrusiva è legata a processi di differenziazione magmatica.

La ricostruzione di TRENER venne ripresa e sviluppata da BIANCHI & DAL PIAZ (1948a), in un lavoro che sintetizza le principali novità rinvenute durante i rilievi per il Foglio M. Adamello al 1:100.000 e raffigura la struttura interna del batolite in uno schema al 1:250.000 in cui, per la prima volta, appaiono ben rappresentate le zone di tonalite con orientazione parallela e i numerosi corpi gabbri alla periferia del batolite (Fig. 9).

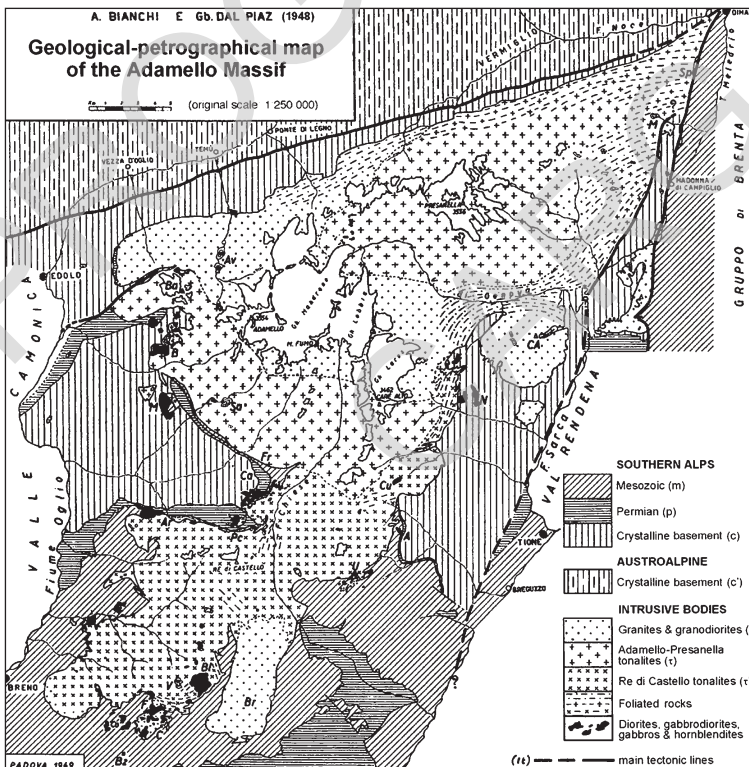


Fig. 9 - Schema delle principali unità granodioritico-tonalitiche e gabbriche dell'Adamello distinte da BIANCHI & DAL PIAZ (1948a); notare le zone con tessitura orientata che tagliano i limiti tra distinte unità intrusive con andamento subparallelo alla Linea del Tonale ed alla Linea delle Giudicarie.

Un accurato studio petrografico ispirato ai nuovi criteri di classificazione delle rocce ignee (STRECKEISEN, 1967) portò BIANCHI *et alii* (1970) a rivedere i caratteri mineralogico-tessiturali dei vari corpi intrusivi e la struttura interna del batolite, che fu suddiviso in quattro principali unità eruttive, prevalentemente tonalitiche: Monte Re di Castello, Adamello, Presanella, Corno Alto (Fig. 10), ciascuna costituita da svariati corpi intrusivi.

Successivamente, CALLEGARI & DAL PIAZ (1973) descrissero i rapporti mesoscopici visibili sul terreno tra i vari corpi intrusivi del batolite, stabilendo che, in base a strutture d'intersezione, il plutone della Presanella era più giovane di quello dell'Adamello, a sua volta era più giovane del Re di Castello. Rimaneva

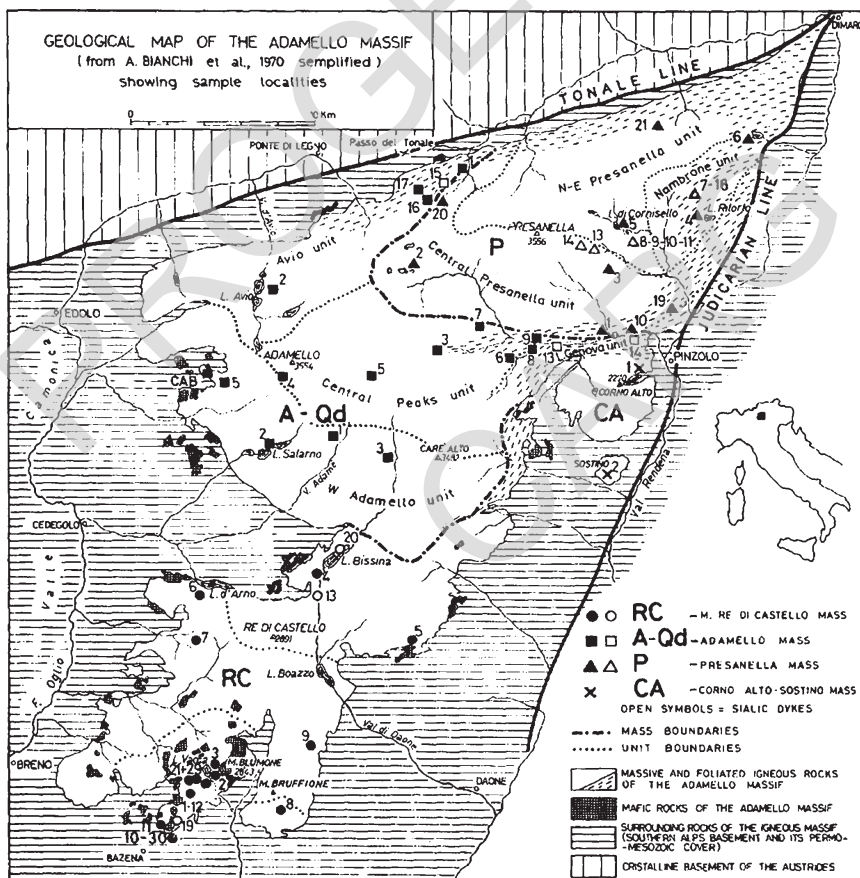


Fig. 10 - Le principali "superunità" intrusive (masse, plutoni) del batolite e le loro suddivisioni interne secondo BIANCHI *et alii* (1970).

incerta l'età del Corno Alto, a causa del suo contatto tettonico con la tonalite della Val di Genova. Alcune datazioni radiometriche della biotite (FERRARA, 1962; BORSI *et alii*, 1966) sembravano appoggiare l'età relativamente giovane del Corno Alto, suggerita da BIANCHI & DAL PIAZ (1950), mentre TRENER (1912) lo riteneva il corpo più antico della suite, ipotesi recentemente confermata in via definitiva.

L'età terziaria e la successione delle principali pulsazioni magmatiche furono documentate e precisate da nuove datazioni radiometriche K-Ar e Rb-Sr eseguite in modo sistematico sulle miche dei principali corpi intrusivi dell'Adamello (DEL MORO *et alii*, 1985b) che risultarono di età più giovane procedendo da sud (Re di Castello: 42-36 Ma) verso nord (Presanella: 32-29 Ma). Per il Corno Alto, l'età della muscovite (42-41 Ma) fu ritenuta vicina a quella d'intrusione, confermando l'intuizione di TRENER, mentre i valori forniti dalla biotite (34-33 Ma) indicavano età di raffreddamento. L'età eocenica (42 Ma) è stata definitivamente confermata da MAYER *et alii* (2003), con datazioni U-Pb dello zirconio magmatico. La datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (VILLA, 1985) di alcune orneblende magmatiche dei corpi gabbri meridionali (Foglio Bagolino) ha fornito una età di 41.7 Ma ed altri valori influenzati da eccesso di Argon. Il rapporto isotopico iniziale dello stronzio, misurato in un centinaio di campioni significativi (DEL MORO *et alii*, 1985a), confermò la presenza di intrusioni distinte, definite da valori in progressivo aumento dai corpi meridionali, più antichi (0,7036), a quelli settentrionali, più giovani (0,7121). Questi dati furono interpretati come evidenza di intrusioni multiple di un magma basaltico di origine profonda, sottoposto in varia misura a contaminazione per assimilazione di materiale crostale e a processi di differenziazione per cristallizzazione frazionata di prevalente plagioclasio (vedi anche OXBURGH & MC RAE, 1984).

In base ai dati isotopici furono definite quattro unità magmatiche principali (superunità Presanella, Avio, Adamello, Re di Castello), confermate anche da analisi geochemiche su roccia totale (MACERA *et alii*, 1985) e singoli minerali (JOBSTRAIBIZER *et alii*, 1985). Seguendo la rassegna di CALLEGARI & BRACK (2002) e la classificazione di BIANCHI *et alii* (1970), le superunità intrusive sono caratterizzate dalla seguente composizione:

- i) *Presanella*: tonaliti a biotite-orneblenda (tipo Presanella centrale e Presanella NE) e quarzodioriti (tipo Val Nambrone).
- ii) *Val d'Avio*: monotone tonaliti a biotite, talora a granato nelle zone periferiche; vi si possono associare alcuni corpi gabbri intrusi nel basamento cristallino incassante (Corno d'Aola, Baita Pozzuolo, Passo del Tonale).
- iii) *Adamello*: comprende il corpo tonalitico dell'Adamello occidentale e quello leucotonalitico delle Vette Centrali, legati da rapporti probabilmente di tipo transizionale; al primo sono associati i gabbri del Monte Marser (ZANETTIN, 1956), Lago Baitone e Malga Macesso.

iv) *Re di Castello*: numerosi corpi di tonaliti e granodioriti, alcuni con complessa struttura interna (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937c; COLBERTALDO, 1940, 1950; MALARODA, 1954; BRACK, 1984, 1985; ULMER, 1986; BLUNDY, 1989; JOHN & BLUNDY, 1993). Nei gabbri del Blumone e della Val Fredda, ULMER *et alii* (1985) hanno riconosciuto un layering magmatico tagliato da iniezioni tardive di gabbri a grana fine, granodioriti e trondhjemitici. I corpi basici associati al plutone Re di Castello sono costituiti in prevalenza da gabbri ad ornoblenda aciculare, simili a quelli presenti ai margini delle superunità Adamello e Avio. La genesi dei nuclei femici nei granitoidi è discussa da BLUNDY & SPARKS (1992).

Come appare chiaramente nella cartografia (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937c; BRACK, 1984, 1985; AA.VV., 1998, in CALLEGARI & BRACK, 2002), il batolite è caratterizzato dalla presenza di vari sistemi di filoni che tagliano i corpi intrusivi e/o le rocce incassanti, già noti ai tempi di RIVA (1896, 1897) e di SALOMON (1908-1910). SALOMON aveva segnalato 229 filoni, suggerito la presenza di filoni più antichi della tonalite e supposto che i lamprofiri fossero successivi alle apliti, ipotesi confermate da BIANCHI & DAL PIAZ (1937a-b-c), DIENI & VITERBO (1960, 1961b), CALLEGARI (1963a-b), BRACK (1984), BRACK *et alii* (1985). In definitiva, le varie generazioni di filoni sono state riunite nei seguenti gruppi principali (AA.VV., 1998; CALLEGARI & BRACK, 2002):

- 1) Filoni pre-tonalitici: porfiriti anfiboliche e/o biotitiche di possibile età triassica medio-superiore, insediati nelle rocce incassanti, deformati dalla tettonica alpina pre-Adamello e metamorfosati al contatto (BRACK, 1981, 1984, 1985);
- 2) Filoni del ciclo tonalitico dell'Adamello:
 - 2a) filoni pre-sin tonalite di lamprofiri, precursori del ciclo magmatico, tagliano pieghe alpine, ma mostrano deformazioni sin-magmatiche;
 - 2b) filoni post-tonalitici di apliti-pegmatiti, lamprofiri, basalti e andesiti, tagliano indisturbati i corpi intrusivi e la loro aureola metamorfica di contatto.

2. - ORIGINE ED ETÀ DEL BATOLITE

Passando all'interpretazione petrologica del batolite dell'Adamello, nella prima metà del Novecento la sua natura composita fu attribuita a processi di differenziazione magmatica (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937c, 1948a-b). In seguito, il problema del magma originario fu affrontato in modo contrastante: BIANCHI & DAL PIAZ (1937c) e CALLEGARI (1963b) interpretarono i corpi basici dell'Adamello meridionale come intrusioni di un magma gabbriico, mentre COLBERTALDO (1940), ZANETTIN (1956) e ADAMI (1963) riferirono la genesi dei gabbri del Blumone, Marser e Val Seria a magmi tonalitici contaminati da assimilazione di rocce carbonatiche.

A partire dagli anni '80 il problema della genesi dei corpi basici fu affrontato sulla base di nuovi dati geochimici ed isotopici. Constatata la correlazione positiva tra stronzio e isotopi dell'ossigeno, CORTECCI *et alii* (1979) proposero due modelli per la genesi del batolite: i) differenziazione di un magma parentale basaltico, con assimilazione di materiale crostale; ii) fusione parziale di una crosta chimicamente stratificata.

Utilizzando gli stessi dati, TAYLOR (1980) favorì il modello di una evoluzione magmatica per cristallizzazione frazionata di un magma basaltico, associata a crescente assimilazione di materiale crostale. Nuovi dati sulla geochimica dell'Adamello furono prodotti da DUPUY *et alii*. (1982) e KURODA *et alii* (1985).

DEL MORO *et alii* (1985a, 1985b), documentato il progressivo ringiovanimento dei corpi intrusivi e l'aumento del rapporto isotopico iniziale dello stronzio procedendo da sud verso nord, sostennero l'esistenza di intrusioni multiple di un magma mafico, cristallizzazione frazionata e contaminazione crostale che aumentava al diminuire dell'età dei corpi intrusivi.

Un'origine mantellica della sorgente fu postulata da ULMER *et alii* (1985), mentre secondo ULMER (1986, 1988) i filoni di picrobasilto dell'Adamello meridionale potevano essere la testimonianza di un magma parentale coesistente con una peridotite a granato alla pressione di 3.0 GPa.

Recentemente, MACERA *et alii* (2003) hanno riferito la genesi delle vulcaniti terziarie della Provincia Veneta (indipendenti dall'Adamello) alla risalita di corpi mantellici profondi.

BIGAZZI *et alii* (1986), analizzato l'andamento degli elementi in tracce e degli isotopi dello stronzio nell'intero batolite dell'Adamello, conclusero affermando che tutti i granitoidi dell'Adamello erano legati allo stesso magma parentale, costituito da una tholeiite ricca in Mg, e che ogni unità intrusiva era generata da gradi diversi di cristallizzazione frazionata e di assimilazione crostale.

BLUNDY & SHIMIZU (1991) dimostrarono su base geochimica che i caratteristici nuclei calcici dei plagioclasti nella tonalite Re di Castello erano derivati da rocce gabbriche, confermando l'esistenza di una stretta relazione genetica tra gabbri e tonaliti, corroborata anche da KAGAMI *et alii* (1991).

L'importanza della contaminazione crostale è stata ulteriormente confermata dallo studio degli zirconi nell'unità Re di Castello (HANSMANN, 1986; HANSMANN & OBERLI, 1991) ed in altri corpi intrusivi del batolite, ove sono stati rivenuti nuclei relitti di zirconi provenienti dal basamento cristallino paleozoico (MAYER *et alii*, 2003).

In Tab. 1 sono sintetizzate le età di raffreddamento ottenute da FERRARA (1962) e DEL MORO *et alii* (1985b) con il metodo Rb/Sr su biotite e muscovite di numerosi corpi intrusivi. Le misure K/Ar sugli stessi minerali hanno fornito, in genere, età più recenti.

Nello stesso periodo erano state eseguite anche alcune datazioni U-Pb su cri-

Tab. 1 – Età radiometriche Rb-Sr di biotite e muscovite in alcune unità intrusive dell'Adamello da FERRARA (1962) e DEL MORO et alii (1985). I dati con asterisco sono interpretati come intervalli di età di raffreddamento ringiovanite dall'intrusione dei plutoni più recenti.

Unità intrusive	Rb/Sr (Ma)	Rb/Sr (Ma)
	Biotite	Muscovite
Re di Castello meridionale	42 - 38	
Re di Castello settentrionale	38 - 36	39-37
Corno Alto	34 - 33*	42-41
Corno Alto diorite (Malga Campo)	33 - 34*	
Sostino	39 - 38	
Adamello occidentale	36 - 34	
Adamello Vette centrali	34	
Avio	34 - 32	
Val di Genova	33 - 30	
Presanella centrale	33 - 32	
Presanella nord-orientale	32 - 29*	

stalli di zircon e thorite dell'unità Re di Castello (HANSMANN, 1986; HANSMANN & OBERLI, 1991); le età ottenute (42-39 Ma) erano riferite alla cristallizzazione del magma. Recentemente STIPP *et alii* (2004) hanno pubblicato alcune età U-Pb ottenute su zirconi provenienti da rocce del margine settentrionale delle unità dell'Avio (34.6 ± 1.0 Ma) e della Presanella (32.0 ± 2.3 Ma).

Nel 2000-2001 MAYER ha eseguito, nell'ambito del progetto CARG-PAT, una serie di nuove datazioni U-Pb alla sonda ionica del CRPG-CNRS di Nancy. Sono stati analizzati zirconi magmatici provenienti da tutte le unità intrusive del batolite situate a nord della Re di Castello (MAYER *et alii*, 2003). L'ubicazione dei campioni da cui JOBSTRAIBIZER e DE PIERI hanno estratto gli zirconi è riportata in Fig. 11. I nuovi dati suggeriscono che i vari corpi del batolite si sono intrusi nella crosta superiore sudalpina essenzialmente nell'Eocene (42-35 Ma), ad eccezione del plutone della Presanella di cui è confermata l'età oligocenica. Essi consentono di identificare tre fasi di crescita dello zircon, statisticamente centrate a circa 42 Ma, 37 Ma e 31 Ma (Fig. 12) ed interpretabili come età delle principali pulsazioni magmatiche del batolite. Le età eoceniche sono state ottenute al nucleo e nella parte mediana dei cristalli di zircon, mentre le età oligoceniche provengono in genere dal bordo del cristallo. L'età di 42 Ma è ben documentata nel plutone del Corno Alto, che è quindi coevo del plutone Re di Castello datato da HANSMANN (1986). Valori analoghi si rinvencono nelle tonaliti dell'Adamello Centrale, ove è ben rappresentata l'età di 37 Ma, peraltro riscontrata in molti altri plutoni del batolite. L'età di 31 Ma è più frequente nei corpi intrusivi settentrionali e periferici, ma compare sporadicamente anche in altri plutoni.

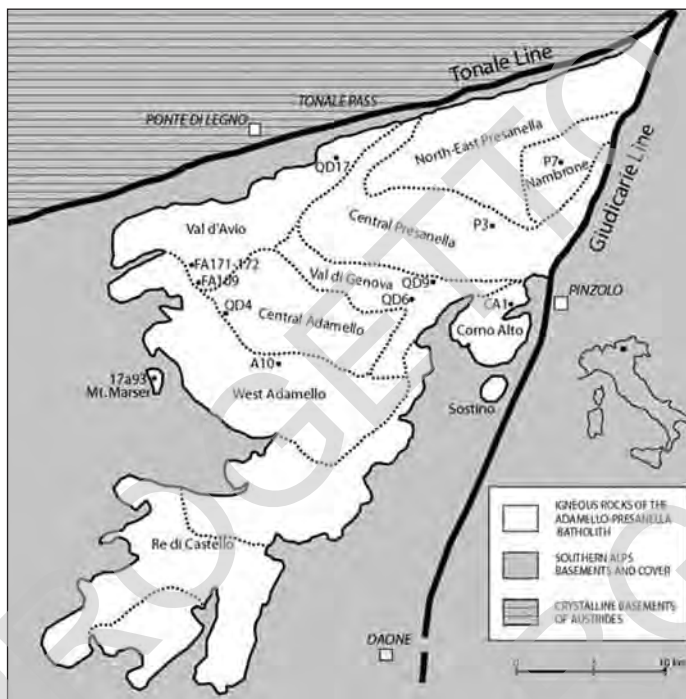


Fig. 11 - Ubicazione dei campioni di rocce intrusive da cui sono stati separati gli zirconi datati da MAYER et alii (2003); la suddivisione interna del batolite dell'Adamello è tratta da BIANCHI et alii (1970) e JOBSTRAIBIZER et alii (1985). Secondo BIANCHI et alii (1970).

La presenza di zirconi magmatici caratterizzati da questi tre gruppi di età implica una genesi particolarmente complessa del batolite dell'Adamello, con prolungato riciclo di materiale magmatico formatosi in tempi diversi entro la stessa camera magmatica. La relativa carenza di zirconi relitti (3 nuclei di età varisica) anche in rocce certamente contaminate da influssi crostali suggerisce l'ipotesi che gli zirconi forniti dal basamento cristallino incassante siano stati quasi completamente assimilati durante le prime fasi del ciclo magmatico in un liquido silicatico sottosaturo in zirconio (MAYER et alii, 2003).

I meccanismi di intrusione del batolite sono stati affrontati da MENDUM (1976), BRACK (1985), JOHN & BLUNDY (1993) e ZATTIN et alii (1995).

Sono stati proposti:

- i) un meccanismo di accrescimento a cipolla, tipo *ballooning*, per il plutone della Presanella (MENDUM, 1976);
- ii) un processo di intrusione forzata (*forceful intrusion*) per alcuni corpi tonalitici dell'Adamello Centrale (BRACK, 1985; JOHN & BLUNDY, 1993),

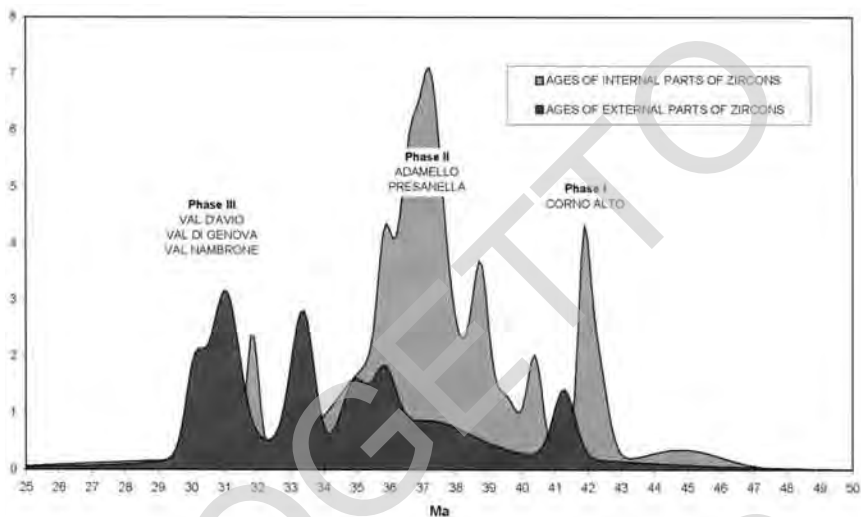


Fig. 12 - Distribuzione probabilistica delle età ^{238}Pb - ^{206}Pb ottenute in zirconi del batolite dell'Adamello (MAYER et alii, 2003). Le età delle parti interne ed esterne degli zirconi sono state calcolate separatamente per enfatizzare le differenze tra nucleo e periferia.

dimostrando che in questo caso la foliazione delle tonaliti è di origine magmatica e connessa con l'intrusione stessa, come già sostenuto da BIANCHI & DAL PIAZ (1937a-c);

- iii) un processo di intrusione passiva controllato dal grado di collasso e smembramento delle rocce incassanti (BRACK, 1985; ZATTIN et alii, 1995); la ricostruzione dei rapporti geometrici tra plutone e coperture proposta da BRACK (1985) è illustrata in Fig. 13.

3. - LE ROCCE INCASSANTI

Ricorrendo ancora alla sintesi storica di CALLEGARI & BRACK (2002), il riconoscimento attorno e a tetto del batolite dell'Adamello di scisti cristallini e di una eterogenea copertura di vulcaniti, sedimenti clastici e dominanti successioni carbonatiche di età triassica risale alla metà dell'Ottocento. Le prime ricostruzioni stratigrafiche furono elaborate da un gruppo di valenti geologi austriaci e tedeschi. SUESS (1869) segnalò resti di vegetali permiani negli scisti del Collio a sud dell'Adamello: fu questa la prima indiscussa documentazione della presenza del Permiano nelle Alpi Meridionali. Pochi anni dopo il nome *Daonella* fu tratto dalla Val Daone per definire il gruppo di bivalvi triassici rinvenuti nella zona di Prezzo (MOJSISOVIC, 1874). Il tedesco LEPSIUS (1878), nella sua celebre monografia dedicata al Sudtirolo occidentale, fornì una dettagliata stratigrafia

delle successioni affioranti sul lato orientale dell'Adamello, poi completata da BITTNER (1881) per il settore delle Giudicarie, con una ricostruzione rimasta a lungo lo standard stratigrafico del Triassico.

Ulteriori progressi sulle rocce incassanti del batolite, comprese quelle con marcato metamorfismo di contatto, furono acquisiti con i rilevamenti sistematici del massiccio eseguiti da SALOMON (1908-1910) tra le Giudicarie e la Val Camonica. I numerosi fossili rinvenuti da SALOMON furono studiati dai suoi allievi, ma solo una parte dei dati venne pubblicata (ad es., VÖLKER, 1931).

Subito dopo la comparsa della prima monografia di SALOMON, TRENER (1910a) descrisse in dettaglio la successione stratigrafica verosimilmente più completa delle coperture al margine del batolite, tra il M. Ignaga e Forcell Rosso, ad ovest dell'attuale lago artificiale di Malga Bissina. TRENER, allievo di SUESS, lavorava per il Servizio Geologico di Vienna come '*Sektionsgeologe*' per il Trentino. TRENER riconobbe numerosi nuovi intervalli stratigrafici (equivalenti alla Fm di Collio e forse alla Fm a Bellerophon) ed attribuì i termini più recenti della sequenza al Triassico Superiore e, successivamente, al Retico (TRENER, 1912). Ora sappiamo, tuttavia che la serie del Forcell Rosso non supera il Carnico.

Negli anni '60, le coperture sudalpine attorno al batolite dell'Adamello subirono una profonda revisione ad opera di stratigrafi delle Università di Pavia (BONI e collaboratori; v. rassegna in CASSINIS *et alii*, 1999), per il Permiano, e di Milano (ASSERETO & CASATI, 1965) per le successioni triassiche (v. anche GAETANI, 1985). Altri autori proposero interpretazioni alternative per la stratigrafia delle successioni del Triassico Medio-Superiore affioranti ad ovest della Val Camonica (ROSSETTI, 1966), o si concentrarono su aspetti sedimentologici delle sequenze triassiche nella zona delle Giudicarie (ad es., UNLAND, 1975; EPTING *et alii*, 1976).

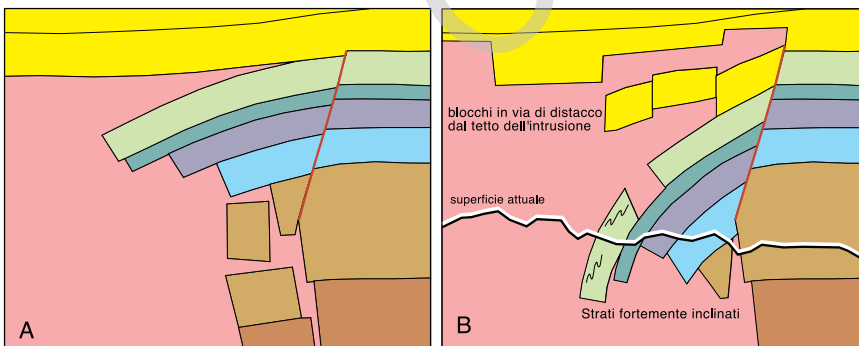


Fig. 13 – Modello per spiegare la giacitura da subverticale a molto inclinata delle successioni sedimentarie ai margini del batolite, attribuibile allo sprofondamento (*stoping*) entro la camera magmatica delle rocce sottostanti (BRACK, 1985).

Successivamente, molte delle innovazioni litostratigrafiche furono estese, con successo, alle coperture con metamorfismo di contatto magmatico al margine del batolite. In particolare, i nuovi rilevamenti degli studenti svizzeri nelle aree classiche attorno al M. Frerone e in alta Val Caffaro produssero importanti aggiornamenti alla stratigrafia della regione, basati sulla scoperta di nuove successioni sedimentarie al M. Colombine (Val Caffaro) e su confronti litologici e geochimici tra litotipi con metamorfismo di contatto e gli equivalenti, non metamorfici, affioranti ad ovest della Val Camonica. I risultati principali sono riassunti da BRACK *et alii* (1985) e GAETANI (1993). Numerosi ammonoidi furono rinvenuti negli strati di Buchenstein e in successioni vicine al contatto intrusivo (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). Le successioni mediotriassiche del massiccio dell'Adamello affioranti nella zona di Bagolino (foglio omonimo) sono state calibrate con l'integrazione di dati stratigrafici e isotopici: esse costituiscono il punto di riferimento bio-cronostratigrafico per il limite Anisico/Ladinico (BRACK *et alii*, 2005).

Di contro, scarsa attenzione è stata rivolta negli anni '70-80 al basamento metamorfico sudalpino, con l'eccezione del settore al margine NW del massiccio (MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973) e degli Scisti di Rendena tra Pinzolo e Spiazzo (BORIANI & ORIGONI GIOBBI, 1982a-b). Studi strutturali e petrologici di dettaglio sono stati effettuati recentemente sul basamento cristallino delle Alpi Meridionali centrali, tra il Lago di Como e il Massiccio dell'Adamello (SILETTO *et alii*, 1993; SPALLA *et alii*, 1998; SPALLA & GOSSO, 1999). Negli Scisti di Edolo, in particolare, sono state riconosciute tre unità tettonico-metamorfiche (Tipo I-II-III) sulla base di una differente evoluzione metamorfica prealpina in facies anfibolitica e/o in facies scisti verdi.

La giacitura ad alto angolo delle coperture sudalpine a tetto e al margine del batolite è sintetizzata in Fig. 13 (BRACK, 1985). I rapporti laterali delle unità stratigrafiche del Triassico Medio-Superiore sono essenzialmente desunti da metasedimenti metamorfosati per contatto (BRACK, 1984). Identici rapporti geometrici sono descritti nelle successioni sedimentarie coeve delle Alpi bergamasche orientali da BALINI *et alii* (2000) che definiscono, inoltre, l'età del calcare di Pratotondo e di altre unità stratigrafiche. Nonostante questi studi, l'attribuzione stratigrafica di alcune unità al margine del batolite dell'Adamello è ancora speculativa. In particolare, all'interno dell'aureola metamorfica di contatto le successioni sedimentarie e vulcaniche permiane ed i metasedimenti di presunta età carnica sono in molti casi difficili da correlare con le successioni esposte in altre aree. I rapporti stratigrafici delle successioni sedimentarie sudalpine nel settore trentino a SE del batolite sono descritti nei Fogli Tione di Trento e Riva del Garda (CASTELLARIN *et alii*, 2005).

4. - TETTONICA

Il basamento cristallino incassante mostra un quadro deformativo polifasico, di probabile età varisica, antecedente alla deposizione in discordanza delle coperture permiane. Seguono faglie sinsedimentarie distensive di età permiana e mesozoica, analoghe a quelle presenti a scala regionale nelle coperture sudalpine, con particolare riguardo alle fasi tettono-magmatiche estensionali di età permiana e medio-triassica (DAL PIAZ & MARTIN, 1998) ed allo sviluppo del *rifting* norico-liassico (CASTELLARIN, 1972; BERTOTTI *et alii*, 1993). Sono presenti infine deformazioni alpine anteriori, contemporanee e successive all'intrusione del batolite.

L'esistenza nelle coperture ai margini occidentale e meridionale del batolite di pieghe di piccole e medie dimensioni tagliate da filoni e piccole apofisi intrusive è da tempo nota (COZZAGLIO, 1894; SALOMON, 1908; BIANCHI & DAL PIAZ, 1937b). Queste strutture furono inizialmente attribuite all'intrusione del magma o a piegamento sin-intrusivo (tettonico ?) (COZZAGLIO, 1894; SALOMON, 1903). Sulla base della letteratura, SPITZ (1915) postulò l'esistenza di una stretta relazione tra la Linea della Gallinera (pre-intrusiva) e *thrust* noti nelle vicine Alpi Orobiche. CORNELIUS (1928) sostenne le idee di SPITZ e dimostrò la natura post-cinematica del metamorfismo di contatto nei sedimenti a letto della Linea della Gallinera, interpretazione poi ripresa da BRACK (1984, 1985), CASSINIS & CASTELLARIN (1988), SCHÖNBORN (1992) e CALLEGARI & BRACK (2002). Altri Autori sostennero invece l'età postintrusiva di strutture tipo Gallinera o della loro riattivazione (ad es., DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949; CASTELLARIN & GATTO, 1981; BERRUTI, 1984). Confermata l'età pre-tonalite della Linea della Gallinera, BRACK (1984) suggerì l'esistenza di strette relazioni cinematiche tra i *thrust* della Gallinera nel basamento sudalpino ed il sistema di pieghe e *thrust* nelle coperture sedimentarie scollate delle Alpi Bergamasche orientali. Alcune di queste strutture coinvolgono le successioni a contatto con il settore meridionale del batolite, con pieghe tagliate e deformate dal plutone eocenico (42-38 Ma) Re di Castello (BRACK, 1981, 1985).

L'età massima di questa fase tettonica pre-Adamello (fase orobica) è ancora mal definita. DOGLIONI & BOSELLINI (1987) suggeriscono una età eoalpina (Cretacico Sup.-Paleocene *p.p.*), ipotesi che sembrerebbe corroborata da alcune datazioni K/Ar e ⁴⁰Ar/³⁹Ar di filoni che tagliano strutture simili nelle Alpi Bergamasche (FANTONI *et alii*, 1999). Si noti, tuttavia, che filoni analoghi intersecano la tonalite eocenica del Re di Castello. Nei metasedimenti a sud-ovest di questo plutone (M. Frerone, alta Val Caffaro, Val Paghera), pieghe preintrusive mostrano deformazioni attribuibili all'intrusione forzata del magma (BRACK, 1985).

Più recentemente, (Fig. 14) è stato riesaminato il problema dell'età e del significato delle deformazioni associate alle linee tettoniche al margine settentrionale ed orientale del massiccio. Sulla base di uno studio della transizione

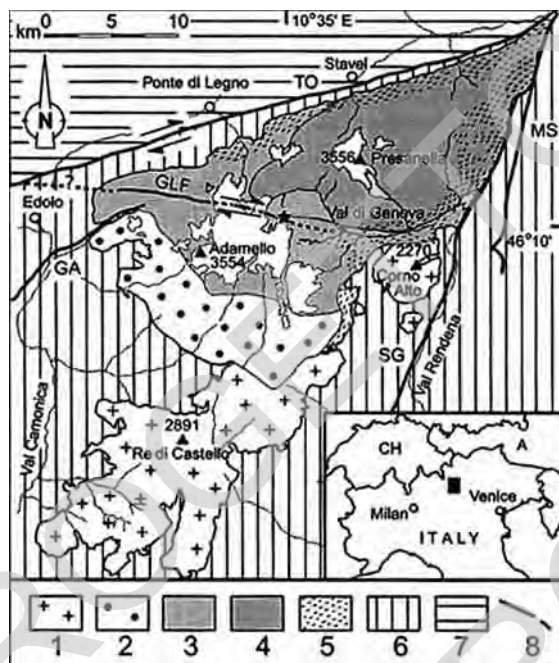


Fig. 14 - Il batolite dell'Adamello è delimitato a nord dalla Linea del Tonale (TO) e ad est dalla Linea delle Giudicarie Sud (SG); altre linee tettoniche (8): Gallinera (GA), Gole Larghe (GLF), M. Sabion (MS). Unità intrusive principali: Re di Castello (1), Adamello occidentale (2), Avio e Adamello centrale (3), Presanella (4), varietà foliate (5), basamento e coperture delle Alpi Meridionali (6), Unità Austroalpine (7); da DI TORO & PENNACCHIONI (2005).

miloniti-cataclasiti nel basamento sudalpino al margine settentrionale dell'Adamello, WERLING (1992) ha affermato che le deformazioni legate alla Linea del Tonale si sono sviluppate quando la temperatura nell'aureola metamorfica di contatto era ancora relativamente elevata. STIPP *et alii* (2002, 2004) hanno analizzato in dettaglio i rapporti tra l'intrusione dei plutoni settentrionali (Presanella e Val d'Avio) del batolite nel basamento sudalpino e la Linea del Tonale. L'intrusione è avvenuta contemporaneamente alla attività di taglio destro di questa linea tettonica, documentata dallo sviluppo di miloniti di alta temperatura (650°C) formatesi nell'ambito dell'aureola termometamorfica generata dai plutoni di Avio (U/Pb: 34.6 Ma) e della Presanella (circa 32.0 Ma). Età Rb-Sr, K-Ar e tracce di fissione su zircone (ZFT) indicano che il raffreddamento della zona di taglio duttile al di sotto di 300°C è avvenuta molto rapidamente (a 30 Ma circa) e che l'attività cinematica destra è proseguita con carattere cataclastico nel Neogene (sino a 20 Ma circa), quando la Linea del Tonale iniziò ad essere dislocata dalla Linea delle Giudicarie.

Il margine orientale del batolite, nel suo tratto settentrionale (plutone della Presanella, Foglio Malè), è delimitato dalla Linea delle Giudicarie Sud. A Sud di Carisolo, essa abbandona il margine del batolite e corre lungo la Val Rendena, al limite tra il basamento cristallino e le coperture permo-mesozoiche, generalmente sepolto sotto i depositi quaternari (Foglio Tione). L'età postmagmatica della linea era stata postulata da SALOMON (1901, 1908) sulla base del contatto, visibile a est del M. Spolverino, tra la tonalite cataclastica ed i sedimenti mesozoici non metamorfici. La Linea delle Giudicarie Sud è una struttura di età neogenica che riattiva ed inverte in transpressione sinistra le faglie normali del rifting norico-liassico e forse discontinuità antecedenti (CASTELLARIN & SARTORI, 1982; CASSINIS, 1985; MARTIN *et alii*, 1991, 1996; CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1993). Dopo la cristallizzazione del batolite, il Corno Alto ed altri settori a tetto della faglia sono stati sollevati a partire dal Miocene Superiore (10-8 Ma, tracce di fissione: MARTIN *et alii*, 1998). A nord di Carisolo, al limite tra i fogli Tione e Malè, la linea tronca la foliazione delle tonaliti della bassa Val di Genova, la cui orientazione è subparallela alla Linea del Tonale. Ulteriori dati su questa linea tettonica sono riportati da PROSSER (1998, 2000), VIOLA (2000), VIOLA *et alii* (2001) ed ampiamente ripresi nelle note dei Fogli Malè e Tione.

La Linea delle Gole Larghe e la sua prosecuzione orientale nella Linea della Val di Genova costituiscono la principale discontinuità tettonica all'interno del batolite. Si tratta di una grande faglia paleosismica (pseudotachiliti), diretta circa est-ovest e caratterizzata da una cinematica trascorrente destra, con rigetto di circa 1 km. Le magnifiche esposizioni fornite dalle rocce levigate alla fronte del ghiacciaio della Lobbia hanno consentito di ricostruire la complessa storia evolutiva di questo elemento strutturale (DI TORO & PENNACCHIONI, 2004, 2005; DI TORO *et alii*, 2005). Le pseudotachiliti sono state datate e la loro età di 29.8 ± 0.4 Ma (^{39}Ar - ^{40}Ar ; PENNACCHIONI *et alii*, 2006) dimostra che la Linea delle Gole Larghe è contemporanea alla Linea del Tonale, anch'essa con cinematica destra (MARTIN *et alii*, 1991; STIPP *et alii*, 2004). È d'interesse storico segnalare che BERRUTI (1984) aveva indicato l'andamento di questa linea tettonica limitata al tratto tra il M. dei Frati e il Passo delle Gole Larghe, a nord del Passo delle Gole Strette (cataclasiti) dove aveva termine la Linea della Gallinera.

5. - METAMORFISMO DI CONTATTO

L'aureola metamorfica di contatto ha un'ampiezza, in pianta, di 1-2 km, con punte sino a 4 km, accertabili al microscopio. La zona interna dell'aureola è ben visibile macroscopicamente per la presenza di cornubianiti di vario tipo, con fenomeni di contatto ed associazioni mineralogiche spesso spettacolari. A distanze maggiori, ove l'assetto litologico e strutturale primario è ben preservato, la presenza dell'aureola si basa sul riconoscimento della biotite neoblastica e di tra-

sformazioni visibili solo al microscopio. Sedimenti privi di sovraimpronta metamorfica si trovano solo in Val Rendena, tra Carisolo e Dimaro, giustapposti al batolite lungo una faglia del sistema delle Giudicarie.

SALOMON (1890, 1891a-b-c, 1892, 1894, 1895, 1896, 1908-10) fu il primo autore a studiare in modo sistematico le rocce metamorfosate al bordo del batolite e ne formulò, nel 1897, un primo schema classificativo. Termini come “avio-lite” (dal Monte Avio) ed “edolite” (dal paese di Edolo) furono introdotti nella nomenclatura petrografica del tempo. Gli scisti cornubianitici affioranti a N e NE del massiccio furono descritti in dettaglio da TRENER (1906) e GOTTFRIED (1930).

Un primo quadro sinottico dei processi metamorfici che caratterizzano l'aureola di contatto dell'Adamello è stato fornito da BIANCHI & DAL PIAZ (1948b). L'estensione dell'aureola metamorfica visibile nel basamento cristallino del settore trentino (Scisti di Rendena) e camuno (Scisti di Edolo) è indicata (punteggiatura) nei fogli geologici al 1:100.000 M. Adamello (AA.VV., 1953) e Tirano (AA.VV., 1969), mentre quella presente nelle successioni permo-mesozoiche è stata rappresentata, per motivi di scala, solo nel foglio Tirano. Ricerche successive hanno approfondito vari aspetti del problema: meccanismi di formazione dell'aureola di contatto (BUCHER-NURMINEN, 1982), modelli termici (BORIANI & ORIGONI-GIOBBI, 1982b; MATILE & WIDMER, 1993), comportamento dei fluidi e genesi delle vene (DRESCHER-KADEN, 1969; BAUMGARTNER, 1986; GIERÉ, 1990a, 1990b, 1992; GIERÉ & WILLIAMS, 1992; ABART, 1994, 1995, GERDES *et alii*, 1995, 1999), natura delle inclusioni fluide in metamorfiti carbonatiche e marnose (TROMMSDORFF *et alii*, 1985), metasomatismo e relazioni di fase in marmi dolomitici (FRISCH & HELGESON, 1984) e calcari argillosi (OTERDOOM, 1979; ULMER, 1983), transizione duttile-fragile in dolomite metamorfosata per contatto (VOGLER, 1986). In base a questi studi sono state stimate le temperature dell'aureola metamorfica a contatto con corpi gabbriici (900-850°C) e con corpi tonalitico-granodioritici (650-550°C). Nelle rocce carbonatiche i fluidi erano ricchi in CO₂ durante la fase di devolatilizzazione del carbonato e ricchi in H₂O durante l'evoluzione successiva, dominata probabilmente dai fluidi rilasciati dal magma (BAUMGARTNER *et alii*, 1989).

La vasta gamma di litotipi che circondano il batolite dell'Adamello sono il frutto di processi metamorfici e metasomatici di tipo selettivo e della grande varietà di protoliti. Questi litotipi sono stati rilevati e descritti in dettaglio dalla Scuola di Padova (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937c, 1948; DE LUCCHI, 1939; HIEKE MERLIN, 1945; SCHIAVINATO, 1946; MINOZZI-BOARETTO, 1950; LORENZONI, 1955; ZANETTIN, 1956; CALLEGARI, 1963a; ADAMI, 1963; DE PIERI & JUSTIN-Visentin, 1968; JUSTIN-Visentin & ZANETTIN, 1968; ROSSI, 1970; BIANCHI *et alii*, 1971; BELTRAMI *et alii*, 1971; MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973; MORGANTE, 1979; PASSAGLIA & TAGLIAVINI, 1994). I successivi rilievi dei giovani di Zurigo hanno ricostruito la storia metamorfica di numerose unità stratigrafiche permiane e

triassiche al contatto con il batolite (RIKLIN, 1983, 1985, e numerose tesi inedite). Le trasformazioni metamorfiche di contatto e le associazioni mineralogiche più tipiche sono descritte sinteticamente nella legenda della carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella (AA.VV., 1998, in CALLEGARI & BRACK, 2002).

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

La crosta continentale delle Alpi Meridionali che affiora nel Foglio Monte Adamello è costituita da un basamento cristallino con metamorfismo pre-Permiano (varisico) di medio-basso grado, da successioni vulcaniche e sedimentarie permo-triassiche e da svariati corpi intrusivi del batolite eocenico-oligoce-nico dell'Adamello.

1.- BASAMENTO METAMORFICO SUDALPINO

Il basamento metamorfico pre-Permiano delle Alpi Meridionali è rappresentato da due principali complessi litologici: gli Scisti di Rendena, nel settore trentino, e gli Scisti di Edolo in quello camuno. Si tratta di unità pelitico-arenitiche con impronta metamorfica di medio-basso grado e scistosità regionale acquisite durante l'orogenesi varisica (con possibile sovrimpronta alpina), intruse da plutoni permiane (presenti nei fogli vicini) e ricoperte in discordanza dalle successioni permo-mesozoiche. Basamento e coperture mostrano una vistosa sovrimpronta termometamorfica a contatto con il batolite dell'Adamello e deformazioni alpine concentrate in prevalenza lungo linee tettoniche riferibili a fasi anteriori, contemporanee e successive all'intrusione del batolite terziario (Gallinera, Tonale, Giudicarie, Val di Genova-Gole Large, ecc).

1.1. SETTORE TRENTINO

Il basamento cristallino delle Alpi Meridionali è rappresentato, nel settore trentino del foglio, dagli Scisti di Rendena. Questa unità affiora sul fianco destro della valle omonima, nella fascia compresa tra la Linea delle Giudicarie ed il batolite dell'Adamello. e costituisce la prosecuzione meridionale ed occidentale

degli affioramenti, più discontinui, compresi nei Foglio Malè e Tione di Trento. Si tratta di un complesso di micascisti e paragneiss a due miche, granato e locale staurolite, con intercalazioni di quarziti e gneiss feldspatici chiari.

Scisti di Rendena (SRE)

Gli Scisti di Rendena sono diffusi in Val Breguzzo, Val d'Arnò, Valsorda, Valbona e alta Val San Valentino, in affioramenti relativamente piccoli e spesso isolati in mezzo ad estese aree subaffioranti e con dominanti coperture quaternarie. Molti di questi affioramenti sono stati accorpati nella fase di generalizzazione alla scala 1:50.000 dei rilievi originali al 1:10.000. Si tratta di micascisti a muscovite, biotite, granato e staurolite, con metamorfismo pre-Permiano (varisico) in facies anfibolitica e locale retrocessione. I micascisti mostrano spesso un *layering* compositivo definito da alternanze millimetrico-centimetriche di micascisti e di paragneiss ricchi in occhietti feldspatici. Vi si associano filladi e filloniti di prevalente colore grigio argenteo, a luoghi ricche in quarzo e clorite, talora feldspatiche (varietà gneissiche a biotite, albite in blasti tondeggianti \pm granato). I parascisti presentano una scistosità regionale penetrativa, messa in evidenza dall'isorientazione delle miche e dall'alternanza di livelli millimetrici a prevalente quarzo e minore plagioclasio e livelli a prevalenti fillosilicati, granato e talora staurolite. Si tratta di una scistosità di piano assiale (S2) associata a un *crenulation cleavage* di seconda fase (D2), di età pre-permiana. Relitti di una scistosità S1 sono visibili al microscopio: essa è marcata da microliti di mica bianca inclusi nel granato, da pieghe isoclinali D1 senza radice e da *microlithons* micacei relitti.

I parascisti contengono frequenti intercalazioni di quarziti e scisti quarziticci, in genere sottili (**SREb**): sono stati distinti solo i livelli principali (Val di Breguzzo, Val d'Arnò), costituiti da bancate massicce o scistose, con limiti netti o graduali con i micascisti incassanti a cui fanno passaggio per aumento del contenuto in mica, clorite ed albite.

Attorno alla tonalite eocenica del plutone Re di Castello si osserva un'aureola metamorfica larga alcuni chilometri: presso il contatto intrusivo gli schisti sono trasformati in cornubianiti rosso-violacee massicce, ricche in biotite, sillimanite \pm K-feldspato; a distanza maggiore si osservano scisti cornubianitici a biotite, andalusite e cordierite, mentre nella zona esterna il metamorfismo è segnalato dalla neoformazione di biotite a spese della clorite pre-permiana (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1968; BORIANI & ORIGONI GIOBBÌ, 1982b).

Gneiss leucocratici (SRE1)

Gneiss feldspatici chiari a muscovite e talora biotite e/o clorite, in genere a grana fine, localmente occhiadini per la presenza di porfiroclasti lenticolari di microclino, in parte sostituito da albite a scacchiera. Scistosità regionale (S2) e microstruttura sono molto simili a quelle dei parascisti incassanti. Affiorano su

buona parte del versante sinistro della Val di Breguzzo, in Val d'Arnò, al M. Lavetto, al M. Comparadur e al Doss de l'Asen, in affioramenti con frequenti setti di scisti e spesso di difficile delimitazione. Questi litotipi sono analoghi agli gneiss chiari intercalati negli Scisti di Edolo e potrebbero corrispondere ai porfiroidi con metamorfismo varisco associati alla Fillade sudalpina della Val Badia, derivati da protoliti vulcanici e subvulcanici di età ordoviciana (BORIANI & ORIGONI GIOBBI, 1982a-b).

1.2.- SETTORE LOMBARDO

In Val Camonica il basamento sudalpino è rappresentato dagli Scisti di Edolo.

Essi sono costituiti, in Val Camonica, da ripetute alternanze di filladi quarzifere sericitico-cloritiche, talora a carbonato, scisti albitico-muscovitici e micascisti a clorite e granato, con intercalazioni di quarziti, gneiss feldspatici chiari, talora occhiadini, ed anfiboliti di colore verde scuro (SALOMON, 1901; LIBORIO & MOTTANA, 1969; MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973). La successione degli Scisti di Edolo è analoga a quella degli Scisti di Rendena, da cui si distingue per un'impronta metamorfica varisca di grado leggermente più basso. Sulla base di analisi palinologiche (GANSSE & PANTIC, 1988), i protoliti sarebbero riferibili all'Ordoviciano-Siluriano, circa coevi alle rocce eruttive da cui derivano gli gneiss leucocratici. Il metamorfismo e la scistosità regionale sono riferibili all'orogenesi varisca.

Complesso dei parascisti (EDO)

Assieme a limitate coperture permo-triassiche, costituiscono le rocce incassanti del tratto camuno del batolite dell'Adamello che le intrude con contatti discordanti. Il basamento cristallino si estende dalla testata della Val Savio al fondo della Val Camonica, in affioramenti discontinui, separati da dominanti coperture quaternarie e talora disarticolati da deformazioni gravitative di versante. Nel lavoro di generalizzazione alla scala 1:50.000 dei rilievi d'autore tutte le aree in cui il basamento era semiaffiorante sono state rappresentate come affioranti e molti gruppi di piccoli affioramenti sono stati accorpati. In fondo valle, in Val Savio e in bassa Val Salarno il complesso cristallino è costituito in prevalenza da micascisti, micascisti gneissici e paragneiss albitici a due miche, talora granatiferi, e dai loro prodotti di retrocessione metamorfica più o meno marcata, rappresentati da filladi e filloniti sericitico-cloritiche, talora a carbonato, scisti albitico-muscovitici e scisti a clorite. Come per gli Scisti di Rendena, anche in questo complesso la scistosità regionale è una S_2 . Tormalina verde-azzurrognola, epidoti, titanite, ilmenite, ematite e pirite sono i componenti accessori più comuni; apatite e zirconio sono più rari. La presenza di passaggi transizionali tra i vari litotipi e di ripetute alternanze alla scala meso-microscopica rende difficile stabilire e delimitare ulteriori distinzioni alla scala del foglio.

Come varietà cartografabili sono state distinte le principali intercalazioni di quarziti (**EDO_a**), un corpo di micascisti con intercalazioni a limiti netti o transizionali di quarziti scistoso-micacee, non rappresentabili singolarmente (**EDO_b**), e le filladi cataclastiche nerastre (**EDO_c**). Le quarziti (**EDO_a**) formano bancate e lenti massicce o debolmente foliate, relativamente pure, di colore da grigio chiaro a rosato, talora associate alle anfiboliti (Demo); i micascisti con ripetute intercalazioni di quarziti, talora a clorite e granato (**EDO_b**), affiorano sul fianco destro della Val Camonica, all'estremità nord-occidentale del foglio e si estendono nel contiguo foglio Malonno; le filladi (**EDO_c**) sono in genere associate a zone di taglio e, a volte, sono ricche di porfiroblasti albitici e di filari carbonioso-grafitici.

Sono stati infine distinti i corpi concordanti di gneiss granitoidi (**EDO₁**) e di anfiboliti (**EDO₂**), derivati da protoliti eruttivi acidi e basici di età pre-varisica. Nella parte interna dell'aureola termometamorfica del batolite dell'Adamello, gli Scisti di Edolo sono trasformati in cornubianiti violacee a bitoite, cordierite, andalusite e/o sillimanite, K-feldspato, spinello, corindone con locale sviluppo di migmatiti (Lago Baitone). A distanze maggiori dal contatto si osservano scisti nodulari e macchiettati a biotite, cordierite ed andalusite e quindi facies a biotite (da clorite), mica bianca e quarzo ricristallizzato.

Nel basamento cristallino camuno sono insediate le mineralizzazioni filoniane a solfuri di Pb-Zn di Carona e Forno d'Allione-Demo (FRIZZO & OMENETTO, 1974; CASSINIS *et alii*, 1997), descritte brevemente nell'ultimo capitolo.

Metagranitoidi (EDO₁)

Metagranitoidi e gneiss leucocratici a muscovite e subordinata biotite \pm clorite, con struttura talora occhiadina per la presenza di porfiroclasti maggiori di feldspato potassico, in parte trasformati in albite a scacchiera. La frazione quarzoso-feldspatica è dominante su quella micacea che è concentrata in livelli millimetrici, discontinui e molto spaziati. Gli gneiss chiari formano intercalazioni concordanti nella scistosità regionale varisica (**S₂**) dei parascisti incassanti, con limiti generalmente netti, e possono contenere qualche lente di anfiboliti (a nord di Cedegolo). Varietà con impronta termometamorfica sono esposte nella zona del Lago Baitone a contatto con tonaliti e gabbri.

Anfiboliti (EDO₂)

Gli Scisti di Edolo contengono alcune intercalazioni lenticolari concordanti di anfiboliti e anfiboliti albitico-epidotiche. I corpi maggiori, di dimensioni decametrico-ettometriche, affiorano in Val Camonica tra Demo e Forno Allione e sono talora associati a quarziti e gneiss occhiadini, costituendo un insieme di litotipi noto in letteratura come formazione d'Allione (LIBORIO & MOTTANA, 1969, 1972). Si tratta di rocce di colore da verde scuro a grigio-verdastro, talora listate, con associazioni metamorfiche in facies scisti verdi di età varisica, ad anfiboli calcici, plagioclasio, epidoto, clorite, albite, e locali relitti di granato.

2.- SUCCESSIONI VULCANICHE E SEDIMENTARIE PERMO-TRIASSICHE

Le successioni permo-triassiche di copertura del basamento cristallino pre-Permiano delle Alpi Meridionali sono esposte al margine occidentale e sud-orientale del batolite (Fig. 15). Nel Foglio Monte Adamello, gli affioramenti principali e più completi sono esposti sui due fianchi del Plutone Re di Castello. In Val Camonica, una fascia sottile e discontinua di rocce permo-triassiche fortemente inclinate segue il margine occidentale dei plutoni dell'Adamello e della Val d'Avio; inoltre, a partire dalla Val Gallinera, verso sud-ovest, un lembo di queste coperture permo-triassiche si stacca dal contatto con i corpi intrusivi dell'Adamello e della Val d'Avio e sottolinea la presenza e l'andamento di sovrascorrimenti lungo la Linea della Gallinera.

Successioni permiane - Sono rappresentate da vulcaniti basali, talora scistose, da sequenze indifferenziate, in parte riferibili alla formazione di Collio, e dal Verrucano Lombardo.

Lo spessore complessivo varia notevolmente a causa dell'irregolare tettonica a blocchi che caratterizzava la paleogeografia tardo-paleozoica della regione (CASSINIS, 1985). La successione stratigrafica più completa di rocce permiane

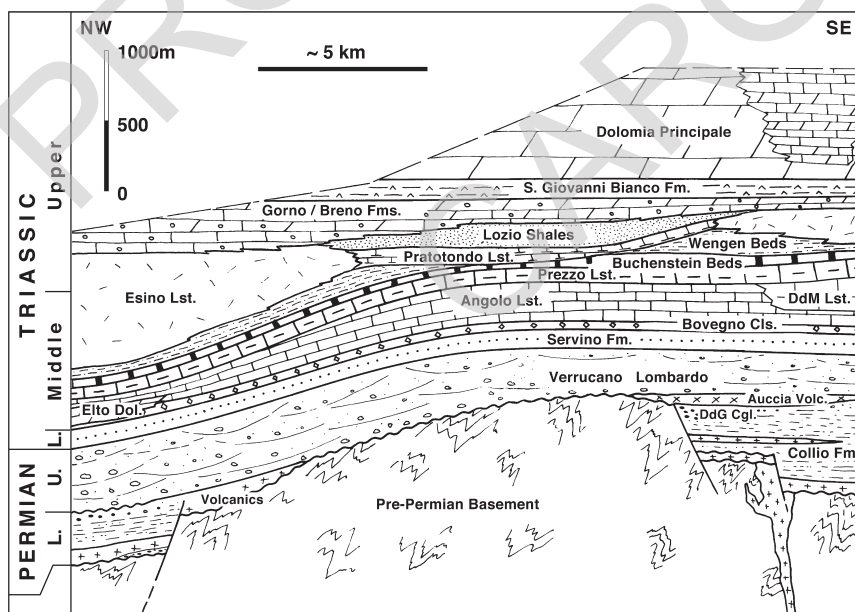


Fig. 15 – Schema dei rapporti stratigrafici e geometrici delle successioni permo-triassiche sudalpine al margine meridionale ed occidentale del batolite dell'Adamello (BRACK in CALLEGARI & BRACK, 2002).

(incluse le rocce vulcaniche e clastiche del Permiano Inferiore) è conservata lungo la cresta Monte Ignaga – Forcel Rosso, tra la Val di Savio e la Val di Daone. Più a nord, una successione simile è visibile lungo la cresta del Corno delle Granate, a sud-ovest del Corno Baitone. Lo spessore delle unità corrispondenti che affiorano tra la Val Malga e la Val Savio è molto variabile a causa di una distribuzione probabilmente già irregolare in origine, di deformazioni tettoniche pre-intrusive e di dislocazioni sin-intrusive. Analoghe variazioni si riscontrano nelle successioni vulcano-sedimentarie esposte lungo il fascio deformativo della Linea della Gallinera. In molti casi non è possibile pervenire ad una chiara attribuzione formazionale delle successioni molto deformate e/o termometamorfosate che possono derivare da protoliti situati in posizioni stratigrafiche diverse (p.es. arenarie e conglomerati riferibili alla formazione di Collio o al Verrucano Lombardo).

Ad ovest del Plutone Re di Castello le successioni del Permiano Inferiore sono fortemente ridotte o assenti su lunghi tratti, ove il basamento cristallino è ricoperto, con contatto stratigrafico, dal Verrucano Lombardo (Permiano Superiore). A est del plutone (zona del Monte Lavetto) sono visibili solo pochi lembi di rocce attribuibili al Permiano Inferiore. In questo settore la successione originaria era probabilmente più completa e spesso ma è stata poi ridotta dalla attività tettonica della faglia normale Lavetto-Arnò.

Successioni triassiche - Le unità triassiche e soprattutto quelle del Triassico Medio sono esposte in modo spettacolare lungo il versante occidentale del Monte Corona, al margine SE del Plutone Re di Castello, appena al di fuori del Foglio Monte Adamello. Procedendo verso il contatto con le rocce intrusive, queste successioni continuano poco disturbate, ma con inclinazione sempre maggiore e con unità stratigrafiche più recenti (Triassico Superiore), formando il bordo del batolite.

Vulcaniti basali di Val Savio (TCI)

Le vulcaniti permiane (Porfidi quarziferi *Auct.*) sono diffuse nei fogli Bagolino e Tione di Trento, dove costituiscono la parte inferiore (Lave di Bocenago) del Gruppo di Tione. Nel foglio Monte Adamello le vulcaniti sono rappresentate da scarsi e piccoli corpi affioranti in alta Val Savio e nelle sue tributarie. Ove presenti, costituiscono la base delle coperture sudalpine, discordanti sul basamento metamorfico. Sono costituite da lave, ignimbriti e tufi di composizione riolitica, per lo più violacei, grigi e verdastri, talora associati a vulcanoclastiti. Le facies metamorfiche di contatto sono costituite da cornubianiti massicce o lievemente laminate, in cui a volte si riconoscono ancora i fenocristalli di quarzo. I minerali di neoformazione sono rappresentati da muscovite, biotite ± anfibolo (matrice) e da fenoblasti, in genere rari, di andalusite, sillimanite e/o fibrolite (Lago Baitone, Forcel Rosso, Lago d'Avolo).

Rocce termometamorfosate di origine vulcanica o subvulcanica del Permiano Inferiore, ma con spessore molto variabile ricoprono il basamento cristallino lungo

il margine occidentale dei plutoni della Val d'Avio e dell'Adamello. Si tratta di rocce di composizione prevalentemente riolitica, probabilmente simili e coeve alle ignimbriti riolitiche del Permiano Inferiore diffuse nel vicino bacino di Collio a sud-ovest del Foglio Adamello (Vulcanite del Monte Cabbianca). Al Monte Ignaga queste metarioliti formano la base di una potente successione clastica e raggiungono uno spessore massimo di circa 100 m. Verso nord e verso ovest il potente intervallo di rocce vulcaniche si riduce a pochi metri. Sul versante settentrionale del M. Campellio uno o due sottili intervalli di metarioliti sono intercalati entro depositi clastici. Nella successione metamorfica del Corno delle Granate, IMBACH (1989) paragona l'intervallo basale di scisti sericitici ad andalusite, feldspato e quarzo porfirico, spesso circa 20 m, derivati da vulcaniti prevalentemente riolitiche, alle ignimbriti basali del bacino di Collio. Verso l'alto seguono 50 m di conglomerati eterogenei e un altro intervallo di rocce di origine vulcanica, forse equivalenti alle Vulcaniti di Auccia del Gruppo delle Tre Valli Bresciane. Sottili intercalazioni di rocce vulcaniche o subvulcaniche si trovano inoltre nei resti più settentrionali di una successione clastica visibile al M. Piccolo sul lato occidentale del Monte Aviole. A sud del M. Lavetto, ad est del plutone Re di Castello, vi sono piccoli affioramenti di porfidi permiani che non hanno subito un vistoso metamorfismo di contatto; il loro spessore originario non è valutabile.

In carta sono stati distinti i principali affioramenti di vulcaniti scistose (**TCI_a**), corrispondenti agli "Scisti sericitici" di SALOMON (1907). Si tratta di scisti grigio chiari, di composizione riolitica e con fenocristalli di quarzo corrosi. Hanno scistosità planare talora pervasiva. Affiorano in lembi e corpi irregolari che, associati a conglomerati grossolani, fanno parte delle successioni di copertura incuneate e fortemente deformate alla base di sovrascorrimenti situati lungo la Linea della Gallinera e al Poggio della Croce. L'intensa deformazione e le probabili ripetizioni tettoniche a piccola scala non consentono di ricostruire la stratigrafia di questi lembi. Il lembo del Poggio della Croce è delimitato da una faglia diretta NO-SE e non sembra continuare oltre la sella ad est del Poggio.

Età: Permiano Inf.

Unità clastiche del Monte Ignaga (DPI)

E' stata utilizzata questa soluzione per rappresentare sia gli affioramenti di attribuzione stratigrafica incerta sia quelli formati da un insieme di formazioni clastiche permiane che la scala della carta non consentiva di distinguere. Si tratta di una successione indifferenziata di conglomerati, arenarie, siltiti e peliti di colore variabile da rossastro a grigio-verdognolo, in parte corrispondenti alla Formazione di Collio *s.l.*, ma che potrebbero includere anche parte del Verrucano Lombardo. Nelle zone con metamorfismo di contatto (alta Val Rabbia, Ignaga-Forcel Rosso) si osservano in genere cornubiantiti arenitiche e pelitiche grigio-verdastre a due miche e cornubianiti macchiettate ("*Leopardensandsteine*" Auct.).

Età: Permiano Inf./Sup. (?)

Verrucano Lombardo (Arenaria di Val Gardena) (VER)

È diffuso nel settore lombardo del foglio e corrisponde all'Arenaria di Val Gardena del settore trentino. Affiora estesamente al fondo della Val Camonica nei dintorni di Capo di Ponte, località famosa per le incisioni rupestri, e di qui lungo il contatto tra il plutone Re di Castello e gli Scisti di Edolo, a Nord del Lago d'Arno e sino alla cresta spartiacque tra M. Campellio e M. Ignaga-Forcel Rosso, con limitate ma significative estensioni in territorio trentino, verso i laghi di Campo e di Malga Bissina. Ricompare, verso Nord, in una ristretta fascia che, assieme a sottili termini triassici, fiancheggia il margine SW del plutone tonalitico dell'Adamello sino a Malga Macessi (Vale di Brate) ed a Cima del Coppo, intruso dal corpo gabbriico del M. Marsèr. Ancora a Nord, forma il piccolo lembo Castelletto, a tetto della tonalite, e gli affioramenti maggiori esposti, a NE di Rino, lungo il tratto inferiore della Linea della Gallinera. Nel settore trentino forma qualche piccolo affioramento in Val di Breguzzo.

L'unità è situata in una zona di transizione con l'Arenaria di Val Gardena (Trentino) ma la sua continuità laterale, verso occidente e meridione, con il Verrucano Lombardo suggerisce di attribuirle questo nome in tutto il Foglio Monte Adamello.

La successione clastica è riferibile ad un ambiente di piana alluvionale (MASSARI & CADEL, 1979). In facies non metamorfica, la parte inferiore della formazione è costituita da conglomerati rossastri con ciottoli di quarziti e vulcaniti. La parte medio-superiore è formata da arenarie rossastre con ripetute alternanze di siltiti rosso-cupo. Le facies con metamorfismo di contatto sono rappresentate da cornubianiti quarzose grigio-rosate a biotite, cordierite, andalusite ± fibrolite (Forcel Rosso, Lago Baitone, ecc.), talora con mobilizzati pegmatitici ricchi in tormalina (Lago d'Avolo), da cornubianiti macchiettate ("Leopardensandsteine" Auct.) (Lago d'Arno, Lago Baitone) e da cornubianiti siltoso-arenacee a due miche, di colore grigio-verdastro (Val Daone).

Lo spessore originario dell'unità si aggira su 350-450 m in Val Camonica ed in Val Daone subito a sud del Foglio Monte Adamello. Nella successione del Monte Ignaga le rocce metamorfiche corrispondenti raggiungono uno spessore di circa 260 m, mentre a nord della Val Saviole hanno spessore assai variabile (ad es. 50-150 m tra l'Alpe ed il Passo di Bos), probabilmente per motivi tettonici e/o per effetti meccanici connessi alla messa in posto dei magmi. Nel cuneo di rocce di copertura deformate ed in parte metamorfosate lungo il fascio tettonico della Linea della Gallinera e al Corno delle Granate non è evidente un limite chiaro tra le arenarie del Verrucano Lombardo e le rocce clastiche (conglomerati) possibilmente ascrivibili alla Formazione di Collio.

Età: Permiano Sup.

Servino (SRV)

Corrisponde alla Formazione di Werfen del settore trentino (Fogli Tione di Trento e Riva del Garda). Nel foglio Monte Adamello la formazione è diffusa sui due versanti della Val Camonica, nei dintorni di Capo di Ponte, tra i laghi d'Arno e di Campo, nel settore M. Ignaga-Forcel Rosso, al margine del Plutone dell'Adamello, e nei pressi di Rino. E' rappresentata da successioni di marne arenacee e micacee, areniti e siltiti micacee rosso-violette, laminate, marne policrome e calcari marnoso-arenacei grigio-verdastri e violacei; nella parte inferiore prevalgono dolomicriti e dolosiltiti, con apporti terrigeni. Le facies metamorfiche di contatto (Lago d'Arno, Forcel Rosso, Passo di Bos, Passo Gallinera) sono rappresentate da cornubianiti a bande, con fitte alternanze di letti violacei a biotite, muscovite \pm fibrolite e tormalina e di letti verdastri a diopside, anfibolo paragasitico, plagioclasio e scapolite, con intercalazioni di marmi a tremolite, olivina e spinello e locali cornubianiti con geodi di zeoliti (Forcel Rosso, Lago d'Arno). Nella parte inferiore della sequenza metamorfica vi sono marmi calcarei giallastri a flogopite, tremolite e diopside.

Il Servino lungo la Linea della Gallinera è fortemente deformato: gli intervalli pelitici sono scistosi mentre quelli carbonatici sono spesso ripiegati. Nei pressi del Passo Gallinera tali strutture sono chiaramente anteriori al metamorfismo di contatto prodotto dalle intrusioni eocenico-oligoceniche. Presso Rino, il Servino a letto della Linea della Gallinera contiene vene sideritiche che sembrano aver subito una sovraimpronta termica; le mineralizzazioni a barite e siderite nel Permo-Scitico della Val Camonica sono descritte in dettaglio da FRIZZO (1984) e CASSINIS *et alii* (1997). Lo spessore dell'unità è intorno ai 100 metri. Nella successione metamorfica tra M. Ignaga e M. Foppa la distribuzione dei livelli metapelitici e metacarbonatici è molto simile a quella della serie di riferimento affiorante a sud del Plutone Re di Castello (Passo del Valdi; CASSINIS, 1968), benché ridotta nello spessore. A nord-ovest del M. Ignaga - M. Foppa, la base del Servino è caratterizzata da un intervallo carbonatico, ben sviluppato specie nella zona tra l'Alpe ed il Passo di Bos: esso corrisponde probabilmente all'intervallo della successione del Monte Ignaga che TRENER (1910a) aveva ritenuto un possibile equivalente della Formazione a Bellerophon delle Dolomiti.

L'età della formazione è desunta da pochi fossili diagnostici (ammonoidi, bivalvi) trovati nel Servino in aree adiacenti al foglio e da confronti con le successioni coeve (Fm. di Werfen) delle Dolomiti.

Età: Triassico Inf.

Carniola di Bovegno (BOV)

Calcari e calcari dolomitici grigio-chiari e giallastri, spesso vacuolari, talori passanti a brecce autoclastiche per lo più evaporitiche; locali lenti di gessi e anidriti nella parte inferiore. Al contatto marmi di colore da bianco a giallino, a grana grossa, marmi dolomitici, marmi calcitici porosi e cavernosi. La formazione ha avuto il ruolo di orizzonte principale di scollamento durante la tettonica alpina e quindi quasi ovunque appare fortemente deformata, situazione che impedisce una stima dello spessore originario. Come posizione stratigrafica l'unità corrisponde alla Formazione di Serla inferiore *p.p.* delle Alpi Meridionali nel settore ad est delle Giudicare. L'assenza di informazioni biostratigrafiche non permette di precisarne l'età che dovrebbe all'incirca corrispondere all'Anisico inferiore.

Età: Anisico inf.

Dolomia del Serla inferiore (SLI)

Dolomie e calcari dolomitici grigi o grigio-giallastri, a stratificazione massiccia o in piccole bancate ("Dolomia di Elto" *Auct.*). Presente soltanto al Monte Colombè (angolo SW del foglio), la formazione si sviluppa maggiormente nel versante occidentale della Val Camonica, lungo la dorsale Monte Cuel – Elto, ad ovest di Capo di Ponte (Foglio Malonno). Essa è probabilmente eteropica con la parte alta della Carniola di Bovegno e/o con la parte basale del calcare di Angolo e ha importanza soltanto locale.

Età: Anisico inf.

Calcare di Angolo (ANG)

Calcari neritici in origine prevalentemente micritici, con sottili intercalazioni marnose. A sudest della barriera del calcare di Dosso dei Morti il calcare di Angolo consiste interamente di strati decimetrici e metrici, abbastanza irregolari, con frequenti intervalli bioturbati e nodulari, mentre a nordovest della barriera, la parte superiore è rappresentata da alternanze centimetrico-decimetriche, più regolari, di calcari e marne (calcare di Angolo sup.). Facies nodulari tipo calcare di Angolo sono molto diffuse in Lombardia ed in altre regioni alpine, dalla Zona Pennidica (Brianzonese) all'Austroalpino orientale (Alpi Calcaree Settentrionali); sono espressione di bacini poco profondi e passano lateralmente a depositi carbonatici di acqua bassa (calcare di Dosso dei Morti).

Lo spessore originario complessivo del calcare di Angolo (inf. e sup.) supera i 600 m in bassa Val Camonica, ma si riduce sensibilmente verso nord, variando tra i 100 m del M. Campione (ad ovest del Foglio Adamello) e i 350 m dell'area M. Bagolo - Passo del Frate, dove la formazione è eteropica col calcare di Camorelli. Nella successione del M. Ignaga – Forcel Rosso il calcare di Angolo non supera i 100 m di spessore, valore probabilmente inferiore a quello primario, tenuto conto del sensibile assottigliamento sin-intrusivo documentato nelle

unità sovrastanti. Verso nordovest la formazione riduce ulteriormente il suo spessore (Alpe e Passo di Bos).

Nel foglio Monte Adamello il calcare di Angolo è presente soltanto all'interno dell'aureola di contatto ed è rappresentato dai suoi equivalenti metamorfici: alternanze di cornubianiti scure e marmi calcarei a scapolite e tremolite. Al contatto con i corpi intrusivi, gli straterelli di cornubianite sono sostituiti da calcefiri a diopside, granato (grossularia-andradite) e vesuviana. La wollastonite ed altri minerali metamorfici e metasomatici di alta temperatura sono presenti in zone infiltrate da fluidi (vene e *skarn* a granato e diopside). Nel settore sudovest del foglio, dai pendii del Pizzo Badile fino ai lembi di calcare di Angolo sopra Malga Coppo, ad ovest del Lago d'Arno, gli strati del Calcare di Angolo sono fortemente piegati a scala metrico-decamentrica: la loro deformazione è avvenuta prima dell'intrusione e dell'associato metamorfismo termico. Queste pieghe tipo *chevron* non sono presenti ad est della Valle di Daone.

Nel calcare di Angolo i fossili pelagici diagnostici per l'età della formazione sono scarsissimi e limitati al tratto sommitale, tra l'alta Valle di Scalve e la Val Camonica (presso Ono San Pietro), ove sono stati rinvenuti alcuni ammonoidi pre-pelsonici (Gruppo del *Balatonites ottonis*; BRACK *et alii*, 1999).

Età: Anisico medio

Calcare di Dosso dei Morti (CMR₁)

Membro del Calcare di Camorelli, è costituito da calcari chiari di piattaforma carbonatica subtidale e, al contatto con il batolite, da marmi candidi a grana grossa (angolo SE del foglio).

Calcari chiari oncolitico-organogeni, tipici di bassifondi lagunari, calcari e calcari dolomitici di piana di marea e piattaforma carbonatica subtidale, con possibili temporanee emersioni. Al contatto marmi calcitici candidi a grana grossa, con tremolite e Mg-clorite. Tra la bassa Val Camonica (Camorelli presso Castelfranco – M. Guglielmo) e le Giudicare (Dosso dei Morti – M. Corona – M. Benna) vi sono diversi affioramenti di depositi carbonatici di acqua bassa, eteropici alla parte medio-alta del calcare di Angolo; essi potrebbero costituire i relitti di una catena di piccole piattaforme isolate o di una barriera continua, ma irregolare. Nel foglio Monte Adamello la formazione è presente dal Monte Bagolo al Monte Benna, in corpi irregolari sostituiti lateralmente dal calcare di Angolo superiore, ma in origine potevano essere stati collegati all'estesa piattaforma del Dosso dei Morti. La presenza di intervalli di calcari dolomitici suggerisce di mantenere il termine calcare di Dosso dei Morti (GAETANI, 1969) come membro del Calcare di Camorelli, nome che ha priorità storica (ASSERETO *et alii*, 1965).

Età: Anisico medio

Calcare di Prezzo (PRZ)

La parte superiore è costituita da alternanze di calcari marnosi e marne scure in banchi decimetrici abbastanza regolari, quella inferiore da calcari e calcari marnosi nerastri, irregolarmente nodulari, alternati a marne argillose. Al contatto con le plutoniti dell'Adamello si osservano litotipi metamorfici simili a quelli del calcare di Angolo, con marmi, calcefiri e cornubianiti a biotite, feldspato, scapolite, vesuviana e granato.

Nelle zone a sud e sudovest del foglio lo spessore del Calcare di Prezzo varia tra 120 m (Val di Scalve) e 80 m (M. Corona). L'incremento dello spessore è legato all'aumento di materiale argilloso nella parte inferiore della formazione. Nell'area del Pizzo Badile, un'intervallo argilloso-cornubianitico scuro caratterizza la parte bassa della formazione. Nella successione del M. Ignaga – Forcel Rosso ed al Passo di Bos lo spessore del Calcare di Prezzo si riduce a valori inferiori ai 20 m, probabilmente a causa di dislocazioni legate alla messa in posto dei corpi intrusivi terziari.

Abbondanti faune ad ammonoidi documentano l'ambiente pelagico del Calcare di Prezzo che ricopre sia il Calcare di Angolo sia i depositi di acqua bassa del Calcare di Dosso dei Morti. Nelle zone limitrofe (a sud ed ovest) del Foglio Adamello il Calcare di Prezzo è conosciuto per le numerose e classiche faune ad ammonoidi, brachiopodi e bivalvi, rese famose dagli studi di BITTNER (1881) e MOJSISOVICS (1882). A Stabol Fresco – Dosso dei Morti (poco a sud del Passo di Frate, appena fuori del foglio) gli strati che segnano la transizione tra il Calcare di Prezzo ed il sottostante Calcare di Dosso dei Morti e nella parte bassa del Calcare di Prezzo contengono ammonoidi dei generi *Balatonites*, *Acrochordiceras* e *Bulogites* (GAETANI *et alii.*, 1993; BRACK *et alii.*, 1999) che documentano l'età Anisico medio di tale intervallo. La parte alta della formazione ospita una fauna classica del tratto superiore dell'Anisico medio (*Judicarites*) e dell'Anisico superiore (Zona a *Paraceratites trinodosus* con ammonoidi del gruppo "*Ceratites*" *abichi* e dei generi *Paraceratites*, *Asseretoceras*, *Lardaroceras*, *Pisaites*, *Lanceoptychites*, *Ronconites* ecc.; daonelle del gruppo *D. sturi*) (GAETANI, 1969; GAETANI *et alii.*, 1993, BALINI, 1998). Località fossilifere di tale intervallo sono presenti nelle successioni non metamorfiche del M. Giuggia (settore sudest del foglio), mentre numerosi sezioni di ammonoidi sono sempre riconoscibili anche negli strati metamorfici equivalenti affioranti presso Sella Nanti, a sudovest del Pizzo Badile. Gli strati sommitali della formazione che fanno transizione al sovrastante Buchenstein contengono ammonoidi dei generi *Hungarites*, *Kellnerites*, *Parakellnerites* e *Reitziites* della Zona a *Reitziites reitzi* (Anisico sup.).

Età: Anisico medio-sup.

Formazione di Buchenstein (BUC)

Equivale alla Formazione di Buchenstein-Livinallongo nel settore trentino (fogli Riva del Garda e Tione di Trento) e a quella di Livinallongo nelle Dolomiti. Calcari silicei nodulari, grigio scuri, con noduli di selce e intercalazioni di marne, tufi e arenarie tufacee verdastre (“Pietra verde” *Auct.*). Al contatto: marmi chiari con sottili intercalazioni di cornubianiti violacee a noduli e liste di quarzo e bordi di wollastonite fibrosa.

Calcari micritici silicei nodulari, grigio scuri, con noduli di selce e sottili intercalazioni di marne, tufi e arenarie tufacee verdastre (“Pietra verde” *Auct.*). Le facies metamorfiche sono costituite da irregolari banchi di marmi chiari nodulari che alternano con discreti intervalli di tufiti trasformate in cornubianiti verdognole e violacee, a volte chiazzate da nidi di muscovite o biotite. Vicino al contatto con i corpi intrusive i noduli e le liste di quarzo sono circondati da un orlo di wollastonite fibrosa.

La formazione di Buchenstein è rappresentata da carbonati pelagici depositi in bacini profondi con tassi di sedimentazione molto bassi. I livelli di tufiti sono correlabili a scala regionale. Essi sono costituiti da prodotti di composizione riolitica e dacitica provenienti, almeno in parte, da eruzioni subaeree, come indicato dalla presenza di lapilli accrezionari nella parte mediana della formazione, riconosciuti per la prima volta nella zona del Dosso dei Morti (DIENI & SPAGNULO, 1964), poco a sud del foglio, tra la Val Bondone e la bassa Val Daone. Tra la bassa e media Val Camonica e le Giudicarie lo spessore della formazione è di 35-40 m e rimane quasi invariato almeno fino alla Val di Breguzzo. Verso nordest (Foglio Tione di Trento), alcuni livelli litostratigrafici caratteristici sono sempre identificabili (ad es. la “nicchia” a *Chieseiceras chiesense* esposta al M. Tof), mentre la parte alta della formazione potrebbe essere sostituita da depositi di pendio di piattaforma carbonatica.

Recenti ricerche biostratigrafiche sul Buchenstein affiorante nel Foglio Bagolino e in zone limitrofe hanno permesso di stabilire una dettagliata biostratigrafia ad ammonoidi con specie indicative dell’intervallo dall’Anisico sommitale al Ladinico superiore (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). Le zone ad ammonoidi riconosciute contengono specie dei seguenti generi importanti: Zona a *Reitziites reitzi* (*Aplococeras*, *Hungarites*, *Parakellnerites*, *Halilucites*); Zona a *Nevadites secedensis* (*Apococeras*, *Parakellnerites*, *Ticinites*, *Halilucites*, *Nevadites*, *Chieseiceras*), Zona ad *Eoprotrachyceras curionii* (*Eoprotrachyceras*, *Falsanolcites*), Zona a *Protrachyceras gredleri* – Zona a *Protrachyceras archelaus* (*Protrachyceras*, *Arpadites*) oltre a daonelle del Ladinico medio-superiore (*D. cf. longobardica*, *D. pichleri*, *D. tyrolensis*). Il livello di riferimento globale (GSSP) della base del Ladinico è stato definito nella parte inferiore della Formazione di Buchenstein a Bagolino (BRACK *et alii*, 2005).

Età: Anisico sup.-Ladinico sup.

Formazione di Wengen (WEN)

Successione prevalentemente torbiditica costituita da marne ed argilloscisti nerastri finemente stratificati, arenarie siliciclastiche, talora carbonatiche e con frequenti resti di vegetali; calcitorbiditi e breccie calcaree con clasti carbonatici e matrice marnosa, in strati lenticolari o canalizzati. Al contatto con le rocce intrusive i corrispondenti metamorfici sono rappresentati da cornubianiti pelitico-siltitiche ricche di biotite, violacee o nerastre, da calcefiri a biotite, anfibolo e cordierite; da marmi grigi a scapolite ed altri silicati di calcio.

Nel foglio Monte Adamello la Formazione di Wengen (La Valle *Auct.*), compresa tra la Formazione di Buchenstein, a letto, ed il calcare di Esino a tetto, affiora tra il Monte Bagolo ed i pendii del Monte Benna, ad est del Plutone Re di Castello ed a ovest e a nord del Pizzo Badile. A sud del Pizzo Badile e nella successione del M. Ignaga – Forcel Rosso la Formazione di Wengen è fortemente ridotta o manca per lacuna stratigrafica. Lo spessore della formazione, che è eteropica con il Calcare di Esino, varia da 0 a 250 m, con valori massimi osservabili nella dorsale Monte Corona – Monte Benna.

La Formazione di Wengen è una unità bacinale con fossili pelagici (ammonoidi, daonelle) soprattutto del Ladinico superiore. A sud del M. Corona, la sua parte basale è ricca in daonelle del gruppo *D. lommeli*, assieme a diverse ma più rare specie di ammonoidi dei generi *Protrachyceras* (*P. archelaus* ecc.) e *Frankites* (*F. regoledanus*) (vedi ad es. BRACK & RIEBER, 1993). Sempre al M. Corona gli intervalli più alti contengono piccoli ammonoidi piritizzati di *Celtites epolensis*. BALINI *et alii* (2000) sostengono che nella zona del Pizzo Camino la parte più recente della formazione può raggiungere il Carnico. Non si esclude tale età anche per gli strati sommitali della formazione nella zona del M. Corona.

Età: Ladinico sup. – Carnico inf. (?)

Calcare di Esino (ESI)

Calcari, calcari dolomitici e locali dolomie di colore grigio-chiaro, a coralli, alghe e microorganismi problematici del tipo *Tubiphytes* in rocce massiccie di scogliera, breccie di pendio con abbondanti cementi di cavità (evinospongie) e facies lagunari stratificate ad oncoliti e faune povere specialmente a gasteropodi. Le varietà metamorfiche comprendono marmi candidi, in prevalenza calcarei, a volte porosi e a grana grossa, con cristalli pluricentrici di calcite.

Marmi massicci con spessori stratigrafici fino a 400 m ed oltre affiorano nel settore meridionale del foglio, intrusi e smembrati da rocce di composizione intermedia e basica del Plutone Re di Castello: si tratta degli ultimi relitti orientali della grande piattaforma carbonatica della Concarena, conservata interamente ad ovest della Val Camonica (Fogli Breno e Malonno). Tale piattaforma raggiunge spessori massimi di 1500 m. Verso sud (Lozio), lo spessore della piattaforma in facies di breccia di pendio si riduce rapidamente. Il Calcare di Esino fa

passaggio alla Formazione di Wengen per poi essere sostituito su breve distanza dai calcari bacinali del Calcare di Pratotondo. La continuazione orientale di questa transizione tra Calcare di Esino e Calcare di Pratotondo si ritrova oltre la Val Camonica, nella zona del Pizzo Badile dove, a sudest della Sella Nanti, il Calcare di Esino (e gran parte della sottostante Fm. di Wengen) sono sostituiti da un intervallo ristretto di marmi calcarei stratificati del Calcare di Pratotondo.

Ad oriente del Plutone Re di Castello lo spessore del Calcare di Esino non supera i 400 m, con valori massimi in corrispondenza al Monte Benna. Lungo la cresta M. Benna – M. Giuggia, le facies di pendio di una piattaforma di Calcare di Esino progradano sopra la Formazione di Wengen in direzione sudest, mentre a nord del M. Benna la metà superiore della piattaforma carbonatica è rappresentata da una facies lagunare stratificata ad oncoidi e gasteropodi (**ES1a**). Rapidi cambiamenti di spessori tra Calcare di Esino e Fm. di Wengen sono osservabili nelle facies metamorfiche ad ovest del Passo del Frate, rappresentando probabilmente geometrie di eteropie dello stesso tipo. Un grosso banco di Calcare di Esino è visibile nella parte sommitale della Formazione di Wengen in diversi tratti delle creste che si diramano verso nord dalla dorsale M. Corona – M. Benna. La forma lenticolare di questa lingua carbonatica potrebbe indicare un corpo di breccie canalizzate, oppure un grosso blocco alloctono di rocce di piattaforma scivolato nel bacino: la sua continuazione meridionale potrebbe essere rappresentata da un corpo simile affiorante a sud della dorsale, già segnalato da LEPSIUS (1878) e BITTNER (1881). Probabili rappresentanti del Calcare di Esino sono infine i blocchi e lembi discontinui di marmi bianchi visibili lungo i contatti irregolari con le rocce intrusive ad est del Monte Bagolo (Val Daone) e sui pendii della Cima Valagosta (tra Val d'Arnò e Val di Breguzzo).

Sulla base della posizione stratigrafica e dei rapporti di eteropia con i sedimenti bacinali della Formazione di Wengen il Calcare di Esino, presente nel foglio Monte Adamello, è riferibile al Ladinico sommitale ed al Carnico inferiore.

Età: Ladinico sup.- Carnico inf.

Calcare di Pratotondo (PRO)

Calcari scuri lastriformi, con sottili intercalazioni di marne. Le facies micritiche ed a volte arenitiche probabilmente rappresentano torbiditi distali di carbonati risedimentati, provenienti da piattaforme coeve, tipo calcare di Esino.

Nel foglio Monte Adamello tutte le litologie riferite al calcare di Pratotondo sono in facies metamorfica, rappresentate da marmi lastroidi con sottili livelli di cornubianiti scure. Esse sono limitate al versante meridionale del Pizzo Badile ed alla successione stratigrafica del M. Ignaga – Forcel Rosso e dell'Alpe e Passo di Bos, ove raggiungono spessori fino a 200 m.

Sulla base di conodonti (*Metapolygnatus polygnatiformis*), BALINI *et alii* (2000) hanno posto il limite Ladinico-Carnico all'interno del Calcare di

Pratotondo. Sulla base di rapporti stratigrafici l'età dell'unità dovrebbe corrispondere largamente a quella del calcare di Esino.

Età: Ladinico sup.-Carnico inf.

Argillite di Lozio (LOZ)

L'unità è stata definita in Val di Scalve e a sud della Concarena. Nel foglio Malonno è costituita da argilliti e siltiti micacee povere o prive di carbonato, con spessore massimo di circa 200 m. Nel foglio Monte Adamello l'unità è rappresentata da cornubianiti massicce di colore violaceo e grigio-bluastrò, derivate da un intervallo di argille e marne laminate. La diffusione di questa formazione corrisponde esattamente a quella del sottostante Calcare di Prototondo, vale a dire al versante meridionale del Pizzo Badile ed alla successione del Monte Ignaga – Forcel Rosso e dell'Alpe e Passo di Bos. L'Argillite di Lozio è priva di resti fossili determinabili, anche negli affioramenti lontani dalle plutoniti dell'Adamello; la sua età resta incerta, ma è sicuramente posteriore al calcare di Prototondo.

Età: Carnico inf. (?)

Formazione di Breno (BRE)

Formata da marmi dolomitici stratificati, costituisce l'unità sedimentaria più recente della successione del M. Ignaga – Forcel Rosso ed è paragonabile, per posizione stratigrafica, alla Fm. di Breno (e/o di Gorno). Vi appartengono anche il cuneo e le lenti di marmi che seguono per oltre 1 km il contatto tra i plutoni Re di Castello ed Adamello, dai pressi del Passo di Forcel Rosso fino a poco sopra Malga Breguzzo, in riva destra del Lago di Malga Bissina. A questa formazione sono attribuiti anche i marmi dolomitici stratificati, associati a marmi calcarei scuri e chiari, con lenti e noduli di selce, affioranti al di sopra dei marmi bianchi del Calcare di Esino nella zona di Cima Uzza; essi formano anche una cospicua lingua all'interno delle plutoniti a sud della Malga Trivena.

Al Monte Benna e lungo la sua cresta nordorientale il Calcare di Esino è coperto da calcari dolomitici stratificati, di colore nocciola, contenente sottili intercalazioni marnose e argillose. CASTELLARIN *et alii* (1982) hanno proposto il termine Formazione del Monte Benna per questa unità, qui inclusa nella Formazione di Breno (e/o Gorno). Al Monte Benna CASTELLARIN *et alii* (1982) hanno segnalato la presenza di livelli vulcanoclastici che potrebbero corrispondere a sottili livelli distali ed argillosi, tipo Arenaria di Val Sabbia, presenti anche in successioni vicine lungo il fondovalle delle Giudicarie (as es. ad ovest di Bondo).

Età: Carnico inf.-medio (?)

Formazione di San Giovanni Bianco (SGB)

Marmi calcarei e dolomitici, con cornubianiti e lenti di marmi a cellette sono presenti in lenti discontinue alla base di un'intervallo di marmi dolomitici com-

patti affioranti nei versanti di Cima Uzza. La successione, con vistosa impronta metamorfica di contatto di Cima Uzza, è descritta in dettaglio da CALLEGARI (1963a-b). Per posizione stratigrafica e caratteri litologici si propone la corrispondenza di questi marmi cavernosi con la Formazione di San Giovanni Bianco, formalizzata da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Brembana. Questo intervallo stratigrafico è caratterizzato da intercalazioni evaporitiche e di calcari e dolomie a cellette.

Età: Carnico medio-sup. (?)

Marmi del Monte Marsèr (RSE)

Marmi calcarei e dolomitici, farinosi o compatti, con vene, bordi di reazione metasomatica e *skarn* a granato, diopside, olivina, wollastonite, anfiboli, epidoto. Formano blocchi decametrici annegati tra le rocce basiche del Monte Marsèr, poco lontano dal basamento cristallino camuno (Scisti di Edolo). Molto probabilmente essi provengono dalla successione carbonatica triassica che in origine ricopriva le sequenze vulcano-sedimentarie permiane, poi affondate nel corpo magmatico per oltre 1000 metri (fenomeno già segnalato da SALOMON, 1903). Per la mancanza di fossili e di caratteri litologici diagnostici, non è possibile una loro attribuzione formale.

Età: Triassico

Dolomia Principale (DPR)

Marmi dolomitici chiari, con stratificazione talora conservata e deformazioni duttili sin-intrusive lungo i contatti (Malga Trivena). Dolomie e calcari dolomitici farinosi, micritici ed in parte ricristallizzati, per lo più in grossi banchi (1 - 5 m) e con strutture stromatolitiche; breccie calcareo-dolomitiche intraformazionali (alla base).

Nel foglio sono presenti solo facies metamorfiche di contatto, rappresentate dai marmi dolomitici bianchi situati al di sopra dell'intervallo di sedimenti riferiti dubitativamente al Carnico medio-superiore (Fm. di Breno, fm. di San Giovanni Bianco) nella zona della Cima Uzza. Si tratta dei termini stratigrafici più recenti della successione triassica affiorante ai margini del batolite dell'Adamello. Per il notevole spessore che l'unità assume alla Cima Uzza, essa è stata attribuita alla Dolomia Principale. Va ricordato, tuttavia, che la successione potrebbe essere stata ispessita da ripiegamenti analoghi a quelli osservabili nelle pareti e nei blocchi di una cava di marmi dolomitici, abbandonata a sud della Malga Trivena.

Età: Carnico sup. (?) - Norico

3. - BATOLITE DELL'ADAMELLO

Il batolite dell'Adamello è la più importante manifestazione intrusiva del magmatismo collisionale alpino, di età eocenico-oligocenica. E' situato nel cuneo crostale compreso tra la Linea del Tonale e la Linea delle Giudicarie Sud, ha struttura composita ed è costituito da corpi intrusivi di età decrescente da sud (42 Ma) verso nord (34-32 Ma), insediati nelle coperture e nel basamento cristallino delle Alpi Meridionali (BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973; BRACK, 1985; DEL MORO *et alii*, 1985b; BIGI *et alii*, 1990; MARTIN *et alii*, 1996; CALLEGARI & BRACK, 2002). Nel foglio è compresa la parte centrale del batolite, tra l'alta Val di Genova ed il lago di Malga Boazzo in Val Daone. Prevalgono largamente le tonaliti, ma vi si associano corpi di granodioriti, trondhjemititi, leucograniti e numerose masse femiche periferiche. La descrizione petrografica delle unità litologiche è largamente ispirata alla monografia di BIANCHI *et alii* (1970). Le età (in Ma) riportate alla fine di ogni litotipo si riferiscono a datazioni U-Pb (sonda ionica) su singoli cristalli di zircone (MAYER *et al.*, 2003). I dati ottenuti con il metodo Rb-Sr sulla biotite magmatica sono interpretabili come età di raffreddamento.

3.1. PLUTONE RE DI CASTELLO

E' il più vecchio plutone del batolite ed uno dei più grandi. Affiora nella parte SE del foglio, dal M. Altar (Val Borzago) alla Val Daone, comprendendo il Monte Re di Castello da cui è tratto il nome di questa superunità intrusiva che si estende notevolmente anche nel contiguo Foglio Bagolino. La sua complessa struttura interna è stata descritta e cartografata da numerosi autori (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937c, 1948; COLBERTALDO, 1940, 1942; HIEKE MERLIN, 1945; MALARODA, 1954; CALLEGARI, 1963a; BIANCHI *et alii*, 1970; BRACK, 1985; ULMER *et alii*, 1985; JOHN & BLUNDY, 1993). Prevalgono tonaliti e granodioriti a grana medio-fine, con locali varietà leucocratiche, inclusi femici e svariati sistemi filoniani. Il plutone si distingue inoltre per lo sviluppo di spettacolari fenomeni di contatto sulle rocce incassanti.

Tonalite del M. Re di Castello (RCT)

Il gruppo delle "tonaliti tipo Re di Castello" fu individuato da TRENER (1912) e mantenuto distinto dalle tonaliti "tipo Adamello" per la facies piuttosto minuta ed i suoi rapporti d'intrusione. Il tipo prevalente è una tonalite biotitico-anfibolica con biotite in quantità circa pari all'anfibolo, passante talora a varietà leucocratiche (CALLEGARI, 1963b; BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & BRACK, 2002). La grana è medio-fine e la tessitura in genere massiccia, con limitate facies orientate nelle alte valli di Borzago e San Valentino, in Val Daone e nel Foglio Bagolino. A differenza



Fig. 16 – Panorama dal Lago di Campo verso il lago artificiale di Malga Bissina, la Val di Fumo e il Carè Alto. Geologia: le successioni permiane in facies metamorfica di contatto (sulla sinistra del lago), intruse dal plutone tonalitico Re di Castello che, a sua volta, è intruso dal corpo tonalitico dell'Adamello (limite trasversale alla Val di Fumo, immediatamente a monte del lago artificiale), in cui è modellato il massiccio del Carè Alto (Foto P. BRACK).

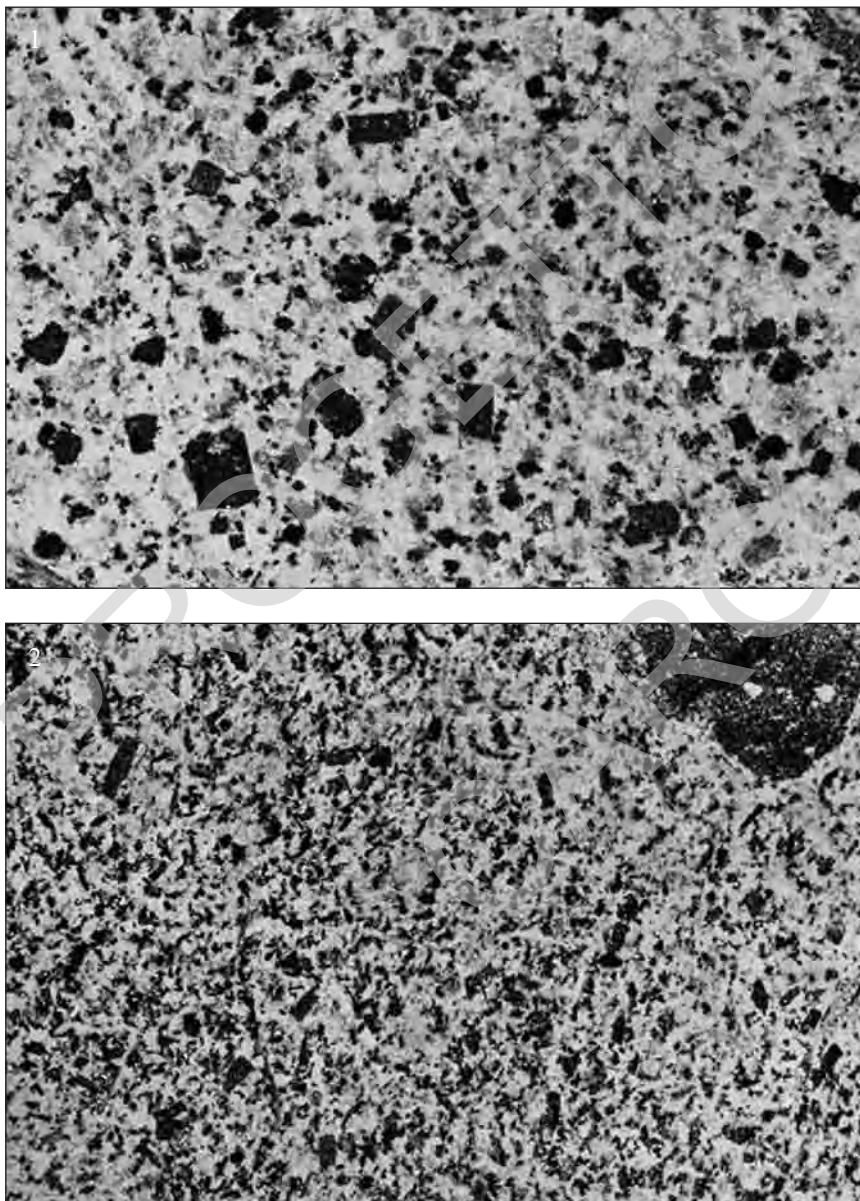
di altre tonaliti del batolite, l'abito dell'orneblenda non è prismatico tozzo, bensì decisamente allungato o aciculare e le sue dimensioni raramente raggiungono il centimetro. Gli inclusi femici sono molto frequenti, soprattutto nel settore NE del foglio, associati talvolta a frammenti delle rocce incassanti. Al microscopio la roccia ha struttura olocristallina granulare, con leggera tendenza porfirica. Il plagioclasio è il componente più abbondante (54-42% modale), seguito da quarzo (24-15%), biotite ? orneblenda (in media 12-10%), K-feldspato (in media 3%). Il plagioclasio mostra la consueta e caratteristica zonatura, con nuclei molto calcici (An 70-80%) talora corrosi; varietà di composizione intermedia piuttosto uniforme si notano nelle tonaliti orientate della Val Borzago. Il K-feldspato è rappresentato in genere da plaghe allotriomorfe e pecilitiche di ortoclasio peritico e subordinato microclino, con orli mirmechitici a contatto del plagioclasio. La biotite si presenta in lamelle di 1-3 millimetri, fortemente pleocroiche, di forma spesso irregolare e con frange marginali di reazione con il feldspato. L'orneblenda è sovente zonata, con nucleo verde-bruno e periferia verde intenso, e spesso è in intima associazione con minute lamelle di biotite. Componenti accessori: minerali opachi (ilmenite, ossidi e solfuri di Fe) e titanite abbondanti; apatite, zircone, ortite. Principali prodotti secondari nelle facies alterate: mica chiara-clinozoisite (plagioclasio), clorite-epidoto \pm titanite (biotite), clorite-epidoto-titanite \pm calcite (orneblenda).

Età: Eocene Medio (38-42 Ma).

Leucotonalite-granodiorite del Lago Boazzo (LBO)

Affiora dalla testata della Val di Breguzzo alla Val Daone, attorno al Lago di Boazzo e, attraverso la Valle di Leno, si estende verso SW nel Foglio Bagolino, sino al M. Bruffione (BIANCHI & DAL PIAZ, 1948a-b; CEVALES, 1952; MALARODA, 1954; BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & BRACK, 2002). E' una roccia massiccia, a grana medio-fine, più leucocratica della tonalite. Per diminuzione del contenuto in feldspato potassico fa passaggio a varietà leucotonalitiche. Caratteristica è la presenza di biotite in belle lamelle idiomorfe, dal diametro di 2-5 mm. Al microscopio i costituenti fondamentali ed accessori sono gli stessi di quelli presenti nelle tonaliti normali, ma in rapporti quantitativi diversi, come indicato dai loro valori modali medi (BIANCHI *et alii*, 1970): plagioclasio (46%), quarzo (26.3%), K-feldspato (9.7%), biotite (7.6%), orneblenda (7.6%). La struttura è ipidomorfa eterogranulare, con fenocristalli di plagioclasio e minerali femici immersi in vaste plaghe di quarzo e feldspato. Il plagioclasio, in individui di dimensioni molto variabili (0.1-4 mm), mostra zonature analoghe a quelle osservate nelle tonaliti, ma con nuclei calcici corrosi più piccoli e scarsi. Il feldspato potassico è rappresentato da ortoclasio micropertitico con vistosi orli mirmechitici e fenomeni di corrosione su orneblenda e plagioclasio. La diminuzione del feldspato potassico marca il passaggio graduale verso termini leucotonalitici.

Età: Eocene Medio (39.5-41 Ma; Bi Rb-Sr, isocrona interna U-Pb)



Tav. I – Tonaliti dei corpi intrusivi Adamello e Re di Castello: 1) tonalite normale “tipo Adamello occidentale”, Valle di Fumo, a monte del Lago di Malga Bissina (v. Fig. 10); 2) tonalite normale “tipo Monte Re di Castello”, cava della diga di Malga Bissina (nomenclatura di BIANCHI et alii, 1970).

Granodiorite del Pizzo Badile (PZB)

Affiora nell'angolo SW del foglio, in corrispondenza della cima omonima e sino alla quota di 2200 m, in contatto intrusivo con le formazioni dal calcare di Angolo a quella di Esino. Più a nord, forma la dorsale WSW di C. Sablunera. Si tratta di una granodiorite passante a leucotonaliti e tonaliti a grana medio-fine per diminuzione del contenuto in feldspato potassico. Il corpo del Pizzo Badile è stato descritto e rilevato da ACCORDI (1953) per il Foglio Monte Adamello alla scala 1:100.000. Nella granodiorite predomina il plagioclasio, ma la frazione quarzoso-feldspatica è molto abbondante; tra i femici si osservano biotite ed orneblenda di medie dimensioni ed in quantità circa equivalente. Le lamelle idiomorfe di biotite sono impilate in caratteristici pacchetti. I caratteri microscopici generali sono simili a quelli della leucotonalite-granodiorite del Lago Boazzo. In vicinanza delle rocce incassanti la roccia assume un aspetto più melanocrato per aumento del tenore in minerali femici e/o per l'abbondanza di nuclei femici e di inclusi enallogeni. Il contatto con la granodiorite del Lago Boazzo, in genere abbastanza netto, è definito da una fascia di transizione, ampia 50-100 m, caratterizzata da una lieve variazione di colore dovuta ad un aumento del contenuto in feldspato e ad una corrispondente diminuzione di biotite ed orneblenda.

Età: Eocene Medio

Trondhjemiti e leucograniti (MPE)

Trondhjemiti biotitiche e talora muscovitiche e leucogranitici a grana fine in masserelle circoscritte che intrudono gli Scisti di Rendena nella zona di Malga Persec (alta Val di Borzago). Un corpo analogo affiora nella valletta Cop di Breguzzo (ad est del Lago di Malga Bissina), avvolto dalla tonalite Re di Castello. Piccole masse di tipi trondhjemitici e leucogranitici a grana medio-fine, talora a granato, si osservano al Passo Dernal, poco ad ovest del M. Re di Castello, e sopra Malga Ervina, in riva destra del Lago di Malga Bissina (DIENI & VITERBO, 1961a), al limite tra la tonalite e le coperture permo-triassiche. Sulla base di una analisi modale (BIANCHI *et alii*, 1970) la trondhjemite di Malga Ervina risulta costituita da prevalente oligoclasio (65%), quarzo (24.9%), K-feldspato (4.6%) e biotite (3.2%).

Età: Eocene Medio-Sup.

3.2. CORPI FEMICI MAGGIORI DEL BATOLITE***Gabbri e dioriti dell'Adamello centro-meridionale (GDA)***

Il foglio comprende buona parte delle principali masse femiche del batolite, ad eccezione di quella maggiore (Cornone di Blumone) che è situata nel Foglio Bagolino. Si tratta di corpi dioritici e gabbri, affioranti in prevalenza alla periferia delle principali intrusioni tonalitico-granodioritiche, specie sul lato camu-

no, attorno alla Cima Barbignaga. La loro composizione è molto varia: Si riconoscono: gabbrodioriti e dioriti più o meno biotitiche, a grana generalmente minuta e con anfiboli aciculari; gabbri orneblendici a biotite e/o clorite e quarzo interstiziale; dioriti biotitiche con abbondante quarzo e scarso anfibolo; associate tonaliti a biotite e granodioriti a plagioclasio calcico; locali concentrazioni o vene pegmatitiche con vistosi cristalli di orneblenda.

Le masse femiche presenti nel settore trentino, in genere di piccole dimensioni, sono tutte associate al plutone Re di Castello: i) M.Ospedale, alta Val Seniciaga (LOCARDI, 1958): gabbrodioriti a grana variabile, talora con *layering* composizionale, iniettate da abbondanti filoni granitici ed intruse negli Scisti di Rendena all'estremità settentrionale del plutone tonalitico-granodioritico Re di Castello; litotipi analoghi sono stati analizzati da BELLINI *et alii* (1995) nella vicina Val Borzago, Foglio Tione di Trento; ii) masse femiche di Cima Agosta (tra Val di Breguzzo e Val d'Arno), Cima Uzza (tra Val d'Arno e Val Daone) e Valbona, poco a est della precedente (DI COLBERTALDO, 1940; CALLEGARI, 1963b): sono costituite da gabbri, leucogabbri anfibolico-biotitici e dioriti, sono associate alla tonalite Re di Castello e sono intruse nelle successioni calcareo-dolomitiche triassiche (Calcere di Esino e Dolomia Principale), sviluppandovi spettacolari fenomeni di contatto (CALLEGARI, 1963a); iii) masse femiche lenticolari incluse nella tonalite Re di Castello sul versante sinistro della Val Daone (C. Latola) e su quello opposto, poco a monte del Lago di Boazzo.

Al margine camuno del plutone Re di Castello vi sono le seguenti masse femiche principali: i) due masse al margine NW della granodiorite del Lago d'Arno (attorno a Cima Barbignaga); ii) le varie piccole masse affioranti lungo la dorsale spartiacque tra Passo di Campo e Passo Ignaga, intruse in prevalenza negli Scisti di Edolo e nelle successioni permiane. Corpi basici ubicati alla periferia di altri plutoni del batolite sul versante camuno: i) il complesso gabbriaco della dorsale Pian della Regina-M. Marser (ZANETTIN, 1956), intruso negli Scisti di Edolo al margine del plutone dell'Adamello; tipi principali: dioriti e gabbri con abbondante plagioclasio in cristalli maggiori zonati (An90-30) ed in individui minori piuttosto omogenei, orneblenda, subordinata biotite e quarzo in plaghe interstiziali, locali varietà leucocratiche; ii) il complesso femico del Gruppo del Baitone (SCHIAVINATO, 1951; MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973), rappresentato da svariati corpi di dioriti, gabbrodioriti e gabbri ad orneblenda \pm pirosseno, in genere quarzosi e a grana variabile, intrusi negli Scisti di Edolo al margine del plutone dell'Adamello e a loro volta tagliati da filoni aplitici; iii) le piccole masse basiche della dorsale del Corno Giuello, all'estremità NE della Linea della Gallinera ed al limite tra il Plutone dell'Adamello e quello della Val d'Avio.

Età: Eocene

3.3. PLUTONI DEL CORNO ALTO E SOSTINO

Il plutone del Corno Alto e il corpo minore di Sostino affiorano sul versante destro della Val Rendena, all'interno del foglio Tione di Trento. Sono costituiti da granodioriti e trondhjemitici (**GTC**) di età eocenica, con minori corpi dioritici (**GTC₁**). Nel foglio Monte Adamello è presente solo un piccolo affioramento di micrograniti (**GTC₂**) attribuibili al plutone del Corno Alto.

Microgranito (GTC₂)

Sono rappresentati da un solo piccolo affioramento situato al limite orientale del foglio, a contatto con le trondhjemitici (MPE). Si tratta di graniti a struttura microgranulare, costituiti da quarzo, plagioclasio, feldspato potassico e subordinata biotite. Continuano nel vicino Foglio Tione di Trento (M. Palone ed alta Val Borzago), in corpi relativamente più estesi, associati a piccole masse dioritiche (BELLINI *et alii*, 1995).

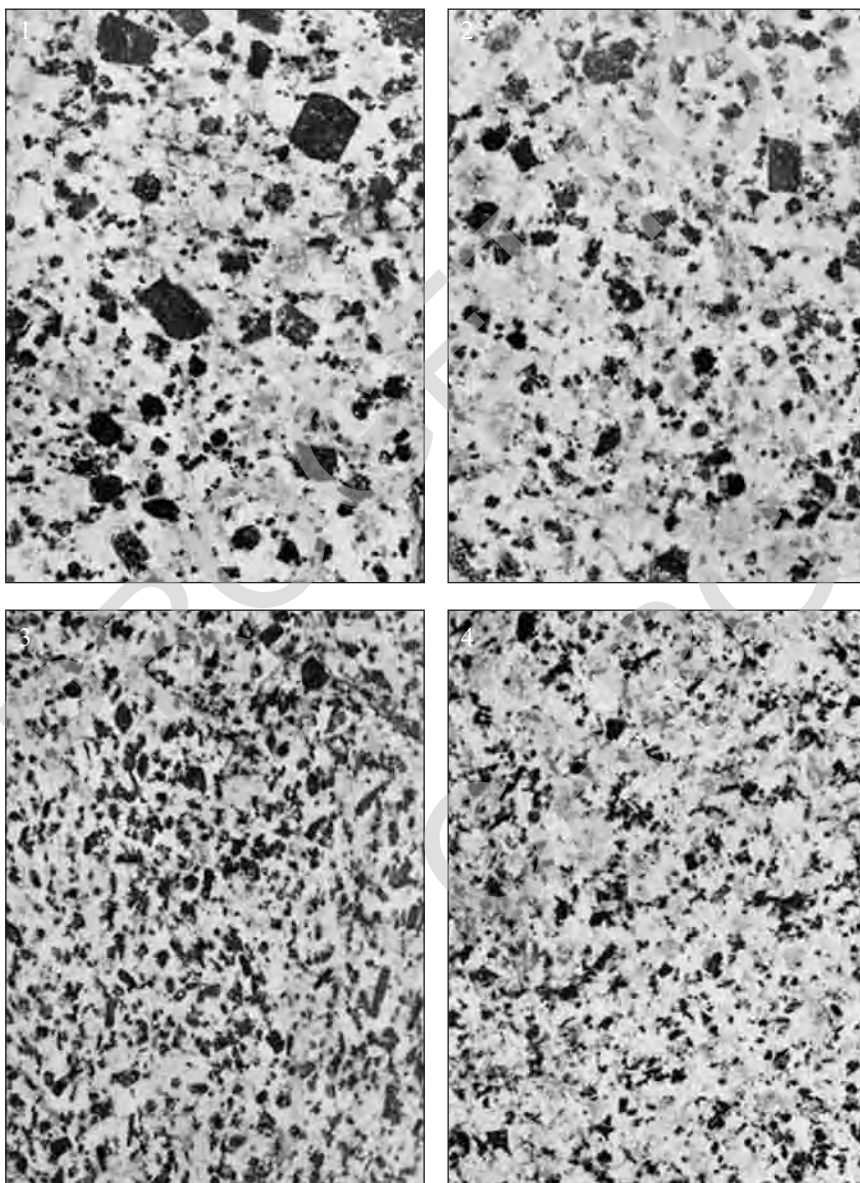
Età: Eocene ?

3.4. PLUTONE DELL'ADAMELLO

E' costituito in prevalenza da tonaliti e leucotonaliti massicce a grana grossa, caratterizzate da grandi prismi tozzi di orneblenda e da biotite colonnare. Abbondanti i nuclei femici di forma subsferica e a tendenza porfirica (orneblenda), in matrice a grana minuta; abbondanti anche gli inclusi enallogeni rappresentati da cornubianiti derivate dal basamento e dalle coperture permo-triassiche. Vi si associano, in posizioni periferiche, le masse basiche del Pian della Regina-M. Marser, del Gruppo del Baitone e del Corno Giuvello descritte in precedenza.

Tonalite dell'Adamello occidentale (TAC)

Si estende dal Gruppo del Carè Alto a quello del Baitone attraverso le valli di Fumo, Adamè, Salarno e Miller. A nord confina con la tonalite dell'Adamello centrale (*Auct.*). Su lato opposto è in contatto intrusivo con il plutone Re di Castello, con le coperture permo-mesozoiche e, localmente, con il basamento cristallino. Il tipo prevalente è una tonalite biotitico-anfibolica a tessitura massiccia, grana grossa e tenori circa eguali di anfibolo e biotite (BIANCHI & DAL PIAZ, 1948a-b; SCHIAVINATO, 1951; LORENZONI, 1955; ZANETTIN, 1956; BIANCHI *et alii*, 1970; CALLEGARI & BRACK, 2002). Il componente mineralogico più abbondante è il plagioclasio, in individui idiomorfi e subidiomorfi di varie dimensioni, spesso geminati, con marcata zonatura e con i consueti nuclei calcici diffusamente corrosi. Il quarzo è relativamente abbondante (25-18% modale), mentre il K-feldspato è generalmente scarso. L'anfibolo è una orneblenda verde, con marcato pleocroismo e sovente geminata. Frequenti gli inclusi di plagiocla-



Tav. II – Confronto tra tonaliti e leucotonaliti (BIANCHI et alii, 1970): 1) tonalite normale “tipo Adamello occidentale”, Lago Salarno; 2) leucotonalite “tipo Adamello centrale”, alta Val Salarno; 3) tonalite normale “tipo M. Re di Castello”, alta Val San Valentino; 4) leucotonalite associata alle granodioriti Re di Castello, Passo Mezzamalga.

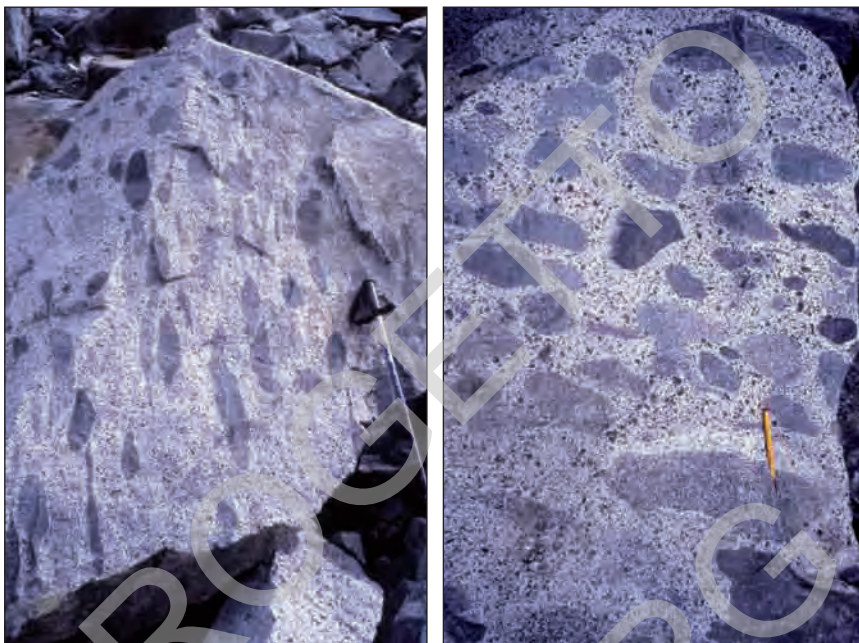


Fig. 17 – Tonalite dell'Adamello occidentale ricca in inclusi a grana minuta con struttura massiccia o nettamente foliata, detrito alla base della parete orientale di P. Lavedole (foto G.V. DAL PIAZ).

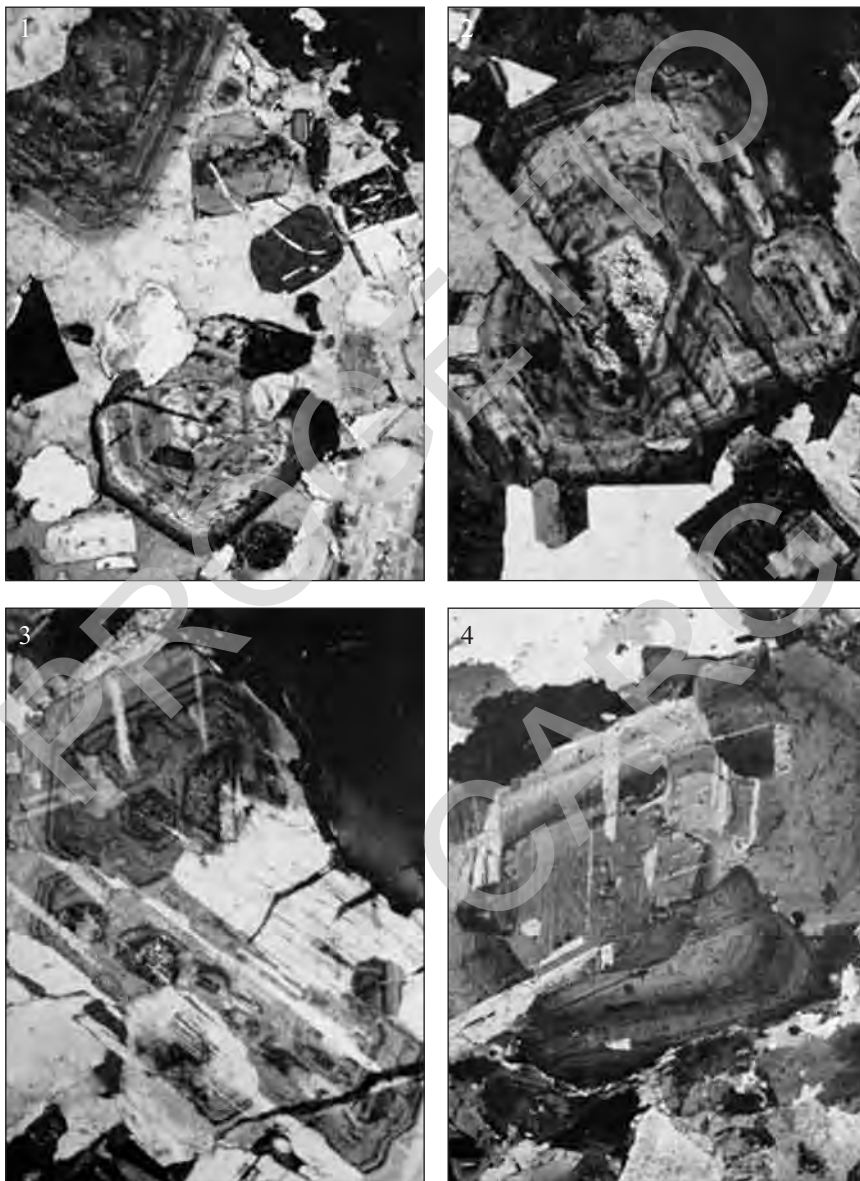
sio. La biotite si sviluppa in lamelle di dimensioni molto variabili (10-0.1 mm), con pleocroismo su toni bruno scuri. Componenti accessori: magnetite, ilmenite, pirite, apatite, titanite, zircone, ortite. Prodotti secondari: clorite, epidoti, prehnite. Le lecotonaliti si distinguono dalle facies normali per un basso indice di colore (15-18), dovuto a un minore contenuto in biotite (sempre con le caratteristiche pile di lamelle) e soprattutto in orneblenda.

Le zone marginali sono caratterizzate da una diminuzione di grana e da una foliazione magmatica. Sono state distinte le zone con abbondanti bande di concentrazione femica ("Schlieren" Auct.), strutture di flusso e/o inclusi di forma da subsferica ad appiattita (**TAC_a**).

Età: Eocene Sup. ?

Tonalite dell'Adamello centrale (Auct.) (TAC₁)

Affiora nella parte settentrionale del foglio, dalla Val Siniciaga alla testata della Val d'Avio attraverso le alti dorsali Corno di Cavento-Corno Adamè-Corno Miller-Adamello, costituisce l'unità settentrionale del plutone dell'Adamello ed è in contatto con il plutone della Val d'Avio-Val di Genova. Prevale una roccia a grana media o medio-grossa, di struttura massiccia e colore chiaro, con biotite e



Tav. III – *Caratteri strutturali dei plagioclasti magmatici, zonati e con nuclei calcici relitti, talora corrosi* (BLANCHI et alii, 1970: 1) tonalite “tipo Adamello occidentale”, Val Adamè; 2) tonalite “tipo Presanella centrale”, tra il Bedole e il Rif. Mandrone; 3) quarzodiorite “tipo Val d’Avio”, media Val Nambrone (Foglio Malè); 4) leucoquarzodiorite (tonalite) biotitica a muscovite “tipo Corno Alto” (Foglio Tione).

poco anfibolo (BIANCHI *et alii*, 1970). La biotite si sviluppa in lamelle idiomorfe di colore nero brillante, spesso appilate in caratteristiche colonne centimetriche che all'esame macroscopico possono essere confuse con l'orneblenda, presente in cristalli centimetrici dall'abito tozzo. Prevale nettamente il plagioclasio (attorno a 50% modale) in individui zonati, con quarzo (30%) e biotite (13%) abbondanti, subordinato K-feldspato (ortoclasio peritico e microclino, 3%) e scarsa orneblenda verde. Componenti accessori: apatite, zircone, minerali opachi, epidoto, ortite. Locali varietà ad anfibolo aciculare; abbondanti inclusi basici decimetrici.

Età: Eocene Sup. ?

Tonalite di Malga Bompiano (MBP)

Riferita in precedenza alla Tonalite della Val d'Avio (MOTTANA & SCHIAVINATO, 1973; AA.VV., 1998), è stata reinterpretata come facies marginale, a grana minuta, del plutone tonalitico dell'Adamello. Affiora a sud della Linea della Gallinera ed intrude gli Scisti di Edolo ed il Verrucano Lombardo della bassa Val Rabbia.

Età: Eocene Sup. (?)

Tonalite del Lago Baitone (LBA)

Roccia biotitico-anfibolica a grana medio-fine, con minerali femici in quantità inferiore rispetto a quelli della Tonalite dell'Adamello Occidentale. Forma una sottile fascia al margine meridionale del Lago Baitone, intrusa tra la grande massa femica e gli Scisti di Edolo.

Età: Eocene Sup.

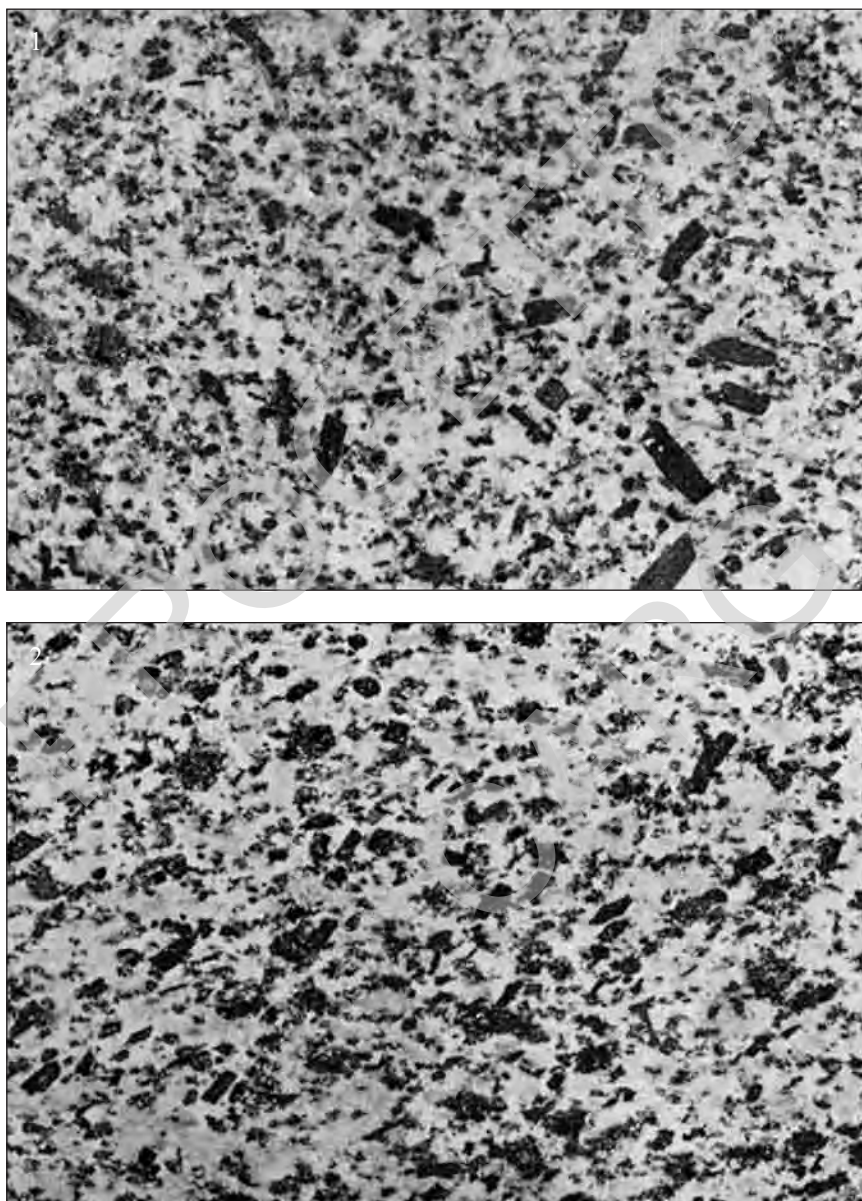
Trondhjemite dei Laghi Gelati (LGE)

Roccia leucocratica a grana medio-fine, prevalentemente biotitica, presente in piccoli corpi, apofisi metriche e filoni intrusi negli Scisti di Edolo in facies cornubianitica e in masse femiche nella conca dei Laghi Gelati, a monte del Lago Baitone e ad est del Passo delle Granate.

Età: Eocene Sup. (?)

3.5. PLUTONE DELLA VAL D'AVIO-VAL DI GENOVA

Affiora nel settore NW del foglio, a nord della Linea della Gallinera, ed in quello NE, tra i plutoni dell'Adamello e della Presanella. E' costituito da tipi tonalitici a grana media, abbastanza uniformi (AA.VV., 1998), definiti in precedenza quarzodioriti biotitiche (BIANCHI *et alii*, 1970). Contengono frequenti nuclei femici a grana minuta e piccoli corpi periferici di gabbri anfibolici e quarzo-gabbri. La struttura delle tonaliti è massiccia nel settore interno del plutone



Tav. IV - Tonaliti del plutone della Presanella: 1) tonalite normale "tipo Presanella centrale", media Val di Genova, versante sinistro; 2) tonalite normale "tipo Presanella centrale" e meridionale, con incipiente foliazione magmatica, bassa Val di Genova (nomenclatura BIANCHI et alii, 1970).

(Val d'Avio, Val Seria), ma diventa foliata procedendo verso le parti marginali, intruse nel basamento sudalpino e prossime alla Linea del Tonale (Val Narcane, bassa Val Presena, a nord del foglio). La foliazione ha carattere milonitico-cataclastico e si sviluppa in discordanza attraverso il limite intrusivo tra il plutone della Presanella e quello della Val d'Avio. In questa zona i nuclei femici sono appiattiti nel piano della foliazione. Verso est, nella media e bassa Val di Genova, il plutone si riduce ad una fascia ristretta, interposta tra il plutone eocenico del Corno Alto e quello oligocenico della Presanella e costituita da varietà chiare, povere in anfibolo, in genere foliate ("Leucoquarzodiorite della Media e Bassa Val di Genova" Auct.), tipiche nel foglio Tione di Trento.

Tonalite della Val d'Avio (PPG)

Roccia generalmente biotitica, a grana minuta o medio-fine, di composizione omogenea e con tessitura comunemente massiccia, passante a varietà a grana minore nelle zone marginali, ricche di nuclei femici e di inclusi enallogeni. L'unità è intrusa negli Scisti di Edolo e, verso sud, è in contatto con il plutone dell'Adamello. Definita "Quarzodiorite biotitica" (BIANCHI *et alii*, 1970) e "Tonalite della Val d'Avio" (AA.VV., 1998), la plutonite è costituita da prevalente plagioclasio (47% modale, in media), in individui zonati di dimensioni variabili (3.5-0.1 mm), quarzo (29%), K-feldspato (3%, ortoclasio leggermente pertitico, passante a microclino nelle facies foliate) e abbondante biotite (18%), in lamelle di 2-3 mm dal caratteristico colore rossastro. L'anfibolo (orneblenda verde e cummingtonite) appare raramente in quantità molto scarsa. Componenti accessori: abbondanti microliti radioattivi inclusi nella biotite, monazite, xenotimo, apatite, scarsi minerali opachi e poca titanite. In Val di Genova affiorano varietà foliate povere in anfibolo (quarzodiorite della Media e Bassa Val di Genova, BIANCHI *et alii*, 1970). Si tratta di facies biotitiche, talora ad orneblenda (bassa valle), con marcata foliazione milonitica e cataclastica in bassa valle (Foglio Tione di Trento). Questa zona di taglio duttile e fragile (Linea della Val di Genova) costituisce l'estensione orientale della Linea delle Gole Larghe.

Sono state distinte nella carta geologica le principali zone ricche in bande di concentrazione femica ("Schlieren" Auct.) e/o di nuclei femici di forma da sub-sferica ad appiattita. (PPG_a)

Età: Eocene Sup. – Oligocene

3.6. PLUTONE DELLA PRESANELLA

E' il plutone più settentrionale e recente (29-31 Ma) del batolite. Costituisce l'intero Gruppo montuoso della Presanella, compreso in prevalenza nel Foglio Malè, delimitato a nord dalla Val di Sole e dalle Valli Meledrio e Campiglio ad est. Verso sud è delimitato dalla Val di Genova (Foglio Tione di Trento) e dalla

Linea delle Gole Larghe-Val di Genova (Foglio Monte Adamello), mentre ad ovest il suo limite segue grosso modo la dorsale Monte Mandrone-Punta Pissana-Lago Scuro (in prevalenza a nord del foglio). Il plutone è rappresentato dalla Tonalite della Presanella Centrale e dalla Leucotonalite della Val Nambrone, quest'ultima esclusiva del Foglio Malè.

Tonalite della Presanella centrale (PPC)

Affiora nell'angolo NE del foglio, dalla media Val di Genova alla sua testa, ed è rappresentata da facies a grana media o grossa, biotitico-anfiboliche, massicce o lievemente orientate, con tessitura spesso porfirica per la presenza di fenocristalli di orneblenda di colore nero brillante e dall'abito prismatico-allungato (sino a 3.5 x 0.5 cm). L'abito dell'anfibolo è il principale carattere distintivo rispetto alle contigue tonaliti dell'Adamello, unitamente alla presenza di rari cristalli tozzi di anfibolo, di colore grigio-verdastro, che al microscopio risultano costituiti da aggregati policristallini di anfibolo incolore pseudomorfi su orneblenda (BIANCHI *et alii*, 1970). Tipi a grana media si osservano nella zona del Bedole e del Mandrone. Le facies periferiche con marcata tessitura orientata sono diffuse solo ai margini orientale (Foglio Malè) e settentrionale (Foglio Ponte di Legno) del plutone. Al microscopio, la tonalite della Presanella centrale è caratterizzata da abbondante plagioclasio (45.4% modale medio), in indivi-

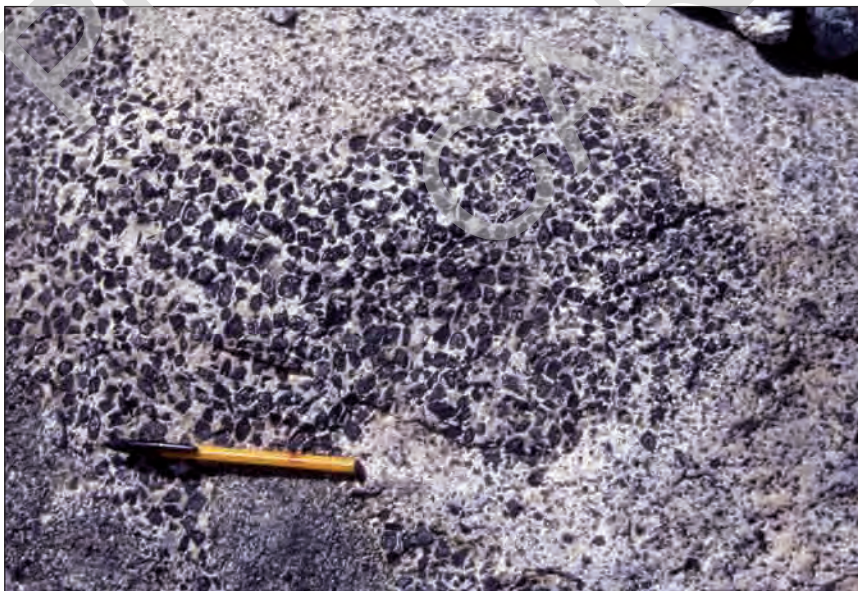


Fig. 18 – Concentrazioni di grandi cristalli di orneblenda nella tonalite della Presanella.

dui di varie dimensioni (5.5-0.1 mm), zonati e con nuclei calcici corrosi, quarzo (22.8%) in granuli e aggregati xenomorfi, talora cataclastico (facies orientate), K-feldspato (2.5%) in plaghe interstiziali, rappresentato da ortoclasio con gocce pertitiche, parziale trasformazione in microclino e orli mirmechitici a contatto col plagioclasio; i minerali femici, relativamente abbondanti, sono rappresentati da biotite (15%) in lamelle di tinta marrone, talora pecilitiche (inclusi di piccoli plagioclasii idiomorfi) e riunite in nidi, e da orneblenda (10.4%) caratterizzata da spiccata zonatura, con nuclei bruni e periferie azzurro-verdastre (BIANCHI *et alii*, 1970). Minerali accessori, in ordine di abbondanza decrescente: apatite, minerali opachi, titanite, zircone, ortite, rutilo, xenotimo, monazite. Prodotti secondari: mica bianca ed epidoti (plagioclasio calcico); anfiboli incolori o clorite e calcite (da orneblenda); clorite, epidoto e titanite (biotite). In certi casi, la concentrazione dei cristalli di orneblenda produce delle varietà melanocrate a grana grossa, in bande e corpi di dimensioni metriche o maggiori (**PPCa**).

Età: Oligocene (29-31 Ma)

3.7. FILONI

Dagli studi pionieristici di RIVA (1896, 1897) e SALOMON (1908-1910) e dai rilievi di dettaglio di BIANCHI & DAL PIAZ (1937b) il massiccio dell'Adamello è giustamente noto come località classica per lo studio dei fenomeni filoniani. Sono riconoscibili svariati sistemi di filoni che tagliano i plutoni del batolite e/o le rocce incassanti, riferibili al ciclo tonalitico eocenico-oligocenico dell'Adamello o ad eventi magmatici più antichi (pre-tonalitici), di possibile età permiana, medio-triassica e forse cretacea. Il primo gruppo riunisce i vari sistemi di filoni indifferenziati e differenziati riferibili al ciclo tonalitico in base ad evidenti rapporti di intersezione. Nel foglio sembrano mancare i filoni di lamprofiri e picrobasalti diffusi più a sud (Foglio Bagolino), soprattutto lungo il margine meridionale del Plutone Re di Castello (AA.VV., 1998; CALLEGARI & BRACK, 2002). Il secondo gruppo si riferisce ai filoni, di età spesso incerta, che tagliano il basamento cristallino e le coperture permo-triassiche presenti attorno al batolite; mostrano deformazioni eoalpine (ove presenti) e sono metamorfosati per contatto dalle intrusioni eoceniche. Tenuto conto della loro importanza, in molti casi sono stati rappresentati aumentandone lo spessore.

3.7.1. Filoni del ciclo tonalitico

Filoni leucocratici (fl)

Apliti differenziate da magmi granitici e tonalitici, talora a tormalina e/o granato e/o allanite e rara molibdenite; pegmatiti granitiche a biotite o a due miche, talora con tormalina o granato.

Età: Eocene-Oligocene

Filoni intermedi e basici (fi)

Filoni di colore verde scuro o verde grigiastro, afirici o con piccoli fenocristalli di orneblenda e/o di plagioclasio \pm biotite e quarzo. La tonalite dell'Adamello centrale nel versante sinistro dell'alta Val d'Avio è tagliata da numerosi filoni basici di notevole estensione longitudinale e spessore modesto (1-0.3 m). Diretti circa nord-sud, hanno andamento subparallelo alla disposizione degli *Schlieren* e della foliazione della tonalite. Il sistema è dislocato dalla Linea delle Gole Larghe, al contatto con il plutone della Val d'Avio. Una datazione Rb-Sr su biotite-roccia totale (DEL MORO e CORTIANA in MAYER *et alii*, 2003), ha prodotto un'età di 38 ± 0.4 Ma, probabilmente molto vicina a quella d'intrusione, tenuto conto del rapido raffreddamento. Numerosi zirconi estratti dalle tonaliti incassanti hanno fornito età di 41.9-36.8 Ma (MAYER *et alii*, 2003).

Uno sciame di filoni andesitico-basaltici attraversa le plutoniti Re di Castello e le rocce incassanti soprattutto nel settore a sud del plutone. I filoni mostrano frequenti margini a brana minuta (*chilled margins*) e struttura sia afirica che porfirica, con fenocristalli di plagioclasio in matrice microgranulare di plagioclasio ed anfiboli spesso alterati. Talora si osservano xenocristalli di quarzo e plagioclasio, concentrati ingenero nella parte centrale del filone. I filoni hanno orientazione abbastanza regolare, variabile da E-O (lungo il bordo SO del foglio) a NE-SO e sono quasi sempre subverticali; il loro spessore, in genere decimetrico, aumenta in presenza di corpi composti da molteplici iniezioni filoniane di tipo



Fig. 19 – Intrusioni multiple nel corpo tonalitico dell'Adamello occidentale, circo orientale del Corno Giuello: una massa orneblendica a grana grossa, ricca di inclusi, è intrusa da una leucotonalite grigio chiara ed entrambe sono tagliate da vene aplitico-pegmatitiche (foto G.V. DAL PLAZ).

telescopico. L'estensione longitudinale può raggiungere le centinaia di metri per un singolo filone. La maggior diffusione di questi filoni nell'ambito del foglio Monte Adamello si riscontra nella zona compresa tra il Monte Re di Castello ed il Pizzo Badile. A est della Valle di Daone i filoni, in genere scarsi, si riscontrano sino alla zona a ESE della Malga Maggiasone (Val d'Arnò), ove tagliano le successioni triassiche. Verso nord, i filoni basici diminuiscono di frequenza sino a sparire, in base ai dati raccolti, nelle zone adiacenti al contatto tra i plutoni Re di Castello ed Adamello. Infine, qualche filone di composizione simile ma più scuro (tipi lamprofirici) taglia le tonaliti dell'Adamello occidentale a sud del Corno Baitone; la loro direzione è ESE-ONO. L'età dei filoni posteriori al plutone Re di Castello non è ancora definita con precisione; è possibile che questo gruppo sia rappresentativo di molteplici pulsazioni.

Età: Eocene-Oligocene (?)

3.7.2. Filoni nel basamento e nelle coperture

Sono insediati nel basamento cristallino e nelle coperture permo-mesozoiche con contatti discordanti rispetto alla scistosità varisica o alla stratificazione. Al di fuori dell'aureola metamorfica di contatto la loro età rimane spesso incerta



Fig. 20 – Filone basico verdastrò a grana fine, intruso nella tonalite del plutone della Val d'Avio a sud della Linea delle Gole Larghe, datato con il metodo Rb-Sr (38 ± 0.4 Ma); versante sinistro della Val d'Avio, sopra il Lago Benedetto (foto G.V. DAL PLAZ).

(pre o sin-Adamello). Sono stati distinti i filoni afirici, di composizione basico-intermedia, le porfiriti plagioclasico-anfiboliche a biotite, in parte sicuramente riferibili al ciclo magmatico dell'Adamello, e le principali manifestazioni tardive di quarzo idrotermale.

Filoni basico-intermedi afirici (fm)

Filoni di tipo "dioritico", nero-bluastrì, a grana minuta. Numerosi filoni doleriti (diabasi *Auct.*) sono presenti negli Scisti di Edolo della Val Camonica (SCHIAVINATO, 1954). Età post-varisica indefinita.

Filoni porfirici (fn)

Porfiriti anfiboliche e biotitiche intruse nel basamento e nelle coperture sudalpine pre-noriche, talora deformate dalla tettonica alpina preintrusiva e/o metamorfosate per contatto.

Filoni ed ammassi di quarzo (fq)

Principali Corpi di quarzo idrotermale, talora mineralizzati.

4. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PLIO-QUATERNARIE

4.1. - CARATTERI GENERALI

La persistenza per lunghi periodi del Pleistocene di estese aree glacializzate ha condizionato non solo la morfologia delle valli e dei versanti, ma anche la distribuzione e la natura dei depositi quaternari, particolarmente potenti sul fondo delle valli principali e sulla parte bassa dei fianchi vallivi. Si tratta di depositi glaciali riferibili essenzialmente all'ultima massima espansione glaciale locale (*Local Last Glacial Maximum*: LLGM) e delle sue fasi di ritiro, costituiti da elementi rocciosi provenienti in gran parte dal batolite dell'Adamello. Nell'area del foglio sono stati cartografati sui fianchi delle valli principali, ma soprattutto nella media Val Camonica e nella parte inferiore delle sue tributarie (Val Malga, Val di Savio). Dagli Autori precedenti sono state descritte le potenti morene a monte di Cimbergo e Paspardo (SALOMON, 1908-1910; ACCORDI, 1953), i depositi glaciali nei dintorni di Garda e quelli a monte degli abitati di Cevo e Savio.

Di particolare interesse è la distribuzione dei depositi glaciali del Tardiglaciale e dell'Olocene, diffusi nella parte superiore di quasi tutte le valli che si diramano a raggiera dalla cima dell'Adamello, occupando il fondovalle a volte con argini morenici appoggiati sui fianchi meno ripidi dei versanti. Alla testata delle valli e presso le attuali fronti glaciali, si riconoscono alcuni stupendi apparati della Piccola Età Glaciale (Fig. 21): con notevole continuità essi accompagnano verso monte i depositi glaciali dell'espansione tardiglaciale, facendo corona ai resti del

grande ghiacciaio dell'Adamello. Meno estesi sono i depositi e le piane proglaciali, data la ripidità delle valli. Piccole piane alluvionali e con di deiezione di notevole estensione caratterizzano il fondovalle camuno.



Fig. 21 - Argine morenico laterale destro della Vedretta dell'Avio a ridosso del Lago Pantano, riferibile alla PEG. Tali depositi appaiono come imponenti argini morenici, per lo più con profilo affilato; si tratta di morene di accrezione e sovrapposizione che disegnano i limiti dell'espansione glaciale. Sullo sfondo la vetta del Monte Adamello (foto G.V. DAL PIAZ).

4.2.- UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI

I depositi continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi. Per correlare i diversi affioramenti dei depositi e stabilire la loro appartenenza alle diverse unità, sono stati seguiti i criteri per il rilevamento del Quaternario continentale indicati nel Quaderno 1, serie III, del SGN (1992), tenendo presente le scelte già operate, nell'ambito del Progetto CARG, nelle aree vicine del bacino dell'Oglio e del Sarca, operando leggere modifiche per l'identificazione delle U.B.S.U, tali da permettere il loro utilizzo in quest'area alpina.

Le unità a limiti inconformi riconosciute nel foglio Monte Adamello sono sintetizzate nel quadro delle formazioni continentali quaternarie di Tab. 2, in cui è riportata anche la denominazione utilizzata in letteratura dagli Autori precedenti.

Sono stati individuati i Sintemi di Cantù (**LCN**) e del Garda (**SGD**) e il Sintema Postglaciale Alpino (**PTG**). L'attribuzione cronologica dei depositi alluvionali e di versante è problematica soprattutto nell'Unità delle Alte Valli dei Sintemi di Cantù e del Garda, mentre è meglio documentata nel Sintema Postglaciale Alpino.

I Sintemi di Cantù e del Garda comprendono i depositi glaciali e fluvioglaciali dell'ultima massima espansione glaciale locale (LLGM) e delle loro fasi di ritiro. Ad essa sono riferibili tutti i depositi dei bacini del F. Oglio e del F. Sarca, descritti come depositi glaciali würmiani nei fogli geologici precedenti.

Tab. 2 - *Quadro delle unità continentali quaternarie del foglio Monte Adamello*

Età	Unità climatiche	Nome formale ed attributi generali		Autori precedenti
Attuale	PEG - Attuale	Subsistema del Mandrone (PTG₂) depositi glaciali, <i>rock glacier</i> ed altri ad essi correlati (alluvionali, di versante ecc.)		depositi olocenici
Attuale - Olocene	PEG	Subsistema dell'Amola (PTG₁) depositi glaciali della PEG, <i>rock glacier</i>		depositi olocenici
Olocene - Pleistocene sup. ?		Sintema Postglaciale Alpino (PTG) depositi glaciali, <i>rock glacier</i> ed altri ad essi correlati (alluvionali, di versante ecc.)		depositi olocenici
		BACINO DEL F. OGLIO	BACINO DEL F. SARCA	
Pleistocene sup.	Tardiglaciali	Unità delle Alte Valli Subsistema della Valle di Savio (LCN₁)	Unità delle Alte Valli Subsistema di Bondo (SGD₂)	fasi stadiali tardiglaciali (Egesen, Daun, Gschnitz)
		depositi glaciali, <i>rock glacier</i> ed altri ad essi correlati (alluvionali, di versante)		
Pleistocene sup.	LGM locale e fasi di ritiro	Sintema di Cantù (LCN)	Sintema del Garda (SGD)	Würm III, Würm sup.
		depositi glaciali ed altri ad essi correlati		

Nei fogli limitrofi della Provincia di Trento Malè, Rabbi e Tione di Trento il Sintema del Garda comprende anche l'Unità informale dei Fondovalle, a cui sono attribuiti gli episodi di ritiro successivi all'ultima espansione glaciale locale, caratterizzati da depositi glaciali, fluvioglaciali, di frana e lacustri.

All'interno dei Sintemi di Cantù e del Garda è stata distinta l'Unità informale delle Alte Valli, già riconosciuta nei fogli Malè e Tione di Trento: essa è caratterizzata da una netta ripresa del glacialismo tardiglaciale, diffuso nei principali gruppi montuosi delle Alpi, ed è costituita dal Subsintema della Valle di Saviore (**LCN₁**), nel bacino dell'Oglio, e dal Subsintema di Bondo (**SDG₂**) nell'alto bacino del Sarca (Val di Breguzzo).

Il Sintema Postglaciale Alpinocomprende tutti i depositi formatisi dalla fine del Tardiglaciale ai nostri giorni. Il suo limite inferiore è diacronico e potrebbe estendersi alla fase finale del Pleistocene (Tardiglaciale *Auct.*) soprattutto per quanto riguarda i *rock glacier* ed altri depositi di versante ed alluvionali. Questo sintema può essere correlato al Sintema Postglaciale dei fogli Malè e Tione di Trento ed assimilato ai depositi olocenici rappresentati nel foglio 20-M. Adamello della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (AA.VV., 1953).

Nel Sintema Postglaciale Alpino sono state riconosciute due unità di rango inferiore: il Subsintema dell'Amola (**PTG₁**) ed il Subsintema del Mandrone (**PTG₂**), che comprendono i depositi più recenti del foglio, rispettivamente quelli della Piccola Età Glaciale e quelli attuali (glaciali e *rock glacier*). Queste unità stratigrafiche sono ben rappresentata in Val di Genova e hanno le stesse caratteristiche di quelle descritte nel vicino foglio Malè, dove però non è stato distinto il Subsintema del Mandrone.

Per il loro particolare significato cronologico e morfologico, i depositi della Piccola Età Glaciale (**PTG₁**) sono stati distinti dagli altri depositi del subsintema al quale comunque appartengono.

Non sono stati individuati depositi quaternari precedenti l'ultima massima espansione glaciale.

4.2.1. - Sintemi di Cantù e del Garda (Pleistocene superiore)

Al Sintema di Cantù e a quello del Garda sono attribuiti i depositi associati all'ultima massima espansione glaciale locale (LGM locale, con picco intorno ai 18.000 anni B.P.). Affiorano abbastanza estesamente, ma in modo discontinuo, lungo tutto il margine occidentale del foglio, in corrispondenza del solco vallivo della Val Camonica e su alcuni versanti delle sue valli confluenti di sinistra, la Val Gallinera, la Val Malga e la Val Saviore. Sono anche presenti (Sintema del Garda) nella parte inferiore della Val di Breguzzo che attualmente appartiene al bacino del Sarca (settore orientale del foglio). Le tracce più elevate di depositi

lasciati dal ghiacciaio pleistocenico nella sua massima fase di espansione si trovano sul versante settentrionale della Val Malga poco a monte di M.ga Durello, tra i 1850 ed i 1900 m, e sul versante settentrionale della Val Salarno fino a 1780 m (Sintema di Cantù).

I depositi glaciali al di sotto di tale quota sono interpretati come till di ablazione e/o di alloggiamento della massima espansione glaciale locale oppure attribuiti ad una delle ultime fasi dell'LGM nel Tardiglaciale. Le quote più basse ove si rinvencono questi depositi sono ubicate nella parte inferiore della val Camonica intorno ai 360 m, poco più a sud di Capo di Ponte.

L'estensione e lo spessore visibile dei sedimenti attribuiti a questi sintemi appaiono significativamente maggiori per il Sintema di Cantù e, in particolare, sul versante sinistro della valle dell'Oglio rispetto a quello destro. Nel primo caso gli affioramenti sono particolarmente estesi lungo la stada che da Mù (Edolo) conduce al M. Colmo (in questo tratto il substrato affiora con una certa continuità solo al di sopra dei 1050 m), a nord della condotta forzata (area Larice-Plazzo) e, più a monte, tra Lezzaone e Valmazzo. Sul versante destro, chiaramente modellato dal ghiacciaio, gli affioramenti, confinati in alcune depressioni del substrato, si differenziano dai precedenti per la maggiore frequenza di clasti provenienti dal basamento e per una tessitura ed un grado di arrotondamento minori. Anche l'estensione e gli spessori appaiono inferiori, superando raramente il metro. I depositi più significativi si osservano tra Plerio e S. Clemente e sui ripiani di La Croce (860 m) e Restone (1400 m).

Il limite inferiore è da ritenersi erosivo con il substrato roccioso in quanto non sono stati rilevati depositi corrispondenti ad episodi deposizionali più vecchi dell'ultima massima espansione glaciale. Il limite superiore, con il Sintema Postglaciale Alpino, è inconforme. Dove esso coincide con l'attuale superficie topografica è caratterizzato dalla presenza di un suolo di modesto spessore (0,5-1m), sviluppatosi durante l'Olocene. In questi sintemi sono inclusi tutti i corpi sedimentari depositi non solamente durante l'acme glaciale, ma anche quelli dell'intero evento, comprendendo quindi le fasi di avanzata e quelle recessionali.

I Sintemi di Cantù e del Garda sono costituiti essenzialmente da depositi glaciali (till); solo sul versante sinistro della Val Camonica è presente un lembo di depositi di contatto glaciale.

I depositi di questi sistemi non assumono forme significative.

Till di ablazione

Si tratta di un diamicton massivo a supporto di matrice a tessitura limoso sabbiosa, raramente sabbiosa (fondovalle nei pressi di Nardo). E' costituito da grossi blocchi tra loro a contatto di forma prismatica da angolosi a sub angolosi di natura prevalentemente tonalitica. Nei pressi di Cascine Fobbia la percentuale dei clasti tonalitici supera anche l'80%. I vuoti tra i clasti in alcuni casi sono par-

zialmente riempiti dalla matrice, come si può osservare a sud del Dosso Fobbia. In molti casi questi depositi sono sensibilmente alterati al tetto, con formazione di suoli arrossati, come si può vedere sui ripiani circostanti i Fienili Carnocolo, in corrispondenza dei tornanti di Malghe Spinelli e nei pressi dei prati di Malghe Belvedere (1100 m). I massimi spessori osservati sono di 8-10m soprattutto in vicinanza di Baite Mondosso e poco a monte delle Manifatture di Breno ove scavi recenti hanno messo in luce un esteso affioramento, ma i depositi potrebbero essere più potenti.

Numerosi sono i punti in cui si rinvencono: a sud di Dosso Fobbia e nell'area di Cascine Fobbia tra le quote di 1180 e 1140; su gran parte del versante tra Cevo e Savio; nell'area di Deria Piana e Trivio al di sopra dei 900 m (a SE di Grevo); tra Ceto e Cimbergo tra i 1150 m di quota ed il fondovalle; lungo la strada Ceto Cimbergo intorno a quota 620-650 m e sui ripiani di quota 660-670 m a nord di Paspardo. La copertura vegetale e l'antropizzazione mascherano quasi ovunque questi depositi; gli affioramenti significativi appaiono limitati agli sbancamenti effettuati (alla data del rilevamento) per l'allargamento della strada che da Savio sale verso nord oltre Fenili Gus, o in scavi di fondazioni alla periferia settentrionale di Savio e a valle di Cevo poco oltre il cimitero.

Il limite inferiore avviene lungo una superficie erosiva con il substrato e localmente è a contatto con la litofacies del till di alloggiamento. Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica e/o dal limite inferiore dei vari depositi di versante ed alluvionali. A Capo di Ponte e in località limitrofe (Nasquane, Paspardo) sulla superficie delle successioni permiane, spesso modellate dal ghiacciaio, sono incisi gli splendidi graffiti rupestri attribuiti alla popolazione dei Camuni, la più grande manifestazione di arte preistorica d'Europa (ANATI, 1989).

Till di alloggiamento

Si tratta di sedimenti di colore grigio scuro identificabili come diamicton massivo a supporto di matrice costituito da clasti del basamento ma anche di provenienza dell'Adamello; frequentemente assumono forme di ferro da stiro con superfici notevolmente striate. La matrice è abbondante e la tessitura sensibilmente più limosa di quella dei depositi topograficamente più alti (Fig. 22). I sedimenti dal sovrastante versante di Zazza. La scarpata a fianco della strada che congiunge Fenil di Cuccu ed sono molto addensati con aspetto frequentemente laminato. Gli affioramenti più significativi di till di fondo sono stati osservati lungo la sponda sinistra dell'Oglio nel tratto a sud del conoide del T. Zazza. In questo punto costituiscono un orizzonte impermeabile nei confronti delle acque superficiali e sotterranee che provengono il Ponte delle Capre mette in luce i sedimenti glaciali, qui particolarmente estesi e verosimilmente con spessori abbondantemente superiori al metro. I depositi potrebbero essere anche più



Fig. 22 - Deposito glaciale a supporto di abbondante matrice limoso-argillosa (till di alloggiamento) ricoperto da suolo evoluto. Affiora sul versante sinistro della Val di Breguzzo, a monte di Ponte Cazza (quota 1070) ed è cronologicamente attribuito al Sintema del Garda (Foto M. LESO).

potenti, in corrispondenza di tratti di versante poco ripidi. Il limite inferiore non è mai stato osservato nel foglio Monte Adamello; quello superiore è generalmente rappresentato dalla superficie topografica o dalla base della litofacie del till di ablazione.

I corrispettivi depositi glaciali (till di alloggiamento) affioranti nell'Alta Val di Breguzzo e in Val d'Arno presentano le stesse caratteristiche tessiturali e differiscono essenzialmente per le litologie dei clasti afferenti al bacino del Sarca.

Depositi di contatto glaciale

Sul versante sinistro della Val Camonica, poco a sud di Capo di Ponte, affiora un esiguo lembo di depositi di contatto glaciale, identificato come tale dalle caratteristiche morfologiche del versante. Mancano affioramenti significativi.

Unità delle Alte Valli

I depositi di questa unità informale corrispondono quasi esclusivamente a quelli connessi alla ripresa delle fronti glaciali, presenti in tutte le valli principali successivamente al ritiro del grande ghiaccio dell'Oglio (nella Val Camonica) e del ghiacciaio del Garda (nella Val Rendena), e di quei ghiacciai delle valli laterali in

essi affluenti (Val Gallinera, Val Malga, Val Savio per il bacino dell'Oglio, Val di Genova, Val Lares, Val di Borzago, Val di S. Valentino e Val di Breguzzo per il bacino del Sarca, e Val di Fumo per il bacino del Chiese). Questa nuova fase è riconducibile in tutte le valli all'avanzata dello stadio di Gschnitz *Auct.*, descritta nel vicino Gruppo di Brenta da TREVISAN (1939) e nel Gruppo Adamello-Presanella da CASTIGLIONI (1961) e MALARODA (1948). L'Unità delle Alte Valli è stata riconosciuta anche nei limitrofi fogli Riva del Garda, Tione di Trento e Malè (Subsintema di Bondo), e nel più lontano foglio Rabbi.

Gli affioramenti sono continui e con discreto sviluppo solo in prossimità del fondo delle principali valli laterali; nel resto del foglio affiorano in numerosissimi lembi di medie e piccole dimensioni, conservati in conche e depressioni dei versanti e/o parzialmente coperti da depositi più recenti. Alcuni tra gli affioramenti più sviluppati assumono espressione morfologica e materializzano successioni di argini morenici non sempre continui e ben conservati. L'irregolarità nella distribuzione dei sedimenti (till) e la presenza di dossi a diverse quote nelle stesse valli inducono a pensare che le fasi di avanzata e di ritiro dei ghiacciai locali si siano ripetute più volte durante la deglaciazione, lasciando numerose tracce, in modo particolare nella parte alta delle valli ed in prossimità delle fronti. In questo momento evolutivo i ghiacciai delle valli principali non erano più in comunicazione con quelli delle valli laterali. Spesso le lingue laterali si sovrapponevano ai depositi dei Sintemi di Cantù e del Garda e, in certi casi, hanno inciso argini laterali depositi dai ghiacciai durante il LLGM, come è dimostrato dai rapporti geometrici tra i depositi dei subsintemi delle Alte Valli e quelli dei Sintemi di Cantù e del Garda. Esempi di questo tipo si possono osservare rispettivamente nella bassa Val Savio, tra Fresine ed Andistra, e nella parte terminale della Val Malga a SE di Rino.

Potrebbero appartenere all'unità delle Alte Valli anche alcuni accumuli detritici a grossi blocchi (*rock glacier*) classificati come relitti (*sensu* BARSCH, 1992), ma la mancanza di elementi certi di datazione non permette di collocarli con sicurezza nei Subsintemi della Val di Savio e di Bondo. Per la loro caratterizzazione si rimanda alla descrizione fatta nel Sintema Postglaciale Alpino.

Appartengono a questa unità anche depositi gravitativi di versante, di frana a grossi blocchi, torrentizi e da *debris flow*. I caratteri generali di questi depositi sono simili nei due bacini dell'Oglio e del Garda (Sarca-Chiese); pertanto sono descritti congiuntamente, mentre la loro ubicazione viene distinta per bacini.

I depositi gravitativi di versante sono costituiti da frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale, e matrice in quantità variabile secondo i tipi litologici. La granulometria è compresa dalla sabbia molto grossolana, al masso, mentre le dimensioni medie dei clasti si aggirano attorno 10-20 cm. La tessitura è aperta. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e localmente anche i depositi pleistocenici del LLGM. Sono

limitati al tetto dalla superficie topografica, con presenza di orizzonte pedogenizzato di spessore variabile a seconda della morfologia dei versanti. La cementazione è praticamente assente. Ad essi si associano localmente estesi accumuli di frana costituiti da diamicton a supporto di clasti, con matrice sabbiosa-limoso; i clasti ed i blocchi anche di dimensioni metriche, in prevalenza sub angolosi, derivano dal substrato o da altri depositi superficiali. In generale si può affermare che sia i detriti di versante che i depositi di grandi frane che si sono sviluppate in questo periodo, sono relativamente scarsi in tutto il foglio, ed in particolare nella parte centrale ove affiorano i termini tonalitici. Le frane si rinvencono con maggiore frequenza lungo la valle dell'Oglio, la Val Camonica e nelle filladi del basamento cristallino.

In prossimità dei fondovalle si rinvencono estesi depositi alluvionali di *debris flow* organizzati in ampi conoidi spesso incastrati in serie. La parte distale dei conoidi si estende nella piana alluvionale costituita da ghiaia a supporto di clasti e di matrice limoso sabbiosa con inclusi clasti subangolosi di provenienza dai versanti circostanti.

BACINO DEL F. OGLIO - Subsintema della Val di Savio (LCN₁)

Till indifferenziato

Il subsintema presenta facies caratteristiche di till. I depositi sono stati quasi sempre indicati come till indifferenziato in quanto gli affioramenti esaminati non permettevano quasi mai una chiara distinzione, arealmente continua, tra il till di alloggiamento e quello di ablazione. Si ritiene sia prevalente il till di ablazione tenuto conto che i depositi associati a questo sintema sono modellati in argini spesso frammentari; il till di alloggiamento potrebbe affiorare in prossimità dei fondovalle, ma per la stretta conformazione dei solchi vallivi che ospitano tali depositi, si ritiene che gli eventuali pochi lembi siano stati coperti dal till di ablazione collassato dai versanti circostanti.

La struttura è tipicamente massiva a supporto di matrice, con granulometria variabile dalle sabbie ai massi (Fig. 23). La litologia è varia a seconda del bacino di provenienza: prevalgono comunque tonaliti e granodioriti riferibili ai corpi intrusivi Val d'Avio, Adamello e Monte Re di Castello e le filladi del basamento cristallino. A luoghi sono presenti calcari e calcari dolomitici, spesso alterati. La matrice è sabbioso-limoso, con colori che passano dal grigio al rosso giallastro (dovuto a fenomeni di ossidazione). Lo spessore massimo dei depositi è valutabile sul centinaio di metri. Il limite superiore coincide in generale con il Sintema Postglaciale Alpino o è rappresentato dalla superficie topografica, mentre il limite inferiore è inconforme con i depositi del LGM e più raramente con il substrato roccioso. Gran parte di questi depositi è ricoperta di vegetazione e suoli e in mancanza di affioramenti significativi il loro riconoscimento è stato effettuato sulla



Fig. 23 - Deposito glaciale a supporto di matrice (Dmm - till indifferenziato). Affiora lungo la strada Fresine - Valle, in prossimità del tornante a q. 900 m, ed è cronologicamente attribuito al Subsintema della Val di Savio (Alte Valli) (Foto E. MARCATO).

base di evidenze morfologiche. Gli affioramenti più tipici di questo sintema sono ubicati in Val Malga, in Val di Savio ed alla testata del vallone del T. Re.

Lungo l'asta del Torrente Remulo il deposito si sviluppa tra gli 810 m, a ridosso dell'abitato di Rino, fino ai 1560 m, poco a monte del Rifugio Ponte del Guat. Affiora con le caratteristiche sopra descritte: i ciottoli sono costituiti da tonalite (Tonalite dell'Adamello occidentale, da filladi quarzifere e micascisti; rari sono i gabbri e le dioriti. E' ripetutamente modellato in molteplici, evidenti e ben conservati argini morenici laterali e frontali. Questi ultimi sembrano marcare momenti di stasi in corrispondenza delle quote di 810 m, 880 m, 1010 m, 1100 m (ponte Faet) e 1510 m. Lateralmente, sui versanti, il deposito non si spinge oltre i 1250 m di quota. In destra valle il limite inferiore si sovrappone al till del Sintema di Cantù, mentre in sinistra è ubicato a ridosso del substrato roccioso; in quest'ultimo caso i contatti sono però mascherati da abbondanti coltri detritiche di versante. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica ed in alcuni casi dal limite inferiore di depositi recenti di versante.

Nella Val di Savio l'omonimo subsintema affiora a partire da q. 744 m (case Pozzuolo) e riveste i fianchi della bassa valle fino all'abitato di Fresine, per poi proseguire lungo l'asta del Torrente Salarno, verso NE, fino a 1200-1250 m. Lateralmente il deposito raggiunge la quota massima di circa 1300 m e nel tratto

a monte di Pradel in Val Salarno è marcato in destra idrografica da segmenti di argini morenici laterali. Spesso i limiti laterali sono falsati da una serie di fenomeni di degradazione (frane, conoidi detritiche e da *debris flow*) che ne mascherano i contatti. Nella parte superiore della valle, a est di Isola, il Subsistema della Val di Savio, pur essendo presente, è ricoperto da ingenti coltri di depositi di versante. Solo a nord dell'abitato di Valle è visibile una placca di till di ablazione che riveste un'ampia porzione del versante. Affiora con le caratteristiche sopra descritte: i ciottoli sono costituiti in prevalenza da filladi quarzifere e micascisti, da tonaliti dell'Adamello occidentale, da subordinate tonaliti Re di Castello e da rare cornubianiti. A differenza della Val Malga, in Val di Savio gli argini morenici sono scarsi; gli unici, latero-frontali, abbastanza evidenti e che indicano alcune stasi, sono ubicati a q. 650 m, in prossimità del lago artificiale di Poia, a q. 910 m (qualche centinaio di m a nord di Fresine) e a q. 1000 m, nei pressi dell'abitato di Cotra. Lo spessore è in media esiguo, sull'ordine di qualche metro; ciò è osservabile nel tratto iniziale della Val Savio alla base del versante destro dove lungo la strada che conduce a Fresine, affiora in lembi abbastanza continui il substrato roccioso. Il limite inferiore è a contatto con il *bed-rock* o con il till di ablazione del Sistema di Cantù. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica o dalla base di depositi di versante e/o alluvionali.

Nella testata del Vallone del Torrente Re, poco a est degli abitati di Paspardo e Cimbergo, il Subsistema della Val di Savio è espressione di un ampio circo glaciale all'interno del quale sono ancora ben conservati numerosi argini laterali e frontali. La quota minima raggiunta dal deposito si attesta intorno ai 970/980 m presso Ponte della Sega. L'argine morenico a quota più alta si attesta sui 1420/1430 m e sostiene un piano paludoso. I clasti all'interno di questo till di ablazione, rispetto a quelli presenti nelle analoghe litofacies della Val Malga e della Val Savio sono decisamente più eterogenei in virtù della maggior varietà di litotipi che affiorano in testata valle. In particolare si notano frequenti clasti di granodioriti e più raramente calcari e marne. Il deposito è ben osservabile in sezione poco ad est del Ponte della Sega, dove l'asta fluviale, per erosione rimontante, incide il till fino al substrato. In questo vallone, la superficie basale del deposito è costituita esclusivamente dal substrato; il limite superiore è dato dalla superficie topografica e solo in un esiguo lembo, verso est è ricoperto da depositi di *debris flow*.

Mentre i principali solchi vallivi secondari ospitavano lingue ben sviluppate che si spingevano fin quasi ad affacciarsi sulla valle dell'Oglio, all'interno del massiccio, alle quote più alte si erano sviluppati apparati glaciali autonomi che portavano i loro limiti superiori a ridosso delle cime più elevate. Di essi sono conservate numerose discontinue tracce, sovente mascherate dai successivi depositi del Subsistema dell'Amola o da altri depositi di versante. Ciò nonostante è possibile ricostruire la rete di lingue glaciali che dalla vetta del Monte

Adamello scendevano pressochè radialmente. Nell'alta valle dell'Avio, nella Val Baitone, nella Val Miller, sul fondovalle e sul Coster sinistro della Val Salarno, in prossimità della soglia della Val Adame (nei pressi del Rif. Lissone), sul fondo della Val di Fumo e sul suo Coster di sinistra sono conservati numerosi lembi del Subsintema della Val di Savio. Un bell'esempio di questo subsintema, rappresentato da till di ablazione appartenente al sistema di valli minori, è presente nella Valle del Cop di Breguzzo, a est del lago Bissina. Il deposito è modellato in una fitta serie di argini morenici laterali e frontali che ben descrivono le dimensioni e la collocazione di questo tipo di ghiacciai minori. Le caratteristiche di facies sono simili a quelle degli altri till di ablazione appartenenti a questo subsintema. Nella parte alta delle valli è minore il grado di elaborazione dei ciottoli e l'assortimento delle litologie presenti; anche la copertura vegetale diventa più discontinua permettendo in alcuni casi ampie esposizioni del deposito.

Accumuli a grandi blocchi (rock glacier)

Potrebbero essere attribuiti a questo sintema anche alcuni accumuli detritici a grossi blocchi (*rock glacier* relitti). L'affioramento più rappresentativo è ubicato sul versante sinistro della Val di Savio; occupa una superficie di 63.890 m² ed attesta la fronte ad una quota 2040 m. Il *rock glacier* con la fronte alla quota più bassa (1720 m) è ubicato sul versante destro della media Val Malga.

Depositi gravitativi di versante

I detriti di versante si distribuiscono ampiamente per effetto dei fenomeni gravitativi generalmente al piede delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione. Tra le are più tipiche si ricordano le falde ai piedi del versante del M. Piccolo-M. Avio, nell'angolo NW della carta, sui versanti della Val Malga, sulla dorsale del Castel Camosci

Depositi di frana anche a grossi blocchi

Nell'Alta Val Camonica le frane più importanti si trovano, procedendo da N verso S, presso Erbacana, a monte di Edolo, a NW di Garda e a SE della stessa località presso Malga Olda di Sonico, sul versante sinistro della valle. Nella Val di Savio, a monte dell'omonima località, presso Malga Paretto, si osserva un altro accumulo di frana di ragguardevoli dimensioni.

Depositi torrentizi e da debris flow

Affiorano essenzialmente lungo l'asta valliva del Fiume Oglio, dove formano ampi conoidi allo sbocco delle valli secondarie. I corpi maggiori sono quelli di Rino allo sbocco della val Malga, di Capo di Ponte allo sbocco della Valle del T. Re e di Nadro nell'angolo SW del foglio. Sulla destra idrografica del F. Oglio sono presenti i conoidi di Sellero e Cemmo e la parte terminale dell'ampio

conoide situato in prevalenza nel limotrofo foglio Malonno. Altri depositi torrentizi con caratteristiche tipiche di *debris flow* si trovano nella parte alta del bacino del T.Re, a monte del Ponte della Sega, e nella vicina valle del T. Varrecolo. Alla base del versante sinistro della Val di Savio, a valle di Fresine, i ripidi torrenti che scendono dalla Cima Barbignaga hanno dato origine ad una serie di piccoli con i cui depositi testimoniano la loro origine di trasorto in massa (*debris flow*).

Depositi torbosi

In località Lezzaone, a quota 1326 m, si osserva un antico deposito palustre sorretto da un argine morenico laterale sinistro riferibile al Sintema di Cantù.

BACINO DEL FIUME SARCA - Subsintema di Bondo (SGD₂)

Questo subsintema, già definito nei fogli Malè e Tione di Trento, appartiene all'Unità informale delle Alte Valli ed è particolarmente ben rappresentato dai depositi della Val di Breguzzo.

Till indifferenziato

Decisamente meno rappresentato, per motivi di "taglio cartografico", è il Subsintema di Bondo, riconosciuto nella Val di Breguzzo. In analogia con quelli della Val Savio, i suoi depositi corrispondono in prevalenza a till di ablazione e sono anch'essi riferibili agli episodi di ripresa delle fronti glaciali, presenti in tutte le valli principali, e di quei ghiacciai delle valli laterali in essi affluenti (Val di Genova, Val Lares, Val di Borzago, Val di S. Valentino e Val di Breguzzo per il bacino del Sarca) dopo il ritiro del ghiacciaio del Garda (Sarca in Val Rendena).

I depositi sono costituiti da diamicton massivo a supporto di matrice più o meno abbondante, con clasti da centimetrici a metrici, subarrotondati e poligenici. In conformità con la natura del substrato che caratterizza le testate delle valli Stabel, Folgorida, Lares, Niscli, San Valentino, Breguzzo e d'Arno, i clasti dei till sono costituiti da leucotonaliti e tonaliti della Val di Genova, Adamello e Re di Castello, da granodioriti e in minore misura da filladi quarzifere e mica-scisti del basamento sudalpino; rari anche frammenti calcarei e calcareo-dolomitici. Da nord verso sud i depositi si impoveriscono dei termini tonalitici, sostituiti da quelli metamorfici e carbonatici (Fig. 24).

Gli spessori sono estremamente variabili, e vanno da discontinue spalmature di poche decine di centimetri fino ad un centinaio di metri; gli accumuli di maggior spessore si trovano in Val d'Arnò in corrispondenza dell'omonima malga presso un ampio ripiano limitato da ripide scarpate. Il limite superiore confina con quello inferiore del Sintema Postglaciale Alpino o è rappresentato dalla superficie topografica, mentre il limite inferiore è inconforme con i depositi del



Fig. 24 - Deposito glaciale a supporto di matrice (Dmm - till indifferenziato). Affiora sul versante sinistro della Val San Valentino, nei pressi del tornante a valle di Malga Praina, a quota 1525. E' cronologicamente attribuito al Subsistema di Bondo (Alte Valli) (foto M. LESO).

LLGM e, più raramente, con il substrato roccioso. La copertura vegetale ed i suoli che ricoprono il Subsistema di Bondo sono mediamente meno sviluppati di quelli che rivestono i depositi del Subsistema della Val di Savioe forse perchè situati a quote mediamente più alte e riferibili a fasi deposizionali più recenti dei depositi della Val Malga, della Val di Savioe e del vallone del T. Re.

Gli affioramenti più significativi si trovano sul fondovalle e sui versanti della Val di Breguzzo e lungo la confluyente Val d'Arno. L'intero versante ad est di Monte Giuggia è a sua volta coperto da spesse coltri di till di ablazione fino a circa 1600 m. Sullo stesso versante gli affioramenti più evidenti definiscono dei dossi allungati grossomodo parallelamente alla q. 1300 m; alcuni di essi sorreggono lembi di paludi. Il deposito, in Val di Breguzzo, è pressochè privo di espressione morfologica; solo tra le q. 1410 e 1600 m in destra idrografica del T. Roldane sono presenti alcuni argini morenici che suggeriscono un momento di stasi della lingua glaciale tra i 1400 ed i 1420 m. Till di ablazione in una situazione topografica analoga a quella descritta nella Valle del Cop di Breguzzo per il Subsistema della Val di Savioe è presente in Val di Lares, a S dell'omonima Malga. Anche qui il deposito è modellato in una fitta serie di argini morenici laterali e frontali che descrivono la posizione e le dimensioni della fronte del ghiacciaio del Lares in questa fase evolutiva. I valli morenici sorreggono numerosi depositi palustri. Il till di ablazione di questo complesso sistema morenico si

estende fino a 1700 m ed individua una tormentata fase di stasi tra i 1850 e 1890 m. La quota più bassa di questi depositi è a 1140 m, riscontrabile in prossimità di due lembi discontinui presenti nelle vicinanze di Malga Genova (Val di Genova).

Depositi di contatto glaciale

In prossimità di Curadure, tra 1470 e 1480 m, affiora un esiguo lembo di depositi di contatto glaciale, identificato in base alle caratteristiche morfologiche del versante. Mancano affioramenti significativi.

Accumuli a grandi blocchi (rock glacier)

Possono essere riferiti a questo sintema anche alcuni accumuli detritici a grossi blocchi (*rock glacier* relitti). L'affioramento più rappresentativo è ubicato alla testata della Val Borzago, nei pressi di M.Coel; occupa una superficie di 142.000 m² ed attesta la fronte a quota 2280 m. Il *rock glacier* con la fronte alla quota più bassa (1700 m) è situato sul versante destro della media Val di Lares (Fig. 25).

Depositi gravitativi di versante

Nell'angolo SE del foglio estese coltri di depositi di versante fasciano le pendici del Monte Camparadur e del Monte Benna. Analoghi depositi si trovano in Val S. Valentino e nella Val Conca. Mancano in questo settore orientale del foglio significativi depositi di frana attribuibili a questo periodo.

Depositi torrentizi e da debris flow

I depositi da *debris flow* più significativi di tutto il foglio per tipologia e densità si trovano lungo entrambi i versanti della Val di Fumo fino al lago di Malga Bissina e costituiscono un continuo raccordo tra i "coster" ed il fondovalle. Analoghe forme sono concentrte sul fondovalle del Rio Pelugo nella Valle di Niscli.

4.2.2. - Sintema Postglaciale Alpino (PTG) (Pleistocene Sup.? - Olocene)

E' presente in tutta l'area del foglio sotto forma di terreni di copertura superficiale. La descrizione delle *facies* viene fatta tenendo conto delle caratteristiche dei vari ambienti di sedimentazione. L'unità comprende i depositi formati nelle valli quasi completamente deglaciate, in condizioni morfologiche spesso simili a quelle attuali. I limiti basali sono dati dalla sovrapposizione al substrato roccioso o, più spesso, a quello delle unità precedenti. Il limite superiore, nella maggioranza dei casi, corrisponde alla superficie topografica, caratterizzata dalla presenza di un orizzonte pedogenizzato seppur di esiguo spessore. A luoghi il

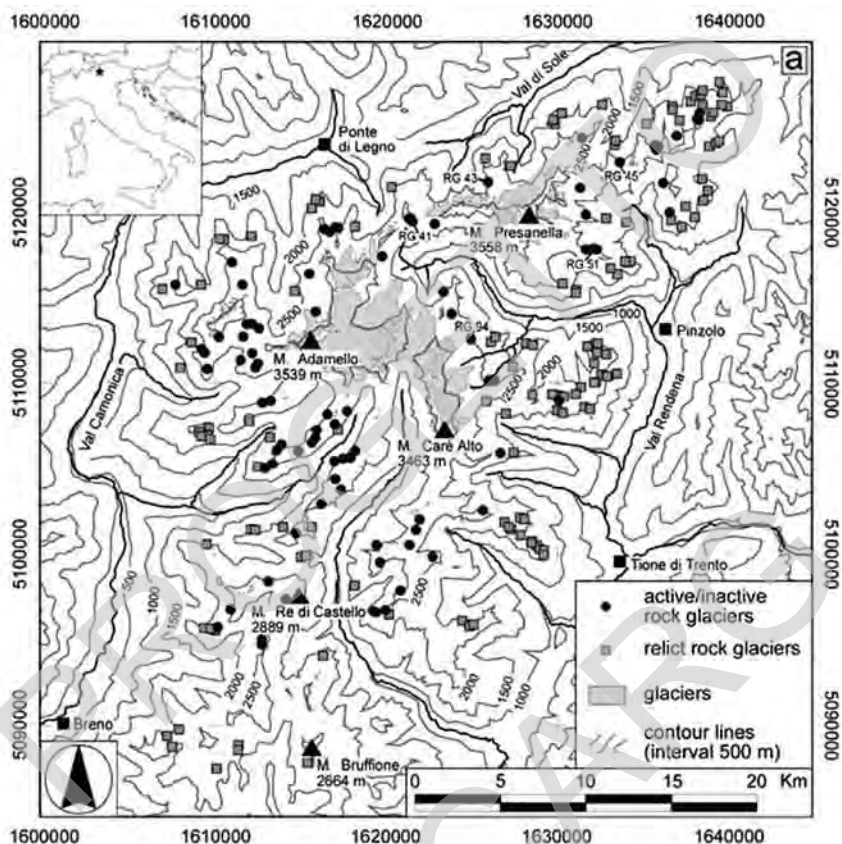


Fig. 25 – Mappa dei rock glacier attivi/inattivi e relitti nel Gruppo Adamello-Preanella (BARONI et alii, 2004). Il riquadro indica l'area del Foglio 1:50.000 Monte Adamello.

limite superiore confina con quello inferiore del Subsistema dell'Amola.

Data la variabilità della storia evolutiva delle diverse valli presenti nel foglio, i corpi sedimentari di questo sistema sono sicuramente diacroni, con età sempre più giovani al crescere della loro quota. Al Sistema Postglaciale Alpino sono assegnati i depositi formati nell'Olocene, anche se non si esclude che alcuni depositi di versante e una parte dei *rock glacier* relitti (quelli posti alle quote più basse) possano essere riferiti alle ultime fasi tardiglaciali.

Appartengono a questo sistema anche depositi gravitativi di versante, di frana, anche a grossi blocchi, depositi torrentizi e da *debris flow*. I loro caratteri generali sono simili nei due bacini dell'Oglio e del Garda (Sarca-Chiese) e quindi vengono descritti congiuntamente, tenendo distinta la loro ubicazione.

I depositi gravitativi di versante sono costituiti da ghiaie eterometriche a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale. Sono anche presenti plaghe a ricca matrice limosa con clasti fangosupportati, dovuti a eventi di trasporto per *debris flow* (Fig. 26). Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e localmente anche depositi appartenenti a cicli precedenti. Sono limitati a tetto dalla superficie topografica, con assenza di orizzonte pedogenizzato.

Gli accumuli di frana, anche a grossi blocchi, sono costituiti da diamicton a supporto di clasti, con matrice sabbiosa-limosa; clasti e blocchi anche di dimensioni metriche, in prevalenza subangolosi che derivano dal substrato o da altri depositi superficiali.

Le tessiture dei depositi torrentizi e da *debris flow* sono costituite da ghiaie e sabbie, con rare intercalazioni di orizzonti più fini a matrice limosa. Questi depositi coprono i sedimenti alluvionali dell'unità precedente e sono limitati a tetto dalla superficie topografica. Occupano gran parte dei fondovalle alle quote più basse nei pressi dei corsi attuali. Si tratta di depositi alluvionali come documenta la loro contiguità con i corsi d'acqua. I rari depositi palustri sono spesso caratterizzati dalla presenza di torbe di spessore plurimetrico, in appoggio su depositi lacustri. A tetto sono limitati dalla superficie topografica. Depositati palustri di alta quota sono presenti in vari settori del foglio.



Fig. 26 - Coni detritici e di *debris flow* sovrapposti e "incastrati". Versante sinistro della Val di Fumo, quota 2225 (foto M. LESO).

Till indifferenziato

Nel foglio non affiorano depositi glaciali attribuibili con sicurezza a questo sintema. In analogia con quanto riscontrato nei limitrofi fogli Ponte di Legno e Tione di Trento, nella valle di Pissana (BARONI & CARTON, 1991a) e presso il lago Vedretta nella valle di Cornisello (foglio Malè, BARONI *et alii*, 1998), si ritiene che i till appartenenti a questo sintema siano mascherati all'interno delle morene di accrezione e di sovrapposizione presenti in numero elevato in corrispondenza di alcune litofacies dei till del Subsintema dell'Amola (morene della PEG).

Accumuli a grandi blocchi (rock glacier)

Sono costituiti da diamicton massivo a supporto elastico, localmente con struttura *open work* e/o con matrice (che si trova comunemente sulla fronte del *rock glacier*). Il dorso è costituito da grandi massi spigolosi, con ghiaie e sabbie, di provenienza esclusivamente locale. Gli accumuli in oggetto hanno fronte debolmente inclinata, corpo appiattito e massi superficiali estesamente o completamente coperti da licheni con talli coalescenti, copertura di suolo discontinuo con profilo A1, (E), B2, B3, C, di spessore anche superiore a 30 cm. La copertura vegetale (prevalenti arbusti e locali larici) è discontinua in corrispondenza di tasche di detrito insinuate tra i grossi blocchi e più continua nelle fronti. Il limite inferiore è posto in corrispondenza del substrato roccioso, o dei depositi glaciali e di versante dell'Unità delle Alte Valli (Subsintemi della Val di Savio e di Bordo). Sono interpretabili come *rock glacier* relitti ed inattivi; come precedentemente discusso, alcune forme relitte potrebbero essere ancora più vecchie ed appartenere all'unità delle Alte Valli.

Nell'intero Gruppo Adamello-Presanella sono stati censiti 216 *rock glacier*: 88 (41%), sono attivi/inattivi (*sensu* BARSC, 1996) ed i rimanenti sono forme relitte (BARONI *et alii*, 2004). Delle 88 forme attive/inattive, 59 sono considerate effettivamente attive e rientrano nei depositi compresi nei Subsintemi dell'Amola e del Mandrone.

Gli affioramenti più rappresentativi dei depositi relitti sono quelli presenti sul versante sinistro della Val di Savio e alla testata della Val Bordo, come descritto nei Subsintemi della Val di Savio e di Bordo. Le loro fronti sono situate in un intervallo altimetrico compreso tra i 2510 m (versante destro della media Val Adamè) ed i 1700 m (versante destro della media Val di Lares). L'affioramento più significativo dei *rock glacier* inattivi è osservabile nel versante sinistro della valle di Danerba (Val Daone). Questo secondo gruppo di *rock glacier* ha le sue le fronti tra 2050 e 2840 m di quota.

Depositi gravitativi di versante

Sono distribuiti in modo pressochè uniforme lungo i versanti di tutte le valli secondarie dove formano ampie falde detritiche e coni spesso coalescenti. Tra le aree più tipiche si ricordano la parte alta della Val Malga, della Val Savio e della Val d'Arnò, la Val d'Adamè (dove i coni sono numerosissimi), la Val di Fumo e, nel bacino del Sarca, la Val di Genova, la Val di Lares, l'alta Val Conca e l'alta Val S. Valentino. Gli affioramenti più estesi si trovano sul versante destro della Val di Savio e ai piedi del crinale tra il Corno Miller e il Piz di Oda.

Depositi di frana, anche a grossi blocchi

Si tratta di frane oloceniche ed attuali normalmente di ridotte dimensioni che possono tuttavia avere notevole influenza sulla viabilità e sugli insediamenti. Si sviluppano sia a spese del substrato che, più frequentemente, dei depositi quaternari più antichi e, in modo particolare, di quelli glaciali. Nella carta non vengono fatte distinzioni tra i depositi di frana in evoluzione da quelli apparentemente stabilizzati al tempo del rilievo.

Depositi torrentizi e da debris flow

I depositi torrentizi più significativi si trovano fondamentalmente sul fondo delle valli principali, nelle aree proglaciali attualmente in evoluzione ed allo sbocco dei canali, dove si possono formare piccole conoidi.

Quando i torrenti rimaneggiano i detriti di versante o danno luogo a fenomeni di ruscellamento concentrato, a cui si associa la semplice caduta per gravità, si può avere come effetto finale la formazione di colate di trasporto in massa (*debris flow*) particolarmente frequenti a valle dei bacini coperti dai depositi glaciali.

Depositi lacustri e palustri

Limitati depositi palustri e lacustri attribuibili al Subsistema dell'Amola sono presenti nella Val di Genova.

SUBSINTEMA DELL'AMOLA (PTG₁) (Olocene *p.p.*)

Unità di rango inferiore rispetto al Sintema Postglaciale Alpino, comprende sedimenti di recente deposizione. A questo subsintema appartengono i depositi dell'ultima significativa espansione glaciale olocenica (PEG) che ha caratterizzato l'intero arco alpino e che, nel foglio Monte Adamello, sono messi in particolare evidenza. L'unità è molto diffusa in tutta l'area del foglio ed è ben rappresentata nelle parti alte delle valli, a ridosso o in prossimità delle attuali lingue glaciali, o dove le vedrette si sono estinte di recente (100-150 anni fa).

Till indifferenziato della PEG

I depositi glaciali attribuibili alla PEG sono formati da diamicton massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico, da ghiaie e sabbie. In Val di Genova sono documentati anche depositi torbosi deformati dalle fasi di avanzata della PEG (Fig. 27) all'interno di argini morenici del Ghiacciaio della Lobbia (BARONI & CARTON, 1996).

Gli affioramenti riferibili alla PEG appaiono come imponenti argini morenici, per lo più con profilo affilato. Mostrano la tipica struttura di morene di



Fig. 27 - L'argine morenico visibile in primo piano è costituito da depositi torbosi deformati dalle fasi di avanzata durante la PEG dal ghiacciaio della Lobbia; è ubicato all'interno di argini morenici più antichi. Alta Val di Genova, a ridosso di Malga Matarot bassa.

accrezione e sovrapposizione (allineamenti di massi e variazioni tessiturali) e disegnano in modo inequivocabile i limiti dell'espansione glaciale.

I depositi glaciali del Subsistema dell'Amola si trovano ad una distanza variabile dalla fronte dei ghiacciai attuali e poggiano sul substrato, con superficie erosiva. In altri casi il contatto con altri depositi può avvenire lungo superfici che possono essere erosive (fianco interno di morene laterali) e non (semplice sovrapposizione ad altro argine più esterno), come documentato in Val di Genova dove un argine sepolto da diamicton massivo a supporto di matrice e da ghiaie, attribuibili alla PEG, ha una età più antica di 1315 ± 80 14C yr BP (GX-18495; BARONI & CARTON, 1996). Situazioni analoghe (sebbene con limite inferiore più antico) sono documentate anche nei fogli Malè (Vedretta di Cornisello) e Ponte di Legno (Ghiacciaio di Pissgana). Il limite superiore è costituito dalla superficie topografica e solo localmente è definito da depositi di versante e *rock glacier* attivi.

Gli affioramenti più evidenti, oltre ad essere ubicati in prossimità degli attuali ghiacciai, occupano le parti elevate dei versanti vallivi al di sotto delle affilate creste sommitali, come ad esempio in Val di Fumo, Salarno ed Adamè. Piccole plaghe di questi depositi si trovano anche alla base dei versanti esposti a settentrione, delle cime più elevate presenti nel settore meridionale (conca del Lago d'Arnò, Monte Re di Castello, Cima di Val Bona).

L'area tipo della litofacies glaciale del Subsistema dell'Amola è ubicata nei dintorni di Malga Matarot. Un diamicton massivo a supporto di matrice costituito da till di ablazione e di colata si sovrappone a torbe deformate dal ghiacciaio di età compresa tra 1190 ± 75 14C BP (GX-15318) e 5310 ± 180 14C BP (GX-15319) (BARONI & CARTON, 1992) che poggiano sulla roccia del substrato (Fig. 28). Ai depositi glaciali sono associate ghiaie e sabbie fluvioglaciali che coprono depositi torbosi che hanno fornito una età di 1410 ± 90 14C BP (GX-18493). Calibrando i dati ottenuti con il metodo di STUIVER & REIMER (1993) si ricava una età di 1430/1635 AD che consente di attribuire questa avanzata glaciale alle prime fasi della PEG (BARONI & CARTON, 1996). Nei dintorni di questa sezione sono conservati anche altri depositi glaciali che si correlano con quelli sopra descritti.

Nelle zone più a monte, verso la Vedretta della Lobbia, sono presenti argini di età più recente che documentano alcune fasi di ritiro di questo ghiacciaio negli ultimi due secoli.

La quota minima raggiunta dai depositi della PEG si attesta intorno ai 1700 m (morena frontale della Vedretta del Mandrone in Val di Genova presso Acquapendente) e la loro distanza massima dalle attuali fronti glaciali è di 2 km, come nel caso della Vedretta della Lobbia.

Nei depositi riferibili alla PEG la colonizzazione vegetale è spesso diffusa, il profilo di alterazione è poco sviluppato e di tipo O, A1(A/C, B/C)C1. Lo spessore massimo degli orizzonti superiori è normalmente inferiore ai 10 cm. I massi hanno copertura lichenica discontinua, con talli di dimensioni anche pluricenti-

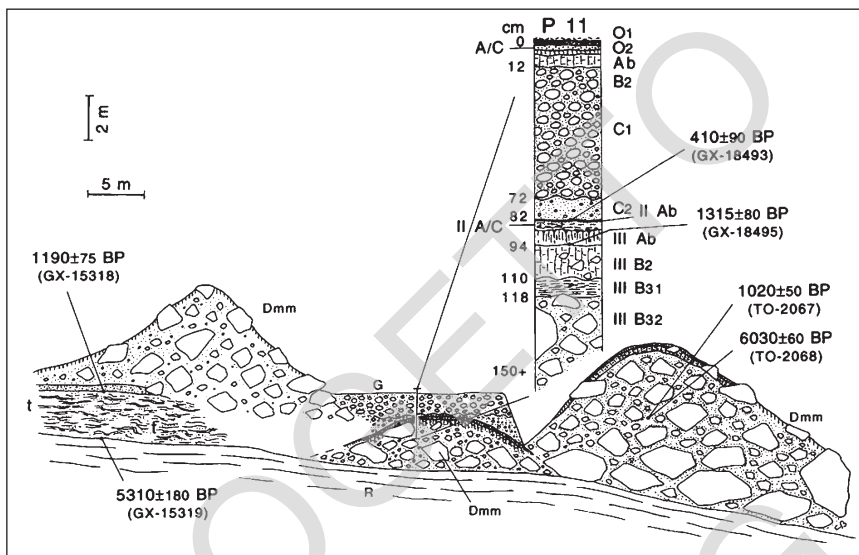


Fig. 28 - Sezione stratigrafica dell'affioramento tipo della litofacies glaciale del Subsistema dell'Amola ubicata nei dintorni di Malga Matarot (Val di Genova). Per l'interpretazione vedi spiegazione nel testo (da BARONI & CARTON, 1996).

metriche (fino a 4.5 cm per il *Rhizocarpon geographicum* e 14 cm per *Aspicilia cinerea* sulle morene della Vedretta della Lobbia presso Malga Matarot).

Accumuli a grandi blocchi (rock glacier)

Si presentano come lobi più o meno allungati a fronte ripida, nucleo di ghiaccio o con ghiaccio interstiziale, rughe di scorrimento assenti o poco evidenti (*rock glacier* monomorfici; FRAUENFELDER & KÄÄB, 2000). Sono costituiti da diamicton massivo a supporto clastico, localmente con struttura *open work* e/o con matrice (che si trova comunemente sulla fronte del *rock glacier*). Il dorso è costituito da grandi massi spigolosi, con ghiaie e sabbie, di provenienza esclusivamente locale.

SUBSISTEMA DEL MANDRONE (PTG₂)

(Olocene *p.p.* - Attuale)

I depositi più vicini ai ghiacciai attuali e quindi più recenti sono costituiti da diamicton massivo a supporto clastico e, più raramente, a supporto di matrice, a luoghi *open work*. I clasti di questi ultimi hanno dimensioni da pluricentriche a pluridecimetriche con spigoli vivi e superfici taglienti e sono quasi completamente privi di matrice. I detriti sono costituiti dai litotipi affioranti alla tes-

tata delle valli. Hanno spessore molto variabile (fino a qualche metro) e la forma di bassi argini (morene di neoformazione) che, in alcuni casi, appaiono mal espressi. Localmente i depositi più prossimi ai ghiacciai hanno nucleo di ghiaccio, come documentato ad esempio in prossimità del ghiacciaio Venerocolo.

Morene del XX secolo (anni 1970-80) sono presenti ai margini delle vedrette del Mandrone, Salarno e della Lobbia e presso la fronte delle vedrette di Adamè, Venerocolo, Avio, Lares, Niscli e Folgorida: sono costituite da diamicton massivo a supporto clastico, prive o povere di matrice (till di ablazione e di colata). Altri depositi glaciali, quasi sempre con forma di argini morenici, indicano le fasi di stazionamento e di avanzata del 1940 e dell'inizio del XX secolo.

Questi depositi non sono alterati e la copertura lichenica è ridotta o assente. Essi sono interpretabili come till di ablazione, a luoghi di colata, localmente ancora in evoluzione. In alcuni casi si passa senza soluzione di continuità a detrito sopragliaciale (*supraglacial till*), come nel caso della Vedretta del Venerocolo. Si tratta di coltri di detrito tonalitico, spigoloso e tagliente, per nulla elaborato, *open work*, rappresentato da ciottoli, blocchi e massi. Il suo spessore è variabile da alcuni decimetri (al margine del ghiaccio vivo) ad alcuni metri (zona più a valle). Nel suo insieme è modellato in dossi e depressioni, con topografia tipica dei depositi a nucleo di ghiaccio.

Sulla base di elementi indiretti di datazione (documenti storici e cartografici) l'unità è attribuibile al periodo Attuale.

Accumuli a grandi blocchi (rock glacier)

Hanno forme e composizione analoghe a quelle dei *rock glacier* descritti nel Subsintema dell'Amola. Corpi monitorati al margine settentrionale del foglio subiscono movimenti medi dell'ordine di 20 cm/anno (*rock glacier* del Maroccaro); sono espressione della presenza di permafrost discontinuo.

Delle 88 forme attive/inattive (*sensu* BARSC, 1996) censite nell'intero Gruppo Adamello-Presanella, 59 sono considerate effettivamente attive. Si trovano in prevalenza su versanti rivolti verso i quadranti settentrionali, ma alle quote più elevate sono presenti anche sui versanti esposti a SE. Si sviluppano all'interno dei limiti raggiunti dai ghiacciai della PEG, al margine di questi o a spese dei depositi glaciali della stessa età (Subsintema dell'Amola). In alcuni casi questi depositi si sovrappongono ad altri *rock glacier* appartenenti al Sintema Postglaciale Alpino e/o all'Unità delle Alte Valli, lungo limiti "sovainposti" per il fatto che il *rock glacier* attivo si è formato a spese di forme inattive. L'affioramento più rappresentativo si trova alla testata della Val Folgorida, nei pressi del Crozzon del Diavolo: occupa una superficie di 134659 m² e ha la fronte a 2375 m. Nel foglio Monte Adamello la fronte delle forme attive si trova in un intervallo altimetrico compreso tra i 2870 m (versante sinistro della Valle dell'Avio) ed i 2190 m (versante destro dell'alta Val Lares)

Appartengono a questo sistema anche depositi gravitativi di versante, di frana, torrentizi e da *debris flow*. Per la loro descrizione si rimanda al Sistema Postglaciale Alpino.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA E METAMORFISMO

Il basamento e le coperture delle unità sudalpine ed il batolite eocenico-oligocenico dell'Adamello consentono di ricostruire una lunga e complessa storia geologica, scandita dall'orogenesi varisica, dalle fasi estensionali permiane e mesozoiche e dall'orogenesi polifasica alpina, sviluppata in due fasi tettoniche principali (eoalpina e oligocenico-neogenica), tuttora in atto (neotettonica, sismicità). Il basamento e le coperture permo-mesozoiche in cui è intruso il batolite dell'Adamello appartengono alla crosta superiore delle Alpi Meridionali esposta a sud della Linea del Tonale e a tetto della Linea delle Giudicarie Sud. Dal Cretacico all'inizio dell'Oligocene, la crosta continentale sudalpina costituiva il retroterra del prisma collisionale austroalpino-pennidico a vergenza europea. Nel settore lombardo essa era interessata da deformazioni superficiali sud-vergenti (eoalpine ?), anteriori all'intrusione dei corpi più antichi (Eocene medio) dell'Adamello. In ogni caso, il retroterra sudalpino non partecipava alla subduzione cretacico-eocenica ed alla successiva rielaborazione tettono-metamorfica di tipo barroviano che hanno caratterizzato la storia orogenica del prisma collisionale austroalpino-pennidico. La genesi della catena a pieghe e *thrust* epidermici con vergenza padana delle Alpi Meridionali (BIGI *et alii*, 1990) inizia prima dell'intrusione del batolite dell'Adamello (evidenze nel settore lombardo) e prosegue, in tutto il dominio sudalpino, nell'Oligocene e soprattutto durante il Neogene come contraccollo antitetico all'indentazione del prisma austroalpino-pennidico ad opera della litosfera sudalpina (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1993, 2006; DAL PIAZ *et alii*, 2003).

Il basamento sudalpino a contatto con il batolite è costituito dagli Scisti di Rendena, nel settore trentino, e dagli Scisti di Edolo in quello lombardo, caratterizzati da protoliti simili e da un metamorfismo regionale pre-Permiano (varisico) di medio-basso grado. Nel basamento sono riconoscibili due fasi deforma-

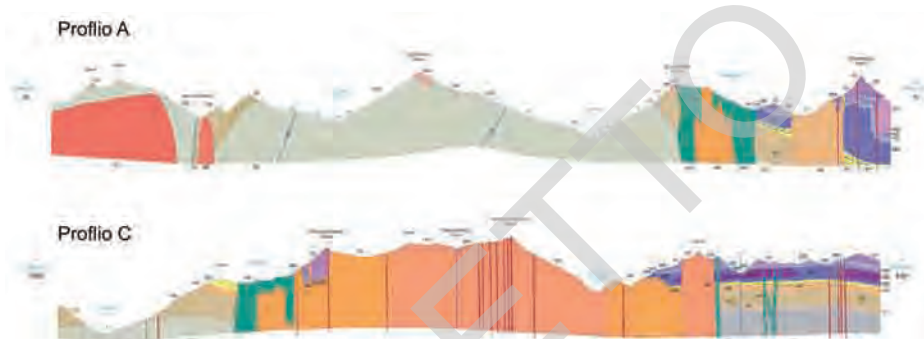


Fig. 29 - Estratto delle sezioni geologiche a margine del foglio: A) l'anticlinale di Cedegolo in Scisti di Edolo tra la Linea della Gallinera, a nord, e la sinclinale del Pizzo Badile, a sud; le variazioni di spessore del calcare di Angolo e della Carniola di Bovegno sono di natura tettonica. C) Il corpo tonalitico-granodioritico Re di Castello e i suoi contatti intrusivi con le unità incassanti.

tive duttili (sin-metamorfiche), seguite da altre fasi duttili e fragili di età certamente post-varisica poiché deformano anche le coperture permo-mesozoiche della Val Rendena, della Val Caffaro e della Val Camonica (BRACK, 1981; CASTELLARIN & SARTORI, 1982; SCHÖNBORN, 1992; CASTELLARIN *et alii*, 1993, 2006; ALBINI *et alii*, 1994; MARONI *et al.*, 1995; ZATTIN *et alii*, 1995; CARMINATI *et alii*, 1997; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). Le principali fasi tettoniche alpine precedono e seguono la messa in posto del batolite. Le prime sono rappresentate dalla Linea della Gallinera (pre-Adamello) e dai sovrascorrimenti di età eoalpina (cretacico-paleocenica) ed estensione regionale presenti nel settore camuno-orobico, ad ovest dell'Adamello (BIGI *et alii*, 1990; SILETTO *et alii*, 1993). Le fasi successive deformano il batolite e le rocce incassanti e sono quindi correlabili all'evoluzione oligocenico-neogenica del Sistema tettonico periadriatico e delle Alpi Meridionali.

1. - BASAMENTO CRISTALLINO PRE-PERMIANO

Gli Scisti di Rendena sono circoscritti all'angolo sud-orientale del foglio e si estendono nei vicini fogli Tione di Trento e Malè, a cui si rimanda per maggiori dettagli. La scistosità regionale pre-alpina è sottolineata dalla cristallizzazione di minerali in facies anfibolitica (staurolite, biotite e mica bianca) ed è interpretabile come una S_2 grazie al riconoscimento di pieghe isoclinali attribuite ad una fase D_2 (ZATTIN *et alii*, 1995) e a relitti di una foliazione precoce (S_1), interna al granato. La scistosità regionale varisica è deformata da una fase D_3 , non scisto-

gena, caratterizzata da *kinking* e pieghe aperte; riconosciuta nel foglio Tione di Trento essa tende ad attenuarsi, sino a scomparire, in bassa Val Rendena, ove la scistosità regionale, con sovrimpronta termometamorfica d'intensità variabile, immerge in prevalenza verso SSE, con inclinazione sui 55°. La scistosità varisica è diretta NNO-SSE nel lembo di basamento che si incunea tra la tonalite Re di Castello e quella dell'Adamello occidentale e al M. Ospedale immerge a NW, circa ortogonale rispetto al contatto con il plutone.

Gli Scisti di Edolo sono caratterizzati da una scistosità regionale varisica in facies scisti verdi, riferibile ad una fase S_2 per la presenza di locali pieghe senza radice e foliazioni di prima fase. Essa si sviluppa sul piano assiale di pieghe isoclinali D_2 , messe in evidenza dai livelli più competenti, e a sua volta è deformata da pieghe D_3 , non scistogene, di dimensioni da centimetriche a ettometriche, tipo *kinking* e *chevron*. La fase D_3 deforma anche le coperture ed è quindi di età alpina. Nel settore sud-occidentale del foglio, le pieghe D_3 hanno assi e piani assiali da molto inclinati, verso nord, a subverticali e sono correlabili ai sistemi di *thrust* sud-vergenti che precedono l'intrusione dell'Adamello. Nel settore nord-occidentale, gli assi delle pieghe D_3 sono invece suborizzontali o poco inclinati, con piani assiali ad alto angolo. A questa fase si riferisce la genesi della Linea della Gallinera, descritta in seguito. In generale, non è facile ricostruire l'andamento delle strutture maggiori del basamento cristallino a causa delle coperture quaternarie, molto estese, e della mancanza di evidenti livelli di riferimento. In prossimità del batolite, la scistosità degli Scisti di Edolo tende ad assumere un andamento subparallelo al contatto intrusivo ed è mascherata, talora completamente, dal metamorfismo termico.

2. - STRUTTURE PERMO-MESOZOICHE

La distribuzione irregolare a scala regionale delle successioni vulcano-sedimentarie del Permiano Inferiore nel dominio austro-sudalpino suggerisce l'esistenza di paleostrutture controllate dalla tettonica permiana e mesozoica (CASSINIS, 1985; DAL PIAZ & MARTIN, 1998, con rif. bibliografici). La presenza di possibili faglie permiane non è tuttavia documentabile chiaramente nell'area del foglio Monte Adamello.

Le successioni sedimentarie affioranti ad est della Linea delle Giudicare lasciano individuare una serie di paleofaglie attive nel Triassico (Norico-Retico) e dal Giurassico Inferiore al Cretacico, faglie che separavano l'alto strutturale della Piattaforma di Trento dal Bacino lombardo (CASTELLARIN, 1972; CASTELLARIN & SARTORI, 1982; CASTELLARIN *et alii*, 2006). La retrotrasformazione delle componenti compressive con vergenza verso sud-est dei movimenti miocenici giudicariensi, suggerisce che la parte profonda delle paleofaglie che tagliano il basamento sudalpino potrebbe corrispondere al fascio delle Giudicare.

Nel settore sud-orientale del foglio si notano due faglie normali dirette NO-SE, di probabile età pre-Adamello, che potrebbero rappresentare un sistema di faglie mesozoiche. La faglia Lavetto – Arnò immerge verso SO e si estende dalla Malga Giuggia, attraverso la sella a sud-ovest del Monte Lavetto, sino alla Val d'Arnò, separando una zona di basamento, con relitti di copertura permiana, a nordest, da sedimenti del Triassico Medio a sud-ovest. Oltre la Val d'Arno, è probabile che la distribuzione anomala delle formazioni permo-triassiche sul versante a sud-ovest del Monte Camparadur sia dovuta alla continuazione di tale faglia. Una seconda faglia parallela alla precedente e con analoghe caratteristiche taglia i sedimenti del Triassico Medio ad est del Monte Benna. La giustapposizione delle unità stratigrafiche attraverso le due faglie permette di quantificare un rigetto con componente verticale di oltre un chilometro.

3. - STRUTTURE ALPINE

3.1.- STRUTTURE PRE-ADAMELLO (EOALPINE)

3.1.1. - *Sovrascorrimenti di basamento sulla copertura permo-triassica (fascio di faglie inverse lungo la Linea della Gallinera s.s. ed in settori adiacenti)*

La vasta zona di basamento camuno che si estende tra la Val Savio e la Val Gallinera è nota in letteratura con il nome di Anticlinale di Cedegolo. Il fianco meridionale di questa grande struttura è caratterizzato da una coerente successione permo-triassica di copertura che immerge a sud e attraversa la Val Camonica nei pressi di Capo di Ponte. Il fianco settentrionale è più complesso per la presenza di un fascio di linee tettoniche di cui la Linea della Gallinera s.s. è l'elemento prominente. L'Anticlinale di Cedegolo ha direzione ENE-OSO ad ovest del fiume Oglio, mentre ad est la sua continuazione non è chiara, nella zona dove l'estensione del basamento cristallino si allarga notevolmente.

La Linea della Gallinera s.s. (Fig. 14) è ricostruibile con chiarezza lungo la parte bassa della valle omonima; in questo tratto, le rocce del basamento (Scisti di Edolo), situate a nord-ovest e a tetto della linea, sono in contatto tettonico con le successioni del Permiano (Verrucano Lombardo) e del Triassico inferiore (Servino), affioranti a sud-est e a letto. Una situazione strutturale analoga è documentata dal nucleo di basamento e copertura che separa le plutoniti dell'Adamello occidentale e quelle dell'Avio al Passo Gallinera. Le deformazioni associate alla faglia (pieghe e scistosità nel Servino) sono precedenti al metamorfismo di contatto indotto dai corpi intrusivi eocenici, situazione individuata da CORNELIUS (1928) e confermata in dettaglio da BRACK (1984). Più ad est, all'interno delle plutoniti esposte sul fianco orientale della Val Avio, sono pre-

servati solo pochi relitti incoerenti di sedimenti termometamorfici (Servino e Verrucano Lombardo) e del basamento ubicato in origine a sud-ovest (letto) della Linea della Gallinera.

A sud-ovest del paese di Rino, la Linea della Gallinera s.s. sparisce sotto i depositi alluvionali del fiume Oglio e riaffiora sul lato destro della Val Camonica a nord di Malonno (foglio Malonno). L'esistenza di altre scaglie tettoniche è indicata da lembi di basamento giustapposti a rocce di copertura fortemente scistose. Contatti tettonici di questo tipo sono visibili presso lo sbocco del Torrente Zazza e a nord di Poggio la Croce, dove le rocce del basamento sono in contatto con scisti sericitici derivati da porfidi permiani. In entrambi i casi l'estensione dei contatti tettonici verso oriente non è evidente. Non si esclude tuttavia che le dislocazioni continuino all'interno del basamento e che tale assetto geometrico sia legato alla distribuzione eterogenea primaria delle successioni vulcaniche permiane. Un'altra struttura di questo tipo si trova in Val Rabbia, a nord del Corno delle Granate, marcata da un relitto di basamento in contatto con coperture permiane.

3.1.2. - *Strutture nei sedimenti scollati del Triassico Medio in Val Camonica*

Le successioni sedimentarie del Triassico Medio affioranti lungo il margine orientale e occidentale del Plutone Re di Castello sono piegate e completamente scollate lungo l'orizzonte di rocce evaporitiche costituito dalla Carniola di Bovegno. Sul versante meridionale del Pizzo Badile, gli strati bacinali del Triassico Medio formano una piega a ginocchio che a sua volta costituisce il fianco settentrionale della nota sinclinale del Badile; quest'ultima, a sud-ovest di Ceto (fuori del foglio), attraversa la Val Camonica e si raccorda con il sistema di pieghe e sovrascorrimenti eoalpini delle Alpi Bergamasche orientali (BIGI *et alii*, 1990; SCHÖNBORN, 1992; SILETTO *et alii*, 1993; CARMINATI *et alii*, 1997). Analoghe pieghe si osservano alla scala megascopica nel foglio Bagolino, dirette circa OSO-ENE. Come avviene per la sinclinale del Badile, queste strutture sono iniettate e dislocate dalle intrusioni eoceniche del plutone Re di Castello (BRACK, 1981, 1984, 1985).

Oltre alle pieghe megascopiche, alcuni litotipi del calcare di Angolo, del calcare di Prezzo e delle Formazioni di Buchenstein e Wengen mostrano pieghe a scala minore. Il calcare di Angolo, in particolare, è caratterizzato da fitte pieghe, originariamente di tipo "*chevron*", poi iniettate e metamorfosate da magmi di tipo basico e intermedio (belle esposizioni ad ovest del Pizzo Badile). Più a nord, altre zolle piegate della stessa unità sedimentaria si osservano a est di Cima Barbignaga.

Queste pieghe sono assenti nelle stesse formazioni che affiorano ad est del Plutone Re di Castello e nelle successioni sedimentarie situate lungo il margine del Plutone dell'Adamello. La situazione può suggerire l'esistenza di due distin-

ti distretti tettonici di età alpina, separati da una zona di taglio trascorrente, sviluppata al di sopra del livello di scollamento basale (carniola di Bovegno): tale linea ipotetica dovrebbe avere direzione NNO-SSE e passare nella zona tra il Lago d'Arno ed il Passo di Campo.

4. STRUTTURE SIN E POST-INTRUSIVE

La messa in posto del batolite dell'Adamello non ha lasciato segni evidenti di deformazioni sin-intrusive, se si escludono alcuni fenomeni di colasso osservabili nelle successioni stratigrafiche dei bordi intrusivi. Solo all'interno dell'aureola di contatto nella zona del Pizzo Badile si notano alcuni filoni deformati (*boudinage*). La genesi di queste strutture sin-intrusive sembra legata all'intrusione del vicino corpo di Listino (Foglio Bagolino), caratterizzato da un margine fortemente deformato.

Alcuni contatti tra distinte unità plutoniche sono individuabili grazie alla presenza di concentrazioni di minerali femici o di nuclei cogenetici basico-intermedi che potrebbero rappresentare strutture di flusso o l'effetto di deformazioni interplutoniche (tipo "*ballooning*"). Fenomeni di questo tipo marcano lunghi tratti del contatto magmatico tra il plutone della Val d'Avio e quello più recente della Presanella.

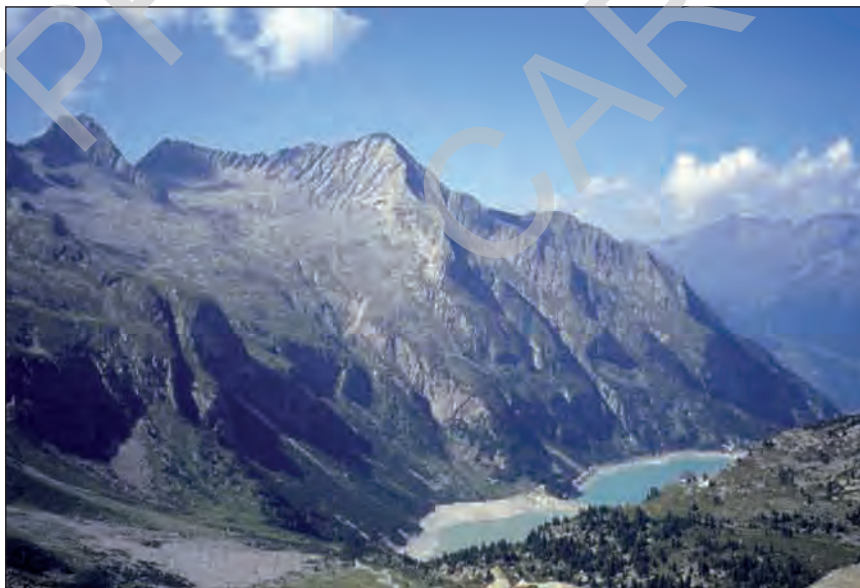


Fig. 30 - Il Passo delle Gole Larghe (marcata incisione a v sulla cresta) e la linea omonima sul versante sinistro idrografico della Val d'Avio (foto G.V. DAL PIAZ).

In zone discrete del foglio Monte Adamello le rocce plutoniche e quelle incassanti mostrano segni di deformazioni di tipo duttile e fragile riferibili ad eventi da tardo a post-intrusivi. Deformazioni di questo tipo, con orientazione ONO-ESE, sono presenti nel settore settentrionale del foglio (Linea delle Gole Larghe – Val di Genova) e, con orientazione NE-SO, nella parte meridionale (Linea della Val di Doi - Passo Dernal; Linea Danerba - Vescovo); i rapporti tra le due linee sono ancora sconosciuti. Mentre i maggior movimenti lungo la Linea delle Gole Larghe sono avvenuti durante il raffreddamento del plutone attorno a 29 Ma (PENNACCHIONI *et al.*, 2006), le strutture post-intrusive meridionali non sono datate, ma sembrano anch'esse contenere una componente sviluppata a temperature elevate, durante il raffreddamento delle rocce magmatiche (giunti con anfiboli neoformati).

Nei fogli Tione di Trento e Malè e nelle zone circostanti, la compressione oligocenico-neogenica (nealpina) è caratterizzata dalla Linea delle Giudicarie e da altre linee tettoniche che riattivano, in parte o completamente, le strutture mesozoiche riconosciute nel Gruppo di Brenta (CASTELLARIN *et alii*, 2006).

4.1. LINEA DELLE GOLE LARGHE

Scoperta durante i rilievi del foglio, la Linea delle Gole Larghe (Fig. 31) è una faglia trascorrente destra, coeva della Linea del Tonale, caratterizzata da analoga cinematica destra. La linea è diretta circa est-ovest, immerge a sud di circa 50° e taglia le tonaliti dell'unità Val d'Avio-Val di Genova ed un sistema di filoni mafici di età eocenica (MAYER *et alii*, 2003). Nel settore trentino, allo sbocco della Val di Genova, la linea si inserisce nella nota fascia di tonaliti intensamente foliate e cataclasate al margine sud-orientale del Plutone della Presanella (Fogli Tione di Trento e Malè). Verso ovest, segue la Val di Genova sino a località Todesca, per poi procedere lungo il selvaggio versante destro della valle, sino alla fronte della Vedretta di Lares. Prosegue in quota verso est, nella zona del Colle dei Frati, alla sommità del Lago d'Avio e sino al passo delle Gole Larghe, una marcata incisione della dorsale tra il Lago d'Avio e il Lago d'Aviolo, nell'angolo nordoccidentale del foglio. Una faglia subparallela si sviluppa dal M. Mandrone alla incisione tettonica delle Gole Strette. Verso ovest, la linea raggiunge probabilmente la Linea del Tonale attraverso il basamento sudalpino a nord di Edolo.

Gli affioramenti più significativi della Linea delle Gole Larghe sono esposti alla fronte della Vedretta della Lobbia, messi in luce dal recente ritiro glaciale (DI TORO & PENNACCHIONI, 2004, 2005; DI TORO *et alii*, 2005; PENNACCHIONI, 2005; PENNACCHIONI *et alii*, 2006). In questo settore, la zona di faglia ha un'ampiezza di 550 m ed un rigetto destro complessivo di circa 1100 m. Le pseudotachiliti diffuse nella zona documentano che la Linea delle Gole Larghe è una

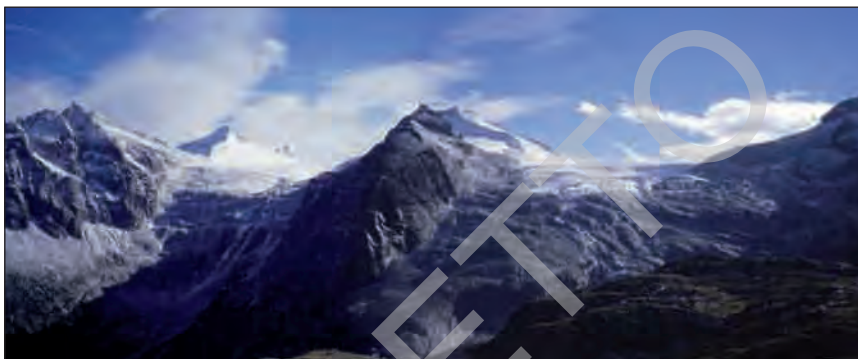


Fig. 31 - La Linea delle Gole Larghe taglia le rocce montonate alla fronte delle vedrette della Lobbia (sinistra) e del Mandrone, separate dalla dorsale delle Lobbie; l'intera zona è modellata nella tonalite della Val d'Avio - Val di Genova (foto G.V. DAL PLAZ).

paleofaglia sismica che nell'Oligocene (28.8 ± 0.4 Ma, $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$) ha deformato il plutone tonalitico in fase di raffreddamento, ad una temperatura di $250-300^\circ\text{C}$ ed una profondità di 9-11 km. La storia evolutiva postmagmatica del Plutone della Val d'Avio-Val di Genova, ricostruita dagli autori sopra citati alla fronte della Vedretta della Lobbia, è caratterizzata dalla seguente successione di fasi deformative duttili e fragili: i) sviluppo di due principali sistemi di giunti diretti NNE-SSO e ESE-ONO; ii) riattivazione duttile dei giunti con miloniti di alta temperatura (crescita di anfibolo); iii) riattivazione fragile del sistema di giunti diretto ESE-ONO, con cinematica trascorrente destra e zona di faglia marcata da numerosi fasci cataclastici, di spessore sino al metro, e da vene nerastre di pseudotachiliti.

4.2. LINEA DELLA VAL DI DOIS – PASSO DERNAL

Questa struttura fragile affiora al limite centro-meridionale del foglio e controlla l'andamento della Valle di Dois, modellata nelle tonaliti Re di Castello in direzione NE-SO. La struttura fragile è prevalentemente sepolta sotto le coperture quaternarie, ma affiora al Passo Dernal, marcata da una fascia di plutoniti cataclastiche. A nord-est del passo la linea prosegue con analoga direzione lungo una netta incisione delle plutoniti e si segue sino al Passo di Campo, per poi svanire nei circhi glaciali di Malga Campo – Cima d'Avolo. Una possibile ulteriore estensione potrebbe corrispondere all'andamento NE-SO della Val di Fumo dal Lago di Malga Bissina verso monte.

4.3. – STRUTTURE MINORI

Analoghe strutture duttili e fragili e sistemi di giunti talora penetrativi e persistenti si rinvencono un po' dovunque al contatto tra plutoni e rocce di copertura incassanti, tra plutoni e al loro interno, ma in zone generalmente di dimensioni discrete o di incerta estensione laterale. Sono caratterizzate dall'evoluzione fragile-duttile-fragile descritta in precedenza nella zona di faglia della Linea delle Gole Larghe. La linea della Val di Lares corre, con andamento est-ovest, a sud della Linea delle Gole Larghe-Val di Genova: ben visibile nelle rocce montonate presso il laghetto glaciale alla fronte della Vedretta di Lares, sull'alto versante destro della Val di Genova.

5. – METAMORFISMO

L'unico metamorfismo regionale presente nella crosta continentale sudalpina è circoscritto, come si è visto, al basamento pre-Permiano. Locali trasformazioni di età alpina imprecisata sono rappresentate da processi di retrocessione metamorfica riscontrati lungo zone di taglio nel basamento, mentre all'interno del batolite non ancora completamente raffreddato si sono sviluppati orizzonti milonitici di temperatura media (biotite-anfibolo) e bassa (clorite).

Le principali trasformazioni metamorfiche avvenute contemporaneamente e con caratteri simili nel basamento e nelle coperture permo-triassiche sono quelle che definiscono l'estesa aureola metamorfica di contatto prodotta dall'intrusione dei magmi tonalitici e gabbri dell'Adamello negli eterogenei litotipi della crosta superiore sudalpina, con temperature dell'ordine di 850-1100°C. La loro età è compresa quindi tra l'Eocene Medio e l'Oligocene.

Riassumiamo brevemente le trasformazioni più significative presenti nelle rocce incassanti situate nella parte interna e mediana dell'aureola metamorfica di contatto. Nel basamento cristallino, il metamorfismo di contatto ha prodotto la ricristallizzazione degli Scisti di Rendena e degli Scisti di Edolo, con sviluppo di cornubianiti, gneiss feldspatici massicci e migmatiti per apporto di leucosomi. Nella zona prossima al contatto intrusivo si notano cornubianiti massicce, di colore rosso-violaceo, ricche in biotite, sillimanite, K-feldspato, plagioclasio, seguite da scisti cornubianitici a biotite, cordierite, andalusite \pm spinello, corindone. I porfiroblasti di andalusite cristallizzano staticamente sopra la foliazione regionale varisica (S_2). A distanza relativamente maggiore compaiono scisti biotitici macchiettati, con blasti nodulari di cordierite e andalusite, mentre nella parte esterna dell'aureola vi sono facies a biotite (da clorite), mica bianca, quarzo ricristallizzato e clorite, in cui l'originaria foliazione varisica è ancora perfettamente riconoscibile. Più lontano dal plutone e in zone di faglia si osserva una diffusa alterazione, marcata da abbondante clorite, tormalina, pirite e carbonato.

Le successioni permo-triassiche di copertura sono caratterizzate in vicinanza dell'intrusione da vistose trasformazioni metamorfiche e metasomatiche, con sviluppo di cornubianiti di vario tipo, calcefiri e marmi cristallini derivati da protoliti vulcanici, arenaceo-argillosi, marnosi e carbonatici. Le successioni vulcaniche e clastiche permiane sono trasformate in cornubianiti a biotite, cordierite, andalusite \pm sillimanite e fibrolite, cornubianiti chiazzate (*Leopardensandsteine Auct.*), conglomerati cornubianitici ricchi in biotite e cornubianiti siltoso-arenacee a due miche, massicce o lievemente laminate, in cui possono essere ancora presenti relitti di quarzo magmatico corrosivo.

Le successioni marnoso-arenacee a livelli carbonatici del Servino sono trasformate in cornubianiti a bande con alternanze di letti micacei di colore violaceo e di letti verdastri a diopside, pargasite, scapolite e plagioclasio, con minori intercalazioni di marmi a tremolite, olivina e spinello e marmi giallastri basali a flogopite, tremolite e diopside. Il calcare di Angolo è presente nel foglio solo in facies metamorfica, rappresentato da fini alternanze di cornubianiti brune e di marmi a scapolite e tremolite, con calcefiri a diopside, granato e vesuviana al contatto con i corpi intrusivi. Litotipi analoghi si osservano nel calcare di Prezzo in prossimità dei contatti, con marmi, calcefiri e cornubianiti a biotite, feldspato, scapolite, vesuviana e granato. Le facies metamorfiche del Buchenstein sono costituite da marmi chiari nodulari, con liste di quarzo a wollastonite (vicino ai contatti) ed intervalli di cornubianiti verdognole e violacee, di origine tuffica. Le successioni marnoso-argillose e carbonatiche della Fm di Wengen sono trasformate in cornubianiti biotitiche, calcefiri a biotite, anfibolo e cordierite, marmi grigi a silicati di calcio. Nell'aureola metamorfica il calcare di Esino e il calcare di Pratotondo sono rappresentati, rispettivamente, da marmi cristallini (pendenti a tetto di alcuni corpi intrusivi) e da marmi lastroidi con sottili livelli di cornubianiti scure. L'argillite di Lozio comprende cornubianiti violacee e grigio-bluestre, mentre presso i contatti la Fm di Breno e la Fm di San Giovanni Bianco sono formate da marmi calcarei e dolomitici. I Marmi del Monte Marsèr, di origine incerta, mostrano vene, bordi di reazione metasomatica e *skarn* a granato, diopside, olivina, wollastonite, anfiboli, epidoto. La Dolomia Principale è presente, nel foglio, solo in facies metamorfica, rappresentata dai marmi dolomitici bianchi nella zona della Cima Uzza. Si tratta dei termini stratigrafici più recenti della successione triassica affiorante ai margini del batolite dell'Adamello.

VI – GEOLOGIA AMBIENTALE E GEORISORSE

1.- SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Il foglio 058-Monte Adamello occupa un settore delle Alpi Meridionali fortemente caratterizzato dal punto di vista strutturale dalla giunzione tra la linea del Tonale e la Linea delle Giudicarie Sud. In questo dominio geologico-strutturale si sono sicuramente verificati eventi tellurici di elevata magnitudo, come documentato dalle pseudotachiliti oligoceniche presenti lungo la Linea della Gallinera (v. Tettonica). I dati di sismicità storica non offrono tuttavia indicazioni significative di una “recente” attività, ad eccezione della parte a nord del foglio (versante meridionale della Val di Sole) dove vi sono evidenze morfologiche (*trenching*) di chiara impronta neotettonica collegabile alla linea di Peio. Per quanto riguarda le informazioni storiche va detto però che la lontananza dell’area dalle vie principali di comunicazione e la scarsissima densità abitativa possono essere state una causa del “silenzio sismico”. E’ certo tuttavia che l’accadimento nella regione di eventi di grossa magnitudo avrebbe comunque avuto una ripercussione su una vasta area, considerato inoltre che a sud-est l’area gardesana soffre di un livello di sismicità decisamente più elevato. E di ciò non vi è notizia.

I dati strumentali acquisiti con continuità dai primi anni ’80 indicano, anche se la durata delle osservazioni può essere statisticamente non significativa, una sismicità di bassa magnitudo (generalmente inferiore a 3), concentrata preferenzialmente nel settore occidentale (trentino) e sud-occidentale del foglio (FELBER *et alii*, 1998).

La mappa (Fig. 32) epicentrale degli eventi registrati e localizzati a partire dal 1991 (quando la rete sismometrica della PAT è stata trasformata da analogica a digitale) mostra con buona evidenza che molti dei sismi si dispongono lungo direttrici ben definite.

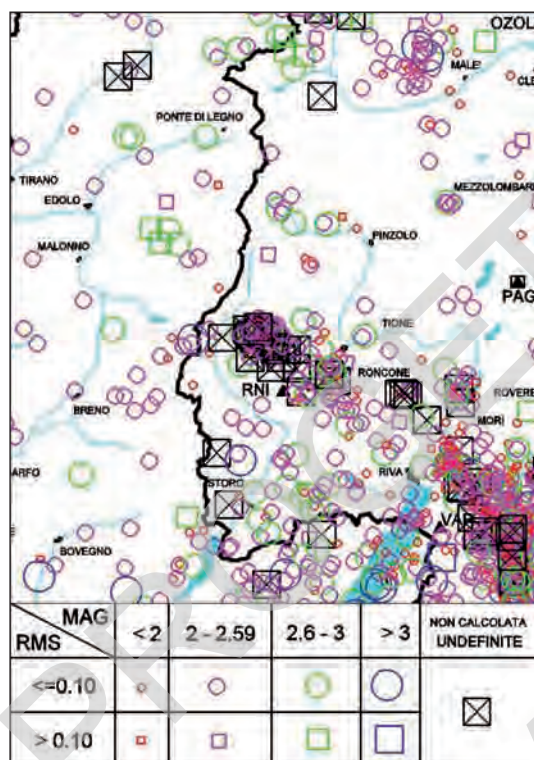


Fig. 32 – Mappa epicentrale degli eventi (1991-2005) registrati dalla rete sismometrica del Servizio Geologico PAT.

Bissina. In prossimità di quest'ultima fu installata per alcuni mesi una stazione di registrazione temporanea. La chiara disposizione degli epicentri secondo una direttrice NW-SE riconoscibile sulla mappa è presente anche in quelle precedenti al 2001 (che si ricorda fu l'anno, 17 luglio, del terremoto di Merano di magnitudo 5.2) a testimoniare l'attività costante lungo quella direttrice. I dati geologici di superficie non riconoscono in quel settore una chiara corrispondenza con strutture deformative attive. Tuttavia la superficialità degli ipocentri e la bassa magnitudo sono dati caratteristici di un'elevata frammentazione strutturale (lunghezza di rottura della faglia molto limitata).

Si può inoltre aggiungere che la sorgente del terremoto di Riva del 1976 (M: 4.5) era ubicata lungo una struttura di analoga direzione (*slab* trascorrente della faglia gardesana). Gli epicentri disposti secondo allineamenti giudicari sono nettamente subordinati.

Nel maggio del 2003 è entrata in vigore l'O.P.C.M 3274 che detta nuove

La più evidente è certamente la NW-SE resa molto esplicita dalla disposizione degli epicentri localizzati tra l'apice del Lago di Garda e la Val di Fumo. Molti di questi eventi appartengono ad un'attività anomala (per quanto riguarda la frequenza di accadimento) verificatasi tra l'estate del 2001 e quella del 2002, quando furono registrate alcune centinaia di scosse, la maggior parte di magnitudo inferiore a 2, con valori massimi compresi tra 2 e 2.59 e con profondità ipocentrale inferiore a 2 km; questi sismi furono avvertiti molto distintamente nella zona di Roncone e soprattutto nell'alta Val di Daone dal personale delle dighe idroelettriche di Malga Boazzo e Malga

regole in materia di normativa sismica e di zonazione sismica. Il dato di maggiore novità consiste nel classificare come sismico tutto il territorio nazionale ed introduce nuove norme in materia di costruzioni. Il territorio viene suddiviso in 4 zone (da 1 a 4) dove la pericolosità sismica decresce al crescere della classe. Per la zona 4 è data facoltà alle singole regioni di prescrivere o meno la progettazione antisismica. Nel settembre del 2005 questa ordinanza è stata convertita in D.M. (14 settembre 2005, Nuove norme tecniche per le costruzioni) che sostituisce il vecchio D.M. 11 Marzo 1991.

L'area del foglio Monte Adamello ricade parte in zona 3 (settore sud-orientale trentino), ma la parte preponderante (settore settentrionale ed occidentale, lombardo) in zona 4.

2. – ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

2.1. - STABILITÀ DEI VERSANTI

In Fig. 33 sono ubicati i fenomeni franosi principali del Foglio M. Adamello, tratti dal Catasto delle frane della PAT, realizzato dal locale Servizio geologico nell'ambito del Progetto IFFI, e dall'Inventario delle frane e dei dissesti idrogeologici della Regione Lombardia (GEOIFFINET). Tutti i dissesti indicati in figura sono stati informatizzati a cura della PAT e della Regione Lombardia: sono quindi facilmente rintracciabili nella cartografia geologica e nelle schede informative allegate al catasto PAT del Progetto IFFI e a quello GEOIFFINET della Lombardia, in cui è riportata anche la cronologia degli eventi. Questi catasti e gli studi sulla franosità in essi compresi sono stati utilizzati per la programmazione urbanistica della PAT e della Regione Lombardia.

La natura dei litotipi presenti (magmatici e metamorfici) condiziona chiaramente la tipologia dei dissesti. I fenomeni di crollo sono diffusi nelle pareti modellate in tonaliti e in altre rocce eruttive, specie se interessate da sistemi di frattura e/o da giunti di raffreddamento magmatico. Un crollo significativo ha colpito il versante destro della Val Daone, nei pressi di Malga Boazzo, coinvolgendo anche il materiale detritico e morenico presente nel versante alla base della zona di distacco. Nelle rocce metamorfiche del basamento sudalpino sono presenti anche movimenti gravitativi di tipo profondo (DGPV). Il principale si è sviluppato negli Scisti di Rendena che formano il versante meridionale del M. Comparadur in Val d'Arnò.

Nella copertura quaternaria, rappresentata da depositi glaciali e detritici, talora molto potenti, si sviluppano soprattutto fenomeni di scorrimento e di colata detritica (*debris flow*), particolarmente pericolosi quando invadono le aree di conoide urbanizzate. A difesa di questo fenomeno, in Trentino sono stati attuati da tempo sistematici interventi per la sistemazione dei bacini montani, mentre in

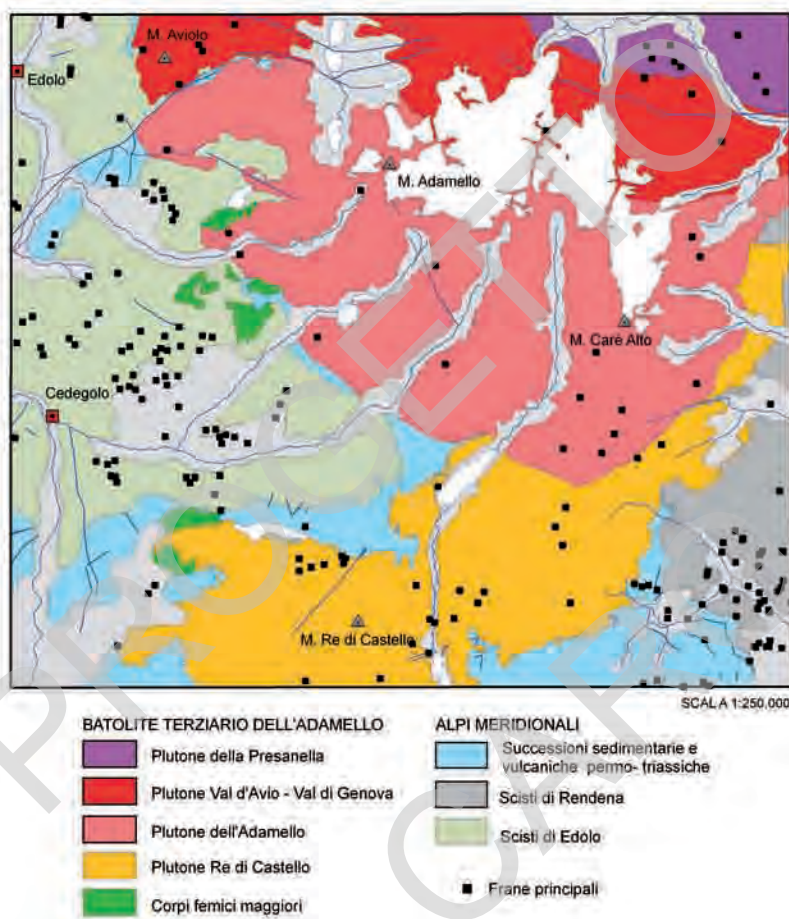


Fig. 33 - Le principali frane segnalate nei catasti del settore trentino e lombardo del Foglio Adamello (Inventario dei fenomeni franosi in Italia, IFFI).

Lombardia sono state individuate le zone inondabili a fini urbanistici attraverso la ricerca storica e l'analisi geomorfologica.

Le due Regioni hanno applicato differenti criteri di valutazione del fenomeno franoso: in Trentino sono presi in considerazione, ubicati e descritti soprattutto i fenomeni franosi già avvenuti, mentre in Lombardia sono evidenziate le aree franose soprattutto attraverso un attento esame di fotografie aeree seguito da verifiche in loco. Questo diverso approccio al problema ha dato origine ad una diversa rappresentazione dei fenomeni franosi nei documenti della PAT e della Regione Lombardia.

2.2. - IDROGEOLOGIA

La caratteristiche idrogeologiche del foglio sono legate prevalentemente alla permeabilità secondaria (linee tettoniche, cataclasiti, giunti e fratture) del substrato roccioso e alla permeabilità per porosità dei depositi detritici e morenici di copertura. Si originano così diverse tipologie di serbatoi. Le sorgenti più significative per le loro portate ($> 1 \text{ l/s}$) sono quelle alimentate dalle vedrette glaciali, molto sviluppate nel Gruppo Adamello-Preanella, e quelle legate a falde idriche insediate nei depositi alluvionali della Val Camonica e della Val di Genova.

Le sorgenti significative del Foglio M. Adamello sono riportate in Fig. 34. Si può notare che le sorgenti sono in prevalenza accentrate in corrispondenza dei depositi di fondovalle del reticolo torrentizio, ma che alcune di esse, specie nel settore lombardo, sono legate al substrato roccioso metamorfico.

Durante lo svolgimento del Progetto CARG, particolare cura è stata dedicata all'aggiornamento dei dati idrologici delle principali sorgenti riportate nei relativi catasti lombardi e trentini, ai fini di portare un contributo notevole a quanto richiesto dai Piani di Bacino (Piano generale di utilizzazione delle acque pubbliche - PGUAP, per il settore trentino).

Per una classificazione sintetica e razionale delle sorgenti è stato adottato lo schema di CIVITA (1973) che distingue tre classi basate sulle modalità di scaturigine:

- i) sorgenti per limite di permeabilità, che può essere a sua volta definito (netta diversificazione di permeabilità tra due unità a contatto) o indefinito (orizzonti con permeabilità relativa leggermente diversi);
- ii) sorgenti per soglia di permeabilità, che può essere sovrimposta o sottoposta;
- iii) sorgenti per affioramenti della superficie piezometrica, in cui l'emergenza è di norma legata alla topografia dei versanti.

2.3. - MINERALIZZAZIONI

Le mineralizzazioni note nel foglio Monte Adamello e nelle zone circostanti sono di tipo stratiforme (*Kieslager*) o in vene e in filoni nel basamento cristallino (Cu, Fe, Pb, Zn), nel Verrucano Lombardo-Arenaria di Val Gardena (U) e nel Servino (Fe, Pb, Cu, Mn). Un quadro aggiornato delle mineralizzazioni ferrifere nel basamento e nelle coperture permo-scitiche delle Alpi Meridionali centrali è riportato da BRIGO & VENERANDI (2005).

Le mineralizzazioni presenti nel foglio o in zone circostanti sono sintetizzate in Tabella 3 e la loro ubicazione è indicata in Fig. 35.

Nel basamento cristallino camuno va ricordata, in particolare, la mineralizzazione filoniana a siderite e solfuri (prevalente calcopirite, blenda e galena)

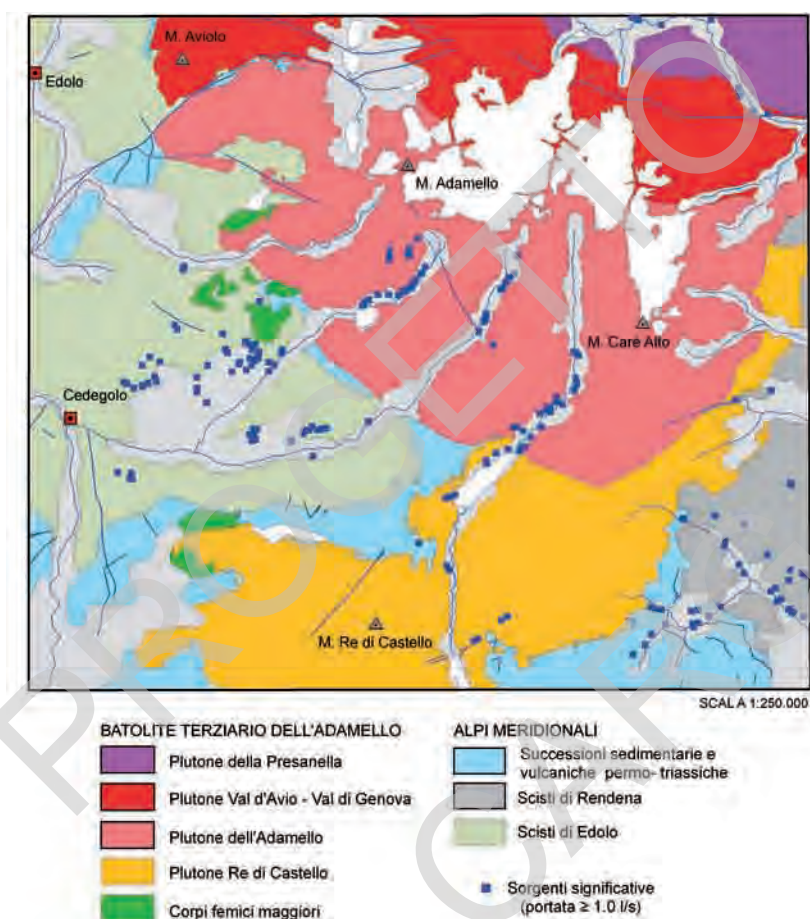


Fig. 34 - Ubicazione delle sorgenti significative ($Q > 1$ l/s) segnalate nel settore trentino e lombardo del Foglio Adamello.

della miniera di Carona, presso Novelle, a sud-ovest di Cedegolo, di spessore variabile tra 1 e 5 m, coltivata in passato tra q. 780 e 970 m (FRIZZO & OMENETTO, 1974; CASSINIS *et alii*, 1997).

A monte di Cedegolo, tra Demo e Forno d'Allione, affiorano alcune limitate manifestazioni filoniane a quarzo e solfuri di Pb-Zn-Cu-Fe (Demo, Baite Saletto) e di tipo stratoide (Chiesa dei Morti), a quarzo, siderite e solfuri di Cu-Fe-Pb (FRIZZO & OMENETTO, 1974; CASSINIS *et alii*, 1997).

Passando al settore trentino, sono note due antiche mineralizzazioni stratiformi insediate negli Scisti di Rendena al margine orientale del batolite (DESSAU & PERNA,

Tab. 3 - Mineralizzazioni nel settore lombardo e trentino del Foglio Adamello e in zone limitrofe.

LOMBARDIA	TRENTINO
Basamento metamorfico Scisti di Edolo	Basamento metamorfico Scisti di Rendena
Novelle - Carona	Val di San Valentino q. 1424-1625
vene siderite-solfuri e solfosali - Au	pirite-calcopirite (Fe, Pb, Zn)
Demo - Forno d'Allione	Val di Breguzzo q. 1200, San Pietro
Filoni a quarzo e solfuri (Pb-Zn)	pirite-calcopirite
Frizzo & Omenetto, 1974	Dessau & Perna, 1966
Cassinis <i>et alii</i> , 1997 Brigo & Venerandi, 2005	Brigo & Omenetto, 1974
	Arenarie permiane - Uranio
	Val di Daone
	Pracul (q. 1950) - Vermongoi (q. 970)
	Pechblenda e calcopirite
	Mitterpergher 1958a; D'Agnolo 1966

1966; BRIGO & OMENETTO, 1974). La prima è situata in alta Val di San Valentino, vicino al contatto con le tonaliti Re di Castello ed è costituita da prevalente pirite, calcopirite e solfuri di Pb-Zn; i lavori minerari si sono sviluppati tra 1424 e 1625 m s.l.m. La seconda è situata su entrambi i versanti della Val di Breguzzo, intorno a q. 1200, ed è costituita da analoga mineralizzazione a Fe-Cu-Pb-Zn.

Alcune pegmatiti appartenenti al batolite contengono molibdenite. Indizi di molibdenite sono segnalati (P. OMENETTO, com. pers.) nelle zone di contatto dei corpi intrusivi Re di Castello (con scheelite) e Corno Alto (con oro).

Le successioni clastiche permiane della bassa Val di Daone, in località Vermongoi e Pracul, poco a sud del foglio, contengono alcune anomalie di radioattività legate a modeste mineralizzazioni a pechblenda (MITTEMPERGHER, 1958a; D'AGNOLO, 1966). Si tratta di sottili intercalazioni insediate in concordanza nell'Arenaria di Val Gardena tra 860 e 1120 m.

Analoghe mineralizzazioni sono presenti sul fianco sinistro della Val Rendena (MITTEMPERGHER, 1958b), nel contiguo Foglio Tione di Trento. Le manifestazioni uranifere sono associate a pirite, calcopirite, tetraedrite, galena, linneite, blenda, pirrotina, magnetite, ematite (OMENETTO, com. personale).

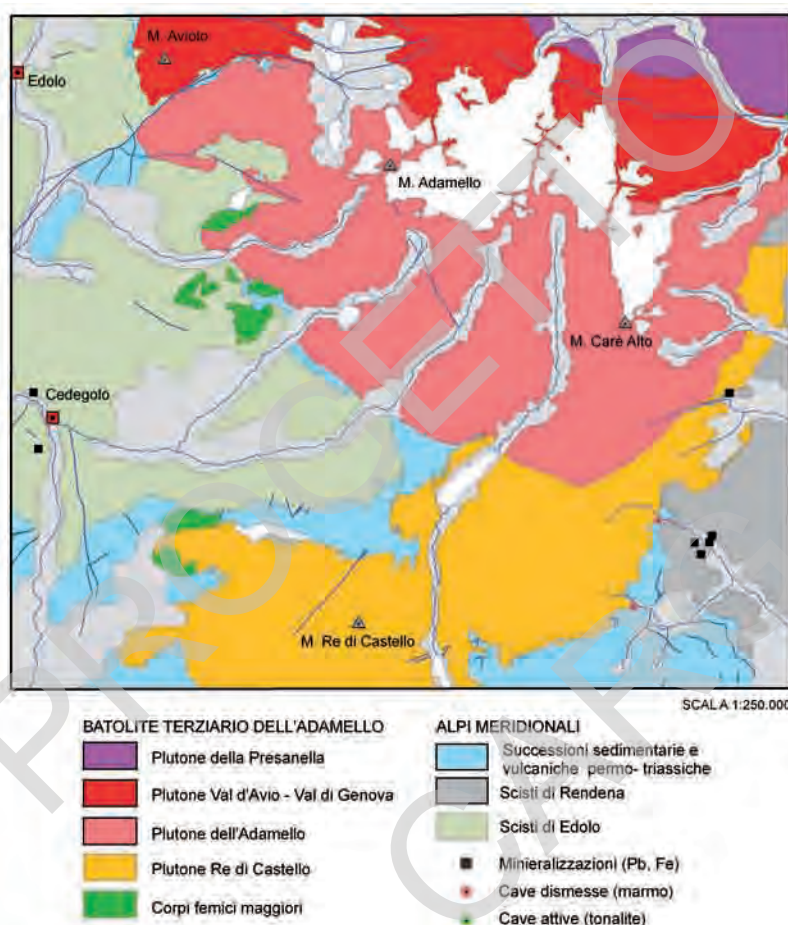


Fig. 35 – Antiche manifestazioni minerarie e cave attive o dismesse.

2.4.- CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI E DA COSTRUZIONE

Le buone qualità tecniche delle rocce cristalline presenti nel foglio, fornite soprattutto dalle tonaliti dell'Adamello e da alcune rocce sedimentarie metamorfosate per contatto, hanno determinato un diffuso sviluppo di cave per pietra da costruzione e pietre ornamentali. Nel settore trentino sono attualmente attive tre cave in Val di Genova. La cava principale (Pedretti graniti, Carisolo), al limite orientale del foglio (Fig. 35), sfrutta una varietà leucocratica massiccia della tonalite dell'unità Val d'Avio-Val di Genova; la coltivazione è favorita dalla presenza di regolari sistemi di giunti e fratture. L'antica coltivazione di grandi bloc-

chi di frana all'inizio della valle è da tempo dismessa.

Cave abbandonate di marmo cristallizzato per contatto sono presenti nel Comune di Roncone, vicino a Malga Magiassone, e nel Comune di Breguzzo presso Malga Trivena.

3. - IMPIANTI IDROELETTRICI

Le principali modificazioni antropiche sul territorio del Gruppo Adamello-Presanella sono state generate dai numerosi interventi per la produzione di energia idroelettrica.

I lavori per la realizzazione degli impianti idroelettrici nel settore lombardo sono iniziati nel 1910 e proseguiti nei decenni successivi. Sono state costruite le dighe a gravità dei laghi artificiali Avio, Benedetto, Pantano d'Avio (Fig. 21), Venerocolo e Baitone, le cui condotte convergono verso la vasca di Edolo, e le dighe dei laghi Salarno, Arno e della Val Poja, che alimentano le centrali di Isola (dismessa) e Cedegolo.

Nel settore trentino del Foglio Monte Adamello sono state costruite, negli anni '50, le dighe a gravità alleggerita di Malga Bissina, con invaso di 60 milioni di m³ (Fig. 16), e di Malga Boazzo, nella Val del Chiese, e le centrali di Malga Boazzo - Cimego (95.000 kw). Gli impianti della Val Rendena che alimentano la grandiosa centrale di Santa Massenza (377.000 kw) sono descritti nelle note illustrative del Foglio Tione di Trento.

La realizzazione delle dighe, delle opere di presa, delle vasche di decantazione e delle condotte ha creato notevoli impatti sull'ambiente naturale del Gruppo Adamello-Presanella durante l'esecuzione dei lavori e negli anni successivi. Attualmente sono in corso studi per la riduzione parziale di questi impatti.

4. - PIANIFICAZIONE URBANISTICA

Nella pianificazione urbanistica della PAT particolare attenzione è stata rivolta alla corretta gestione territoriale sia per le condizioni geostutturali, che possono predisporre o generare eventi franosi, sia per la tutela degli ambienti idrogeologici e delle bellezze paesaggistiche.

La PAT ha competenza primaria in materia urbanistica; con la L.P. n. 26 del 9 novembre 1987 ha definito l'esistenza "di zone da sottoporre a vincoli particolari per la difesa del suolo e delle acque" e ha prescritto l'obbligatorietà che tali aree vengano "individuare" nel Piano Urbanistico Provinciale (P.U.P.) e quindi anche nella pianificazione subordinata (P.R.G., P.d.F. ecc.). L'attuazione di tale norma nel P.U.P. avviene attraverso gli articoli n. 2, 3 e 5 che disciplinano rispettivamente le *aree ad elevata pericolosità geologica, idrologica e valanghiva*, le *aree di controllo geologico, idrologico, valanghivo e sismico* e le *aree di prote-*

zione di pozzi e sorgenti selezionate.

Lo strumento cartografico per l'attuazione della norma citata è la Carta di Sintesi Geologica, redatta alla scala 1:10.000, secondo le seguenti classi:

1) aree ad elevata pericolosità geologica, idrologica e valanghiva - tutela assoluta di pozzi e sorgenti;

2) aree di controllo geologico, idrologico, valanghivo e sismico, suddivise nelle seguenti sottoclassi: i) aree critiche recuperabili, ii) aree con penalità gravi o medie, iii) aree con penalità leggere, iv) aree soggette a fenomeni di esondazione, v) aree di rispetto idrogeologico, vi) aree di protezione idrogeologica, vii) area a controllo sismico: a bassa sismicità (zona sismica 3) e a sismicità trascurabile (zona sismica 4).

3) aree senza penalità geologica.

Anche la Regione Lombardia è ampiamente dotata di carte tematiche volte alla protezione ambientale, quali le cartografie ed i catasti già citati per i dissesti e le acque superficiali, nonché per l'individuazione delle zone potenzialmente inondabili a fini urbanistici, con una specifica ricerca storica ed analisi geomorfologica estesa a tutti i Comuni della Val Camonica.

Ai fini della tutela ambientale, è stato istituito il Parco Naturale Adamello-Brenta che copre praticamente tutta la parte trentina del foglio: comprende i Gruppi montuosi dell'Adamello-Presanella e del Brenta, separati dalla Val Rendena. Come già ricordato, esso si raccorda, verso occidente, al Parco dell'Adamello che ricopre il settore lombardo del Gruppo Adamello-Presanella. Per maggiori informazioni sui due Parchi si vedano i siti internet: www.pnab.it e www.parcoadamello.it.

VIII - BANCA DATI GEOLOGICA

La creazione di una Banca Dati Geologica digitale (DB) alla scala 1:25.000 è parte integrante del Progetto CARG per la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica del territorio nazionale alla scala 1:50.000.

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

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

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

La Banca Dati del Foglio N. 058 - Monte Adamello è stata realizzata dalla Land Technology & Services S.r.L. con il coordinamento e la responsabilità della Provincia Autonoma di Trento (PAT); il flusso di lavoro può essere sintetizzato come segue:

- Creazione del *database* geologico alla scala 1:10.000, partendo dagli originali d'autore manoscritti, secondo specifiche PAT;
- Realizzazione del DB geologico alla scala 1:25.000 secondo specifiche APAT, attraverso processi di generalizzazione del DB 1:10.000, sia automatici che

manuali, normalizzazione e transcodifica al fine di mantenere il più alto contenuto informativo possibile in funzione della scala di rappresentazione e della struttura del DB di progetto.

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

ABSTRACT

The sheet 058-Monte Adamello of the Geological Map of Italy at 1:50.000 scale was surveyed at the 1:10.000 scale and integrated by structural analysis, laboratory work and isotope dating.

The map extends through the central part of the Adamello batholith and surrounding basement and cover units at the boundary between Lombardia and Trentino, NE Italy.

The Adamello massif exposes the most famous and largest (approximately 670 km²) intrusions among the Tertiary post-collisional igneous bodies occurring along and near the Periadriatic fault system ("The Periadriatic igneous province" by SALOMON, 1897). This massif is a composite batholith which consists of four major intrusive units (plutons) of tonalite-granodiorite composition, i.e. the Re di Castello, Adamello, Avio-Val di Genova and Presanella units of Eocene-Oligocene age (42-30 Ma, from south to north).

Peripheral gabbro bodies of Eocene age and various systems of leucocratic to mafic dykes also occur. The magmatic sequence displays a calc-alkaline affinity, like that recognized in the Periadriatic igneous belt, is originated from mantle-derived basaltic parent magmas and developed through differentiation processes and continental crust contamination (ACF) within a shallow magmatic chamber, documented by exotic inclusions, igneous zircons with relict cores (Variscan) and initial Sr isotope compositions.

A feeble to pervasive foliation is recorded at the border of and inside the batholith, running nearly parallel to the Tonale and Giudicarie lines. This foliation developed as a syn- to late-magmatic feature with some tectonic brittle overprint. The various bodies of the Adamello batholith are sharply intruded within the crystalline basement and Permian-Triassic cover sequences of the Southern Alps, bounded to the north by the Tonale line and, to the east, by the South-Giudicarie line.

The Southalpine basement consists of middle to/or low grade metamorphic units of Variscan and older age (Rendena and Edolo Schists). The metamorphic basement is unconformably overlain by a heterogeneous sequence of Permian-Triassic volcanic rocks, clastic sediments and predominantly carbonate successions. Two Permian groups may be recognized along the western and southern borders of the batholith: the lower group consists of dominant rhyolite and terrigenous sediments, with rapid lateral variations in thickness and facies; the upper one consists of silty, sandy and conglomeratic red-beds.

The Lower Mesozoic sediments may be grouped into three main successions. A first transgressive succession covers the continental Verrucano Lombardo, and mainly consists of the mixed clastic-carbonate Servino Fm (Early Triassic) which includes the clearly marine gasteropod-oolite-horizon. Upwards, the open-shelf deposits of the Servino Fm grade into the evaporite-bearing shallow-water deposits of the Carniola di Bovegno. This unit defines the base of a second succession which spans the entire Middle Triassic and a large portion of the Carnian.

In the Adamello area, the Lower-Middle Anisian consists of neritic limestone with layers of thin marl (Calcare di Angolo). A lower member of the Angolo Limestone (up to 350 m thick) is well developed in the Giudicarie area; the upper member thickens from Giudicarie towards the Val Camonica, reaching a maximum of 500 m. Along the south-eastern Adamello border, the two members are separated by the platform carbonates of the Calcare di Dosso dei Morti.

The overlying Calcare di Prezzo and Buchenstein (Livinallongo) formed in pelagic conditions and the latter also includes some acidic volcanoclastic layers (Pietra verde) of Late Anisian to Ladinian age. A trend of shallowing basins is evident in the subsequent clastic successions of the Wengen Fm (La Valle), also containing megabreccias and turbidites with platform-derived carbonate debris.

Rapidly expanding platform carbonates (Calcare di Esino) eventually developed in a large part of the former basin area.

A period of sea-level lowstand marks the base of the third main Triassic succession and is recorded by sandstone and evaporite-bearing deposits of Carnian age (e.g., S. Giovanni Bianco Fm). Long-lasting peritidal conditions in the Late Triassic gave origin to the growth of thick carbonate successions of the Dolomia Principale. This great variety of basement, volcanic and sedimentary cover rocks occurring around the batholith were thermally metamorphosed by the various Adamello intrusions. Therefore, selective metamorphic and metasomatic processes developed giving rise to a wide spectrum of spectacular contact metamorphic rocks. The contact metamorphic overprint generally extends 1-2 km from the intrusion borders.

Polyphase deformations are recognized within the Southalpine basement units east (Rendena Schists) and west (Edolo Schists) of the batholith, both characterized by a S_2 regional scistosity of pre-Permian age.

Syn-sedimentary extensional faults of Permian or Triassic age may be envisaged, similar to those documented in the Adriatic (Austroalpine-Southalpine) domain by stratigraphic and petrologic evidence, but their identification is difficult in the mapped area due to the overprint of contact metamorphism or Alpine tectonic inversion.

The Alpine orogeny is characterized in the Adamello area and central Southern Alps by ductile and brittle deformations developed before, during and after the Eocene-Oligocene intrusions of the Adamello batholith. The NE-trending Gallinera line (reverse fault system and thrusts) is located in the NW edge of the map: it developed before the Adamello intrusion and may be correlated to the south-vergent thrust-and-fold system of the Orobic Alps of supposed eoalpine age. By contrast, the Gole Larghe-Val di Genova line is a E-W dextral ductile to brittle feature of Oligocene age which cuts the batholith during its rapid cooling. This fault zone displays the same kinematics and timing of the Tonale line which marks the present Austroalpine-Southalpine boundary north of the batholith.

The paleoseismic activity of the Gole Larghe fault zone is documented by splendid pseudotachylytes dated by stepwise-heating ^{40}Ar - ^{39}Ar method (30 Ma) in the Lobbia area.

The uplift of the Adamello batholith and its erosional denudation is mainly related to the transpressive activity of the neoalpine South-Giudicarie fault system (see Sheets Malè, Tione di Trento and Riva del Garda for details). The Plio-Quaternary successions consists of continental deposits.

They have been grouped into some synthem and sub-synthem, each including various glacial, lacustrine, alluvial and gravity deposits, i.e. the Alpine post-glacial synthem with its Mandrone and Amola sub-synthem, the Cantù synthem (Oglio basin) with Val Savio sub-synthem, and the Garda synthem (Garda basin) with Bondo sub-synthem.

PROGETTO
CARGO

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

PLIO-QUATERNARY DEPOSITS

ALPINE POST-GLACIAL SYNTHEM (**PTG**)

Glacial, slope, alluvial, lacustrine and marsh deposits, landslides and debris flows with pedogenetic cover. *LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE*

MANDRONE SUB-SYNTHEM (**PTG₂**)

Glacial, slope, alluvial, lacustrine and marsh deposits, landslides and debris flows without pedogenetic cover. *RECENT*

AMOLA SUB-SYNTHEM (**PTG₁**)

Glacial deposits, rock glaciers, "Little Ice Age". *HOLOCENE p.p.*

OGLIO BASIN

CANTÙ SYNTHEM (**LCN**)

Glacial deposits. *LATE PLEISTOCENE*

VAL SAVIORE SUB-SYNTHEM (**LCN₁**)

Glacial and talus deposits. *LATE PLEISTOCENE*

GARDA BASIN

GARDA SYNTHEM (**SGD**)

Glacial deposits. *LATE PLEISTOCENE*

BONDO SUB-SYNTHEM (**SGD₂**)

Glacial and slope deposits. *LATE PLEISTOCENE*

TERTIARY ADAMELLO BATHOLITH

PRESANELLA PLUTON

CENTRAL PRESANELLA TONALITE (**PPC**)

Massive, coarse-grained hornblende-biotite tonalite, with centimetric elongated prisms of amphibole, locally rich in mafic inclusions (PPCa). *OLIGOCENE*

VAL D'AVIO-VAL DI GENOVA PLUTON

VAL D'AVIO-VAL DI GENOVA TONALITE (**PPG**)

Fine- to medium-grained biotite tonalite, generally uniform and massive, locally grading to foliated amphibole-poor facies (Middle-Lower Val di Genova leuco-quartzdiorite *Auct.*). Tonalite varieties with abundant mafic bands and small inclusions (PPGa). *LATE EOCENE - OLIGOCENE*

ADAMELLO PLUTON

WESTERN ADAMELLO TONALITE (**TAC**)

Coarse-grained hornblende-biotite tonalite, with igneous foliation and porphyric texture in border zones, locally rich in bands of mafic minerals, especially hornblende (TACa). *LATE EOCENE*

CENTRAL ADAMELLO TONALITE (**TAC₁**)

Medium to coarse-grained biotite and minor amphibole tonalite; biotite occurs as centimetric piles and amphibole as stumpy to acicular centimetric crystals. *LATE EOCENE*

MALGA BOMPIANO TONALITE (**MBP**)

Fine-grained tonalite (Val d'Avio tonalite *Auct.*) occurring south of Gallinera tectonic line. *LATE EOCENE ?*

LAGO BAITONE TONALITE (**LBA**)

Medium- to fine-grained biotite-amphibole tonalite with mafic minerals, less abundant than in Western Adamello tonalite. *LATE EOCENE*

LAGHI GELATI TRONDHJEMITE (**LGE**)

Medium-fine leucocratic rock, also occurring as minor apophyses and dykes. *LATE EOCENE ?*

CORNO ALTO AND SOSTINO PLUTONS

MICROGRANITE (**GTC₂**)

Small intrusion of microgranular granite into Rendena schists near eastern edge of map. *EOCENE ?*

RE DI CASTELLO PLUTON

RE DI CASTELLO TONALITE (**RCT**)

Medium-fine grained, generally massive biotite-hornblende tonalite, in places leucocratic; parallel texture of fluidal origin in NE part.

MIDDLE EOCENE

LAGO BOAZZO LEUCOTONALITE-GRANODIORITE (**LBO**)

Medium-fine grained, massive, often leucocratic granodiorite, grading to leucotonalitic facies through diminution of K-feldspar content.

MIDDLE EOCENE

PIZZO BADILE GRANODIORITE (**PZB**)

Medium-fine grained granodiorite grading to tonalitic facies.

MIDDLE EOCENE

MALGA PERSEC TRONDHJEMITE AND LEUCOGRANITE (**MPE**)

Small bodies of fine-grained biotite trondhjemite within Rendena schists and Re di Castello pluton (Malga Persec, Valle Cop di Breguzzo); medium- to fine-grained granite, garnet-bearing in places (Passo Dernal, Malga Ervina).

MIDDLE - LATE EOCENE

MAJOR MAFIC BODIES

CENTRAL-SOUTHERN ADAMELLO GABBRO AND DIORITE BODIES (**GDA**)

Generally fine-grained gabbrodiorite and diorite, with various amounts of biotite and acicular amphibole; biotite-bearing hornblende gabbro \pm chlorite and intergranular quartz; biotite diorite with abundant quartz and minor amphibole; local patches and veins of hornblende-rich pegmatites. *EOCENE*

DYKES OF TONALITIC CYCLE

LEUCOCRATIC DYKES (**fi**)

Granitic to tonalitic aplite; biotite or two-mica pegmatite, sometimes with tourmaline and garnet.

EOCENE - OLIGOCENE

INTERMEDIATE AND MAFIC DYKES (**fi**)

Grey to green rocks, aphyric or with small phenocrystals of zoned hornblende and/or plagioclase \pm biotite and intergranular quartz.

EOCENE - OLIGOCENE

DYKES IN BASEMENT AND COVER UNITS

MAFIC-INTERMEDIATE DYKES (**fm**)

Mainly aphyric dolerite (diabase *Auct.*), andesite or fine-grained diorite dykes intruding into Southalpine basement and cover units out of thermal overprint of Adamello batholith. *POST - VARISCAN*

PORPHYRITIC DYKES (**fn**)

Hornblende and biotite porphyrite dykes transecting Variscan basement and pre-Norian cover units, in places deformed by Alpine pre-Adamello tectonics and/or thermally metamorphosed.

DYKES AND SMALL MASSES OF QUARTZITE (**fq**)

Bodies of hydrothermal quartz, locally mineralised.

PERMIAN-TRIASSIC SEDIMENTARY AND VOLCANIC COVER UNITS

DOLOMIA PRINCIPALE (**DPR**)

Dolomitic marble with locally preserved stratigraphic bedding and syn-intrusive ductile deformations along igneous contacts (Malga Trivena).

LATE CARNIAN ? – NORIAN

MONTE MARSER MARBLES (**RSE**)

Saccharoidal or compact dolomite marble with metasomatic veins and contact skarn. *TRIASSIC*

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (**SGB**)

Calcareous and dolomitic marble; hornfels layers with lenses of cellular marble (Cima Uzza). *MIDDLE - LATE CARNIAN ?*

BRENO FORMATION (**BRE**)

Well-bedded dolomitic marble, sometimes with nodules of chert and thin hornfels layers (Forcel Rosso); light brown dolomitic marble with thin clayey interleavings. (Monte Benna). *EARLY - MIDDLE CARNIAN ?*

LOZIO ARGILLITE (**LOZ**)

Violet and grey-bluish massive shaly hornfels. *EARLY CARNIAN ?*

PRATOTONDO LIMESTONE (**PRO**)

Tabular marble with thin layers of dark hornfels.

LATE LADINIAN - EARLY CARNIAN

ESINO LIMESTONE (ESI)

Light grey limestone, dolomitic limestone and minor dolostone, locally containing corals, algal and crinoid remnants, grading to marbles towards intrusive contacts. Well-bedded internal platform facies with oncoids and gastropods (Monte Benna area) (ES1a). *LATE LADINIAN - EARLY CARNIAN*

WENGEN FORMATION (WEN)

Well-bedded blackish marl, calcareous or tuffaceous sandstone, locally with plant remains; marly limestone. At intrusive contact: violet and dark metapelite and hornfels (Passo del Frate).

LATE LADINIAN - EARLY CARNIAN ?

BUCHENSTEIN FORMATION (BUC)

Dark grey siliceous and nodular limestone, with chert nodules and intercalations of marls, tuffs and volcanoclastic sandstones (*Pietra Verde Auct.*). At intrusive contact: light marble with violet hornfels layers, including nodules and thin bands of quartz, and fibrous wollastonite borders.

LATE ANISIAN - LATE LADINIAN

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Evenly bedded thin alternations of marly limestone and dark marl (upper part); irregularly nodular dark marly limestone interbedded with marly shale (lower part). At intrusive contact: marble, calc-silicate-rich carbonate rocks and hornfels layers. *MIDDLE - LATE ANISIAN*

DOSSO DEI MORTI LIMESTONE (CMR₁)

Member of Camorelli Limestone, consisting of light subtidal platform limestone. At intrusive contact: white calcite marble of coarse grain size (SE edge of the map). *MIDDLE ANISIAN*

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Nodular subtidal limestone with thin marly interleavings. At intrusive contact: calc-silicate-rich carbonate rocks and hornfels, pervasively alternating with white marbles. *MIDDLE ANISIAN*

LOWER SERLA DOLOSTONE (SLI)

Massive or thin-bedded grey to grey-yellowish dolostone and dolomitic limestone (*Dolomia di Elto Auct.*). *EARLY ANISIAN*

BOVEGNO CARGNEULE (BOV)

Mostly vuggy, light grey and yellowish limestone and dolomitic limestone with local lenses of gypsum and anhydrite. At intrusive contact: coarse-grained, porous or cavernous yellowish marble. *EARLY ANISIAN*

SERVINO (SRV)

Variously coloured micaceous marl and siltstone with dolomite-limestone interleavings. At intrusive contact: violet-greenish hornfels with layers of Ca-Mg silicate-rich marble. *EARLY TRIASSIC*

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Reddish conglomerate, sandstone and siltstone succession. At intrusive contact: grey-greenish biotite-muscovite hornfels and spotted varieties (*Leopardensandsteine Auct.*).
LATE PERMIAN

MONTE IGNAGA CLASTIC UNITS (DPI)

Reddish to grey-greenish conglomerates, sandstones and pelites of doubtful stratigraphic position (Collio *s.l.* and possibly Verrucano Lombardo) due to deformations and/or thermal metamorphism. *EARLY - LATE PERMIAN ?*

VAL SAVIORE BASAL VOLCANICS (TCI)

Rhyolitic lava, ignimbrite, tuff and volcanoclastic successions, mainly overprinted by contact metamorphism. Pale-grey sericitic schists in NW edge of map (TCIa). *EARLY PERMIAN*

SOUTHALPINE METAMORPHIC BASEMENT**EASTERN SIDE (TRENTINO)****RENDENA SCHISTS (SRE)**

Biotite, muscovite, garnet, chlorite, staurolite, locally quartz-rich schists, transformed to biotite-andalusite-sillimanite hornfels along intrusive contact with Adamello batholith. Interbeddings of pervasively foliated quartzite and micaceous-chloritic schists, grading to surrounding micaschists (SREb).
Age of regional metamorphism: *VARISCAN*

LEUCOCRATIC ORTHOGNEISS (SRE₁)

Whitish biotite-muscovite ± chlorite-bearing fine-grained to augengneiss, closely similar to those occurring within Edolo Schists.
Age of igneous protoliths: *PRE-VARISCAN*

WESTERN SIDE (LOMBARDY)

EDOLO SCHISTS (**EDO**)

Sericite-chlorite quartz-phyllite, chlorite-bearing albite-muscovite schists, muscovite-chlorite \pm biotite and/or garnet micaschists. At contact with intrusive bodies: biotite \pm garnet, andalusite and sillimanite schists and massive hornfels. Lenticular interbeddings of massive to gently foliated quartzite (EDOb); micaschists with thin interleavings of quartzite to micaceous-chloritic quartz-rich schists (EDOb); blackish, in places albite-bearing quartz-phyllite with cataclastic fabric occurring along shear zones probably associated with Tonale line (NW edge of map) (EDOc).

Age of regional metamorphism: *VARISCAN*

METAMORPHIC GRANITOIDS (**EDO₁**)

Metamorphic granitoids and muscovite-bearing leucocratic gneisses, with scarce biotite \pm chlorite; augengneiss (K-feldspar porphyroclasts). Varieties overprinted by contact metamorphism at Lago Baitone and M. Colmo.

Age of igneous protoliths: *PRE-VARISCAN*

AMPHIBOLITES (**EDO₂**)

Dark greenish lenticular interbeddings of epidote-albite amphibolite. Age of regional metamorphism: *VARISCAN*

FACIES OF QUATERNARY DEPOSITS

- a** Slope deposits
- a₁** Landslide deposits
- b** Alluvial and fluvio-glacial deposits
- e** Marshy and lacustrine deposits
- e₂** Lacustrine deposits
- e₃** Marshy deposits
- b₅** Contact glacial deposits *s.l.*
- c₁** Undifferentiated glacial deposits (till)
- h** Anthropogenic deposits

PROGETTO
CARGO

BIBLIOGRAFIA

- AA. VV. (1948) - *Carta Geologica delle Tre Venezie al 1:100.000, Foglio n. 35 - Riva*. Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia, Sez. Geol. diretta da G. Dal Piaz.
- AA. VV. (1953) - *Carta Geologica delle Tre Venezie al 1:100.000, Foglio n. 20 - M. Adamello*. Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia, Sez. Geol. diretta da G. Dal Piaz.
- AA. VV. (1969) - *Carta Geologica d'Italia al 1:100.000, Foglio n. 19 - Tirano*. Serv. Geol. d'Italia, E.I.R.A., Firenze.
- AA. VV. (1970) - *Carta Geologica d'Italia al 1:100.000, Foglio n. 34 - Breno*. Serv. Geol. d'Italia, E.I.R.A., Firenze.
- AA.VV. (1998) - *Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella al 1:50.000*. In Callegari E. & Brack P. (2002): *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy). Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol., **54**: 19-49.
- ABART R. (1994) - *Phase relations in metasomatic systems. A petrographic and isotope geochemical approach*. Diss. ETH Zürich Nr. 10482, 117 pp.
- ABART R. (1995) - *Phase equilibrium and stable isotope constraints on the formation of metasomatic garnet-vesuvianite veins (SW Adamello, N Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **122**: 116-133.
- ACCORDI B. (1953) - *Geologia del Gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: 1-58, con carta geol. 1:25.000.
- ADAMI C. (1963) - *La massa femica dell'Alta Val Seria al margine settentrionale dell'Adamello; studio geologico-petrografico*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **23**: 1-58.
- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI E., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. 1994 - *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine belt*. Quaderni Geodin. Alpina Quaternaria, **2**: 25-39.
- ANATI E. (1979) - *I camuni. Alle radici della civiltà europea*. Jaca Book, 387 pp.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**: 999-1097.
- ASSERETO R., CASATI P. & ZANIN BURI C. (1965) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) . XIV. Sulla presenza di una scogliera anisica nella bassa Val Camonica*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**: 805-837.
- BALINI M. (1998) - *Taxonomy, stratigraphy and phylogeny of the new genus Lanceoptychites (Ammonoidea, Anisian)*. Riv. It. Paleont. Strat., **104**:143-166.
- BALINI M., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) - *Ladinian / Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario - Pizzo Camino area (Lombardy): revaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Riv. It. Paleont. Strat., **106**: 19-58.
- BARONI C. & CARTON A. (1987) - *Geomorfologia della Valle dell'Avio (Gruppo dell'Adamello)*. Natura Bresciana, **23**: 3-47.
- BARONI C. & CARTON A. (1990). *Carta geomorfologica della Val Miller e della Conca del Baitone (Gruppo dell'Adamello)*. Natura Bresciana, **25**: 5-25.
- BARONI C. & CARTON A. (1991a) - *Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sci. Nat. Brescia, **26** (1989): 28-45.
- BARONI C. & CARTON A. (1991b) - *Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **13** (1990): 105-119.

- BARONI C. & CARTON A. (1992) - *Variazioni glaciali oloceniche nel Gruppo del Monte Adamello (Alpi Centrali)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990): 877-882.
- BARONI C. & CARTON A. (1996) - *Geomorfologia dell'alta Val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **19**: 3-17.
- BARONI C. & CARTON A. (1997) - *Alpi Retiche, Gruppo dell'Adamello-Presanella*. In Guglielmin M. & Smiraglia C. (Eds.): *Catasto dei rock glaciers delle Alpi Italiane*. Archivi Comit. Glaciol. It., **3**: 76-79.
- BARONI C., CARTON A., LESO M., MARTIN S., MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1998) - *Note illustrative della Sezione n. 042130, Laghi di Cornisello*. Carta Geol. Provincia Autonoma Trento alla scala 1: 10.000, 40 pp.
- BARONI C., CARTON A. & SEPPI R. (2004) - *Distribution and Behaviour of Rock glaciers in the Adamello – Presanella Massif (Italian Alps)*. Permafrost and Periglacial Processes, **15**: 243-259.
- BARSCH D. (1992) - *Permafrost creep and rockglaciers*. Permafrost and Periglacial Processes, **3**: 175-188.
- BAUMGARTNER L.P. (1986) - *Petrologie und Geochemie stabiler Isotopen von zonierten metasomatischen Gesteinen der SW-Adamello Kontaktaureole*. Ph.D. Thesis Univ. Basel.
- BAUMGARTNER L.P., GIERÉ R., TROMMSDORFF V. & ULMER P. (1989) - *Field guide for the southern Adamello*. In Trommsdorff V., Ulmer P., Gieré R. & Baumgartner L.P. (Eds.): *Guidebook for the excursion to the Central Alps, Bergell and Adamello*. C.N.R., Siena, pp. 91-121.
- BELLIENI G., CAVAZZINI G., FIORETTI A.M., JUSTIN VISENTIN E., ZANETTIN B. & ZANTEDESCHI P. (1995) - *Magmatic evolution of the Borzago Valley calc-alkaline basic satellite body (southern Adamello batholith - northern Italy) and the role of xenocrystic phases in its geochemistry*. Eur. J. Mineral., **7**: 967-988.
- BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCIOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. & ZANETTIN B. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100 000, Foglio 19 "Tirano"*. Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, Roma, 124 pp.
- BERRUTI G. (1984) - *Note sulla tettonica della regione NW del Massiccio dell'Adamello*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sci. Nat. Brescia, **21**: 3-29.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937a) - *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale; regione fra lo Stabio ed il Caffaro*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **12**: 16 pp.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937b) - *Carta geologico-petrografica dell'Adamello meridionale; regione fra lo Stabio ed il Caffaro; scala 1:12.500*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **12**.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937c) - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle Stabio e l'alta Valle del Caffaro*. Boll. Uff. Geol. It., **62**: 1-87.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1940) - *Il settore nord-occidentale del Massiccio dell'Adamello. Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico-petrografici compiuti durante l'anno 1939 nell'alta Val Camonica*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **65**: 1-20.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1948a) - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello*. Rend. Soc. Min. It., **5**: 79-102.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1948b) - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel Massiccio dell'Adamello*. Report XVIII Int. Geol. Congress, Great Britain, **3**: 81-89.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1950) - *Il problema dell'età del Corno Alto nel Massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **16**: 1-22.

- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ GB., DESIO A., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L.D., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100 000. Foglio 34 Breno*. Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, Roma, 134 pp.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello (tonaliti, quarzodioriti, granodioriti e le loro varietà leucocrate)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **27**: 148 pp.
- BIGAZZI G., DEL MORO A. & MACERA P.A. (1986) - *A quantitative approach to trace element and Sr-isotope evolution in the Adamello batholith (northern Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **94**: 46-53.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural Model of Italy, sheet 1*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- BITTNER A. (1881) - *Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **31**: 219-370.
- BLUNDY J.D. (1989) - *The geology of the southern Adamello Massif, Italy*. Ph.D. thesis, Cambridge Univ., 221 pp.
- BLUNDY J.D. & SHIMIZU N. (1991) - *Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas*. Earth Planet. Sci. Lett., **102**: 178-197.
- BLUNDY J.D. & SPARKS R.S.J. (1992) - *Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy*. J. Petrol., **33**: 1039-1104.
- BONI A. & CASSINIS G. (1972) - *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello alla scala 1:50 000*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **22**.
- BORIANI A. & ORIGONI GIOBBI E.. (1982a) - *Il basamento cristallino tra Pinzolo e Spiazzo ad ovest del F. Sarca (Trentino)*. In Castellarin A. & Vai G.B. (Eds): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Soc. Geol. It., Guide Geol. Regionali, pp. 123-124.
- BORIANI A. & ORIGONI GIOBBI E.. (1982b) - *Heat transfer in the thermometamorphic aureola of the Northeastern sector of Mt. Adamello (Trento-Italy)*. Rend. Soc. Min. It., **38**: 1351-1360.
- BORSI S., FERRARA G. & TONGIORGIO E. (1966) - *Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabion*. Earth Planet. Sci. Lett., **1**: 55-57.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **61**: 37-50.
- BRACK P. (1984) - *Geologie der Intrusiva und Nebengesteine des Südwest-Adamello (Nord-Italien)*. Ph.D. thesis nr. 7612, ETH Zürich, 253 pp.
- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions - Examples from the Adamello batholith (Italy) and their significance on the mechanisms of intrusion*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 145-157.
- BRACK P., CALLEGARI E., CASSINIS G., CASTELLARIN A., FONTANA D., GAETANI M., ORI G., ORIGONI GIOBBI E., RIKLIN K., SARTORI R. & ULMER P. (1985) - *Guida all'escursione sull'Adamello meridionale*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 391-419.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) - *Stratigraphy and ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. Eclogae Geol. Helv., **79**: 181-225.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **86**: 415-527.

- BRACK P., RIEBER H., NICORA A. & MUNDIL R. (2005) - *The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale*. Episodes, **28**/4: 233-244.
- BRACK P. & SCHIROLI P. (2003) - *Adamello: una finestra sulla camera magmatica*. Monogr. Natura Bresciana, Museo Civ. Sci. Nat. Brescia, **27**: 47 pp.
- BRACK P. & ULMER P. (1984) - *Geologische Karte Re di Castello Massiv (Massstab 1:25 000)*. In Brack P.: Ph.D. thesis nr. 7612, 1984, ETH Zürich.
- BRIGO L. & OMENETTO P. (1974) - *Metallogenesi nel quadro dell'orogene ercinico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano)*. Mem. Soc. Geol. It., **13** suppl. 1, 339-362.
- BRIGO L. & VENERANDI I. (2005) - *Le mineralizzazioni ferrifere nelle Alpi Meridionali centrali (Lombardia, Italia): revisione litostratigrafica e metallogenica*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 493-510.
- BUCHER-NURMINEN K. (1982) - *On the mechanism of contact aureole formation in dolomitic country rock by the Adamello intrusion (northern Italy)*. Am. Min., **67**: 1101-1117.
- CALLEGARI E. (1963a) - *La Cima Uzza (Adamello Sud-orientale). Parte I. Studio petrografico e petrogenetico delle formazioni metamorfiche di contatto*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **23**: 144 pp.
- CALLEGARI E. (1963b) - *La Cima Uzza (Adamello Sud-orientale). Parte II. Studio petrografico e petrogenetico della massa basica*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**: 127 pp.
- CALLEGARI E. (1985) - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (northern Italy)*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 83-103.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy). Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol., **54**: 19-49.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B. (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (northern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-39.
- CARMINATI E., SILETTO G.B. & BATTAGLIA D. (1997) - *Thrust kinematics and internal deformation in basement-involved fold and thrust belts: The eastern Orobic Alps case (Central Southern Alps, northern Italy)*. Tectonophysics, **16**: 259-271.
- CASSINIS G. (1985) - *Il Permiano nel gruppo dell'Adamello, alla luce delle ricerche sui coevi terreni delle aree contermini*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 119-132.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1988) - *Il significato delle Linee della Gallinera e delle Giudicarie Sud nella geologia dell'Adamello e zone circostanti*. Atti Tic. Sci. Terra, **31**: 446-462.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (1999) - *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the western Dolomites. Field Trip Guidebook*. The continental Permian, Intern. Congr. Brescia, September 1999, Dip. Scienze della Terra, Pavia, 157 pp.
- CASSINIS G., FRIZZO P., MORONI M. & RODEGHIERO F. (1997) - *Le mineralizzazioni delle Alpi Bresciane*. Atti Giornata studio "Le vene delle Montagne", Brescia 24 nov. 1995, 97-119.
- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra piattaforma veneta e bacino lombardo a Nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern Eastern Alps. J. Geodynamics*, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationship with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.

- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S. *ET ALII* (2006) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Tione di Trento*. APAT, Provincia Autonoma di Trento, 159 pp.
- CASTELLARIN A. & GATTO G.O. (1981) - *Foglio 20 Adamello, F. 9 Cevedale (pro parte)*. In: Castellarin A. (Ed.): *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200 000*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, **441**: 135-147.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993) - *Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwest Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 125-144.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1982) - *Geologia della Linea delle Giudicarie sud (tra Pieve di Bono e Tione)*. In Castellarin A. & Vai G.B. Vai (Eds): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg., Soc. Geol. It., 103-114.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwurmiani*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **23**: 1-131.
- CIVITA M. (1973) - *Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di captazione*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **12**: 1-34.
- COLBERTALDO D. (1940) - *Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **14**: 51 pp.
- COLBERTALDO D. (1942) - *Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra la Val di Genova e Val di Breguzzo*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **14**: 44 pp.
- COLBERTALDO D., 1950 - *Ricerche petrografiche nell'alto bacino del Chiese*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **16**: 49 pp.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO - CNR (1962) - *Catasto dei ghiacciai Italiani. Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortes Cevedale*. Vol. **4**, Torino
- CORNELIUS H.P. (1928) - *Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion*. Sitzb. Österr. Akad. Wiss., math. nat. cl. I, **137**: 541-562.
- CORTECCI G., DEL MORO A., LEONE G. & PARDINI G.C. (1979) - *Correlation between strontium and oxygen isotopic compositions of rocks from the Adamello Massif (northern Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **68**: 421-427.
- D'AGNOLO M. (1966) – *Manifestazioni uranifere connesse ad arenarie permiane nel Trentino Sud-occidentale*. Atti Symp. Int. Giacimenti Min. Alpi, suppl. Economia Trentina, **1-2**: 253-278.
- COZZAGLIO A. (1894) - *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Valcamonica*. Giorn. Min. Crist. Petr., **5/1**.
- DAL PIAZ G. (Ed.) (1953) - *Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100 000. Foglio Adamello (F.20)*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia.
- DAL PIAZ G.V. (Ed.) (1985) – *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 436 pp.
- DAL PIAZ G.V. (2002) – *Guida alla lettura della Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella*. In Callegari E. & Brack P.: *Geological map of the Tertiary Adamello Batholith (Northern Italy)*, 8 pp.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1998) – *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 43-62.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G. & SCOLARI A. (1979) - *Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps*. Mem. Sci. Geol., **32**: 16 pp.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGARI E. (1985a) - *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello batholith (Southern Alps)*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 261-284.

- DEL MORO A., PARDINI G., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E., 1985b - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 285-299.
- DE LUCCHI G. (1939) - *Il Giacimento di contatto di Q. 2591 del M. Farinas del Frerone*. Atti R. Ist. Veneto SS. LL. AA., parte II, Classe Sc. Mat. Nat., **98**: 79-98.
- DE PIERI R. & JUSTIN-VISENTIN E. (1968) - *Filoncelli listati nei marmi dolomitici del M. Cadino (Adamello meridionale)*. Studio mineralogico e petrografico. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **27**: 52 pp.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER-KOOMANS C.M. (1949) - *The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded., **14 B**: 257 pp.
- DESSAU G. & PERNA G. (1966) - *Le mineralizzazioni a galena e blenda del Trentino-Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori*. Atti Symp. Int. Giacimenti Min. Alpi, suppl. Economia Trentina, **3-4**: 587-687.
- DIENI I. & SPAGNULO G. (1964) - *Lapilli accrezionari nei tufi ladinici del Dosso dei Morti (Adamello sud-orientale)*. Atti e Mem. Accad. Patavina, Cl. Sci. Mat. Nat., **76**: 274-294.
- DIENI I. & VITERBO C. (1960) - *Porfiriti filoniane di varia età in alta Val Daone (Adamello meridionale)*. Rend. Soc. Min. It., **16**: 301-325.
- DIENI I. & VITERBO C. (1961a) - *Differenziazioni granitiche nell'alta Valle di Daone (Adamello meridionale)*. Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. Arti, **73**: 1-28.
- DIENI I. & VITERBO C. (1961b) - *Rocce filoniane di età triassica nell'alta Val Daone (Adamello)*. Studi Trentini Sci. Nat., **38**: 141-172.
- DI TORO G., NIELSEN S. & PENNACCHIONI G. (2005) - *Earthquake rupture dynamics frozen in exhumed ancient faults*. Nature., **636**/18: 10.009-10.012.
- DI TORO G. & PENNACCHIONI G. (2004) - *Superheated friction-induced melts in zoned pseudotachylites within the Adamello tonalites (Italian Southern Alps)*. J. Structural Geol., **26**: 1783-1801.
- DI TORO G. & PENNACCHIONI G. (2005) - *Fault plane processes and mesoscopic structure of a strong-type seismogenic fault in tonalites (Adamello batholith, Southern Alps)*. Tectonophysics, **402**: 55-80.
- DI TORO G., PENNACCHIONI G. & TEZA G. (2005) - *Can pseudotachylites be used to infer earthquake source parameters? An example of imitations in the study of exhumed faults*. Tectonophysics, **402**: 3-20.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, **76**: 735-754.
- DRESCHER-KADEN F.K. (1969) - *Die Mg-SiO₂-Metasomatose im Bereich des Adamello-Tonalits*. In *Granitprobleme*, Akad. Verlag, Berlin, 134-156.
- DUPUY C., DOSTAL J. & FRATTA M. (1982) - *Geochemistry of the Adamello Massif (northern Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **80**: 41-48.
- EPTING M., UNLAND W., SCHMIDT K. & CHRISTODOULIDES A. (1976) - *Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy), and their significance for paleogeographic evolution*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., **151**: 1-30.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999) - *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sci. Geol., **51**: 47-61.
- FELBER M., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E., VERONESE L. & VIOLANTI D. (1998) - *Indagini sismiche e geognostiche nelle valli del Trentino Meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese, Italia)*. Studi Trentini Sci. Nat., Acta geol., **75**: 3-52.

- FERRARA G. (1962) - *Primi risultati e considerazioni sulla datazione assoluta di rocce intrusive del Massiccio dell'Adamello*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Ser. A, **69**: 531-539.
- FRAUENFELDER R. & KÄÄB A. (2000) - *Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps*. Annals Glaciology, **31**: 281-286.
- FRISCH J. & HELGESON H.C. (1984) - *Metasomatic phase relations in dolomites of the Adamello Alps*. Am. J. Sci., **284**: 121-185.
- FRIZZO P. (1984) - *Le mineralizzazioni a barite e a siderite nel Permiano Superiore e nello Scitico della Val Camonica (Lombardia)*. L'Industria Mineraria, **4** (luglio-agosto 1984): 21-43.
- FRIZZO P. & OMENETTO P. (1974) - *Le manifestazioni metallifere nel basamento cristallino della Val Camonica (Lombardia)*. Mem. Museo Tridentino Sci. Nat., **20/2**: 1-75.
- GAETANI M. (1969) - *Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento)*. Riv. It. Paleont. Strat., **75**: 469-548.
- GAETANI M. (1985) - *Il Triassico dell'Adamello meridionale*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 105-118.
- GAETANI M. (Ed.) (1993) - *Anisian/Ladinian boundary field workshop. Southern Alps - Balaton Highlands (27 June - 4 July 1993)*. I.U.G.S. Subcomm. Triassic Stratigraphy, Field Guide Booklet, 117 pp., Milano.
- GANSSEER A. & PANTIC N. (1988) - *Prealpine events along the eastern Insubric Line (Tonale Line, northern Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **81**: 567-578.
- GERDES M.L., BAUMGARTNER L.P., PERSON M. & RUMBLE III D. (1995) - *One- and two-dimensional models of fluid flow and stable isotope exchange at an outcrop in the Adamello contact aureole, Southern Alps, Italy*. Am. Min., **80**: 1004-1019.
- GERDES M.L., BAUMGARTNER L.P. & VALLEY J.W. (1999) - *Stable isotope evidence for limited fluid flow through dolomitic marble in the Adamello contact aureole, Cima Uzza, Italy*. J. Petrol., **40**: 853-872.
- GIERÉ R. (1990a) - *Quantification of element mobility at a Tonalite/Dolomite contact (Adamello Massif, Provincia di Trento, Italy)*. Ph.D. thesis ETH Zürich Nr. 9141, 158 pp.
- GIERÉ R. (1990b) - *Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy)*. Terra Nova, **2**: 60-67.
- GIERÉ R. (1992) - *Compositional variation of metasomatic titanite from Adamello (Italy)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **72**: 167-177.
- GIERÉ R. & WILLIAMS C.T. (1992) - *REE-bearing minerals in a Ti-rich vein from the Adamello contact aureole (Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **112**: 83 -100.
- GOTTFRIED C. (1930) - *Ueber kontaktmetamorphe Gesteine des Baitone-Gebietes in der Adamello-Gruppe (Italien)*. Sitzber. Heidelb. Akad. Wissensch., math. nat. Kl., 1-11.
- HAMMER W. & TRENER G.B. (1908) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungar. Monarchie SW-Gruppe Nr. 78, Bormio und Passo del Tonale 1:75 000*. Vlg. k.k. Geol. Reichsanst., Wien, 54 pp.
- HANSMANN W. (1986) - *U-Pb-Datierungen an Zirkonen und Thoriten aus einer magmatischen Gesteinssuite am Beispiel des südlichen Adamello (Norditalien)*. Ph.D. thesis; Diss. ETH Nr. 8077, 192 pp., Zürich.
- HANSMANN W. & OBERLI F. (1991) - *Zircon inheritance in an igneous rock suite from the southern Adamello batholith (Italian Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., **107**: 501-518.
- HIEKE MERLIN O. (1945) - *I giacimenti di contatto del Monte Costone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **15**: 44 pp.

- IMBACH T. (1989) - *Vulkanoklastisches Perm im Kontakthof des NW-Adamello batholith (Provinz Brescia, Norditalien)*. Eclogae Geol. Helv., **82**: 541-554.
- JOBSTRAIBIZER P.G., DE PIERI R. & CALLEGARI E. (1985) - *The main minerals of the Adamello massif, northern Italy*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 323-339.
- JOHN B.E. & BLUNDY J.D. (1993) - *Emplacement-related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy*. Geol. Soc. Amer. Bull., **105**: 1517-1541.
- JOHN B.E. & STÜNITZ H. (1997) - *Magma fracturing and small-scale melt segregation during pluton emplacement: evidence from the Adamello Massif (Italy)*. In: BOUCHEZ et al. (Eds): *Granite, from segregation of melts to emplacement fabrics*. pp. 55-74, Kluwer.
- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1968) - *Genesi di cornubianiti a staurolite-granato-andalusite-cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. Studi Trentini Sci. Nat., Sez. A, **45**: 224-245.
- KAGAMI H., ULMER P., HANSMANN W., DIETRICH V. & STEIGER R.H. (1991) - *Nd-Sr Isotopic and geochemical characteristics of the southern Adamello (northern Italy) intrusives: Implications for crustal versus mantle origin*. J. Geophys. Res., **96/B9**: 14331-14346.
- KIPFER R. & HELLER F. (1988) - *Palaeomagnetism of Permian red beds in the contact aureole of the Tertiary Adamello intrusion (northern Italy)*. Physics Earth Planet. Interiors, **52**: 365-375.
- KURODA Y., YAMADA T., MARUYAMA T., MOTTANA A., LIBORIO G. & BIANCHI POTENZA B. (1985) - *Comparative geochemical and mineralogical investigations on the Adamello, Val Masino - Val Bregaglia and the related Alpine plutons*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 301-308.
- LEPSIUS R. (1878) - *Das westliche Süd-Tirol*. Vlg. Hertz, 375 pp., Berlin.
- LIBORIO G. & MOTTANA A. (1969) - *Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobiche orientali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 475-519.
- LIBORIO G. & MOTTANA A. (1972) - *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico subalpino nelle Alpi Orobiche orientali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 476-519.
- LORENZONI S. (1955) - *Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos (Adamello Occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **19**: 1-52.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 223-259.
- MACERA P., GASPERINI D., PIROMALLO C., BLICHERT-TOFT J., BOSCH D., DEL MORO A. & MARTIN S. (2003) - *Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of Tertiary volcanics from the Veneto region (South-Eastern Alps)*. J. Geodynamics, **36**: 563-590.
- MALARODA R. (1948) - *Studi petrografici sull'Adamello Nord-orientale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **16**: 1-111.
- MALARODA R. (1954) - *Geologia della Valle di Blumone (Alta Valle del Caffaro) nell'Adamello meridionale*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **18**: 1-48, con carta geol. al 1:12.500.
- MARONI M., REBAY G. & SPALLA M.I. (1995) - *Foliation mapping at the eastern border of the Orobic Alps, Central Southern Alps, Italy: a method of a regional-scale correlation in polydeformed metamorphic terrains*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 275-285.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998) - *Neogene kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova, **10**: 217-221.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Insubric lineament in the Italian Eastern Alps*. Annales Tectonicae, **5**: 118-140.

- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. *Annales Tectonicae*, **10**: 60-79.
- MASSARI F. & CADEL G. (1979) - *La successione continentale permiana del Monte Ignaga nel massiccio dell'Adamello*. *Mem. Sci. Geol. Padova*, **32**: 1-24.
- MATILE C.L.J.-P. (1996) - *Platznahme und P-T-Weg von kalk-alkalinen Magmen - der Adamello-Batholith als Beispiel*. Ph.D. thesis; Diss. ETH Nr. 11737, 269 pp., Zürich.
- MATILE L. & WIDMER T. (1993) - *Kontaktmetamorphose von kiesiligen Dolomiten, Mergeln und Peliten im Südosten der Bruffione-Intrusion (SE-Adamello, N Italy)*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **73**: 53-67.
- MAYER A., CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DELOULE E., DE PIERI R. & JOBSTRAIBIZER P. (2003) - *U-Pb single zircon ages of the Adamello batholith, Southern Alps*. *Mem. Sci. Geol.*, **55**: 151-167.
- MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass area, northern Italy*. Ph.D. thesis, Univ. Edinburgh.
- MINOZZI BOARETTO R. (1950) - *Azioni metamorfiche di contatto nei calcari marnosi anisici dell'alta Val Cadino (Adamello meridionale)*. *Periodico Miner.*, **19**: 183-206.
- MITTEMPPERGER M. (1958a) - *Il giacimento uranifero di Val Daone (Trentino Sud-occidentale)*. *Studi Ricerche Divisione Geomin. C.N.E.N.*, **1/1**: 147-159.
- MITTEMPPERGER M. (1958b) - *Il giacimento uranifero di Val Rendena*. *Studi Ricerche Divisione Geomin. C.N.E.N.*, **1/1**: 163-182.
- MOJSISOVICS E.VON (1882) - *Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz*. *Abh. k.k. geol. Reichsanst.*, **10**: 1-320.
- MORGANTE S. (1972) - *Le Valli Palobbia, Paghera, Dois, di Braone, di Cobello, di Re e di Fanell'Adamello sud-occidentale*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **29**: 1-70, con carta geol. al 1:25.000.
- MORGANTE S. (1979) - *La wollastonite della Val Negra*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **32**: 1-14.
- MOTTANA A. & SCHIAVINATO G. (1973) - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **29**: 1-71.
- MUNDIL R., BRACK P., MEIER M., RIEBER H. & OBERLI F. (1996) - *High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **141**: 137-151.
- OTERDOOM W.H. (1979) - *Plagioclase-Scapolite-Calcite phase relations in high metamorphic argillaceous limestones*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **59**: 417-422.
- OXBURGH E.R. & Mc RAE T.A. (1984) - *Physical constraints on magma contamination in the continental crust: an example, the Adamello complex*. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A310**: 457-472.
- PASSAGLIA E. & TAGLIAVINI A. (1994) - *Chabazite-offretite epitaxial overgrowths in cornubianite from Passo Forcel Rosso, Adamello, Italy*. *Eur. J. Mineral.*, **6**: 397-405.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 vol., 1199 pp., Ed. Tauchnitz, Lipsia.
- PENNACCHIONI G. (2005) - *Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalite, Southern Alps (Italy)*. *J. Structural Geol.*, **27**: 627-644.
- PENNACCHIONI G., DI TORO G., BRACK P., MENEGON L. & VILLA I.M. (2006) - *Brittle-ductile-brittle deformation during cooling of tonalite (Adamello, Southern Italian Alps)*. *Tectonophysics*, **427**: 171-197.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: The North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy)*. *Tectonics*, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric Line, Northern Italy)*. *J. Geodynamics*, **30**: 229-250.

- RIKLIN K.A., 1983 - *Kontaktmetamorphose Permischer Sandsteine im Adamello-Massiv (Nord-Italien)*. Ph.D. Thesis; Diss. ETH nr. 7415, 140 pp., Zürich.
- RIKLIN K.A. (1985) - *Contact metamorphism of the Permian "Red Sandstones" in the Adamello area*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 159-169.
- RIVA C. (1896) - *Le rocce paleovulcaniche del gruppo dell'Adamello*. Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett., cl. sci. mat. nat., ser. 3, **17**: 159-227.
- RIVA C. (1897) - *Nuove osservazioni sulle rocce filoniane del gruppo dell'Adamello*. Atti Soc. It. Sci. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano, **37**: 3-26.
- ROSSETTI R. (1966) - *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 124-142.
- ROSSI J.N. (1970) - *Metamorfismo di contatto sugli scisti del versante sinistro di Val Borzago*. Atti Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. Arti, Cl. Sci. mat. nat., **81**: 329-353.
- SALOMON W. (1890) - *Geologische und petrographische Studien am Monte Aviole im italienischen Antheil der Adamellogruppe*. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **42**: 450-556.
- SALOMON W. (1891a) - *Studi geologici e petrografici sul Monte Aviole nella regione lombarda del Gruppo dell'Adamello*. Giorn. Miner. Cristall. Petrogr., **2**: 48-124.
- SALOMON W. (1891b) - *Über einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit*. N. Jb. Miner., Beilage, **7**: 471-487.
- SALOMON W. (1891c) - *Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello*. Tschermak's mineral. petrogr. Mitt., **12**: 408-415.
- SALOMON W. (1892) - *Sopra alcune rocce metamorfiche intercluse nella Tonalite*. Giorn. Miner. Crist. Petrogr., **3**: 9-22.
- SALOMON W. (1894) - *Sul metamorfismo di contatto subito dalle arenarie permiane della Val Daone*. Giorn. Miner. Cristall. Petrogr., **5**: 97-147.
- SALOMON W. (1895) - *Sul metamorfismo di contatto nel Gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geol. It., **14**: 286-289.
- SALOMON W. (1896) - *Über Contactmineralien der Adamello-Gruppe. I. Wernerit (Dipyrr) von Breno*. Tschermak's Mitt., **15**: 159-183.
- SALOMON W. (1897) - *Über das Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen*. Tschermak's Mitt., **17**: 109-284.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Teil I*. Sitzb. kgl. preuss. Akad. Wiss. Berlin, pp. 170-185.
- SALOMON W. (1903) - *Über die Lagerungsform und das Alter des Adamellotonalites*. Sitzb. Berliner Akad. Wiss., **14**: 307-319.
- SALOMON W. (1907) - *Die Entstehung der Sericitschiefer in der Val Camonica (Lombardei)*. Bericht über die 40. Versammlung des oberrhein. Geol. Vereins Lindau, 22-28.
- SALOMON W. (1908-1910) - *Die Adamello Gruppe. Ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen*. Abh. k.k. geol. Reichsanst., **21**: 1-433 (Teil I), **22**: 435-603 (Teil II), Geologische Karte der Adamellogruppe (Massstab 1:75 000).
- SCHIAVINATO G. (1946) - *Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso l'Alpe Bazena (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **15**: 61 pp.
- SCHIAVINATO G. (1951) - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale)*. Rend. Soc. Ital. Miner., **7**: 94-107.

- SCHIAVINATO G. (1954) – *Sulle rocce diabasiche comprese negli Scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia)*. Rend. Soc. Min. It., **11**: 233-261.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **44**: 229-393.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. & COLOMBO A. (1993) – *Pre-alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy*. In J.F. Von Raumer & F. Neubauer (Eds): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, pp. 585-598.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A., ZANOLLA C. (1987) – *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, Gruppo Naz. Difesa Terremoti, **1**: 82 pp.
- SPALLA M.I., CARMINATI E., CERIANI S., OLIVA A. & BATTAGLIA (1999) – *Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of the central Southern Alps (Northern Italy)*. J. Metamorphic Geol., **17**: 319-336.
- SPALLA M.I. & GOSSO G. (1999) – *Pre-Alpine tectonometamorphic units in the central Southern Alps: structural and metamorphic memory*. In Gosso G., Jadoul F., Sella M. & Spalla M.I. (Eds): *3rd Workshop on Alpine Geological Studies*. Mem. Sci. Geol., **51/1**, 221-229.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G.B., DI PAOLA S. & MAGISTRONI C. (1998) – *Strumenti per individuare unità tettono-metamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino*. Mem. Sci. Geol., **50**: 155-164.
- SPITZ A. (1915) – *Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion*. Mitt. geol. Ges. Wien, **8**: 227-245.
- STIPP M., FÜGENSCHUH B., GROMET L.P., STÜNITZ H., & SCHMID S.M. (2004) – *Contemporaneous plutonism and strike-slip faulting: A case study from the Tonale fault zone north of the Adamello pluton (Italian Alps)*. Tectonics, **23**: TC3004, doi:10.1029/2003TC001515.
- STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R. & SCHMID S. (2002) – *The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C*. J. Structural Geol., **24**: 1861-1884.
- STRECKEISEN A. (1967) – *Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry)*. N. Jb. Miner. Abh., **107**: 144-240.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) – *Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program*. Radiocarbon, **35**: 215-230.
- SUESS E. (1869) – *Über das Rothliegende im Val Trompia*. Sitzb. k. Akad. Wiss., math.-nat. Cl., **59**: 107-119.
- TAYLOR H.P. (1980) – *The effects of assimilation of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., **47**: 243-254.
- TRENER G.B. (1906) – *Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **56**: 405-496.
- TRENER G.B. (1910a) – *Über das Alter der Adamelloeruptivmasse*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., **1910/4**: 91-115.
- TRENER G.B. (1910b) – *Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Corno Alto - Eruptivmasse in der Adamellogruppe*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., **1910/16**: 373-382.
- TRENER G.B. (1912) – *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitzwillingsmasse*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., **1912/13**: 98-112.
- TREVISAN L. (1939) – *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**: 1-128.
- TROMMSDORFF V., SKIPPEN G. & ULMER P. (1985) – *Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol., **89**: 24-29.

- ULMER P. (1983) - *Monticellite-Clintonite bearing assemblages at the southern border of the Adamello-Massif*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **38**: 617-628.
- ULMER P. (1986) - *Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello (Prov. Brescia und Trento, Norditalien)*. Ph.D. Thesis, Diss ETH nr. 8105, 241 pp., Zürich.
- ULMER P. (1988) - *High-pressure phase-equilibria of calc-alkaline picro-basalt: implications for the genesis of calc-alkaline magmas*. Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1987-1988, pp. 28-34.
- ULMER P., CALLEGARI E. & SONDEREGGER U. (1985) - *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith, (northern Italy)*. In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 171-222.
- UNLAND W. (1975) - *Sedimentary and diagenetic environments of the Dosso dei Morti - Limestone / Giudicarie (lower and middle Anisian; Italy)*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 54-64.
- VILLA I.M. (1985) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of the Adamello gabbros, Southern Alps.*). In Dal Piaz G.V. (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 309-318.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic fault system in the Giudicarie region (Central-Eastern Alps)*. PhD thesis ETH Zürich, 205 pp.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S. & SEWARD D. (2001) - *Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: new structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system (Italian Eastern Alps)*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VOGLER R. (1986) - *Spröd/Duktil-Übergang bei der Deformation von Metadolomiten des Adamello*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**: 475-477.
- VÖLKER S. (1931) - *Triasfossilien der Adamellogruppe; III. Cefalopoden*. Jahrb. geol. Bundesanst., **31**: 447-465.
- VOM RATH G. (1864) - *Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Alpen, I. Über das Gestein des Adamellogebirges*. Zeitschr. geol. Ges., **16**: 249-266.
- WERLING E. (1992) - *Tonale-, Pejo- und Judicarien-Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen*. Ph.D. Thesis, Diss ETH Zürich, Nr. 9923, 303 pp.
- ZAINA G., TROPEANO D. & TURCONI L. (2006) - *Colate detritiche del luglio 2006 in alta Val Camonica (BS). Rapporto preliminare*. Geoingegneria Ambientale Mineraria, **43/3**: 25-35.
- ZANETTIN B. (1956) - *Il gruppo del Monte Marsèr (Adamello occidentale)*. Studio geologico-petrografico. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **19**: 1-86.
- ZATTIN M., BAZZOLO F., GIORIO L., MARTIN S. & TORNIELLI V. (1995) - *Intrusioni multiple nell'area del Corno Alto, Massiccio dell'Adamello*. Atti Ticinensi Sci. Terra, serie spec., **3**: 45-56.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO