



PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO
SERVIZIO GEOLOGICO



Carta Geologica della Provincia di Trento
scala 1:25 000

NOTE ILLUSTRATIVE

a cura di L. Montresor, S. Martin

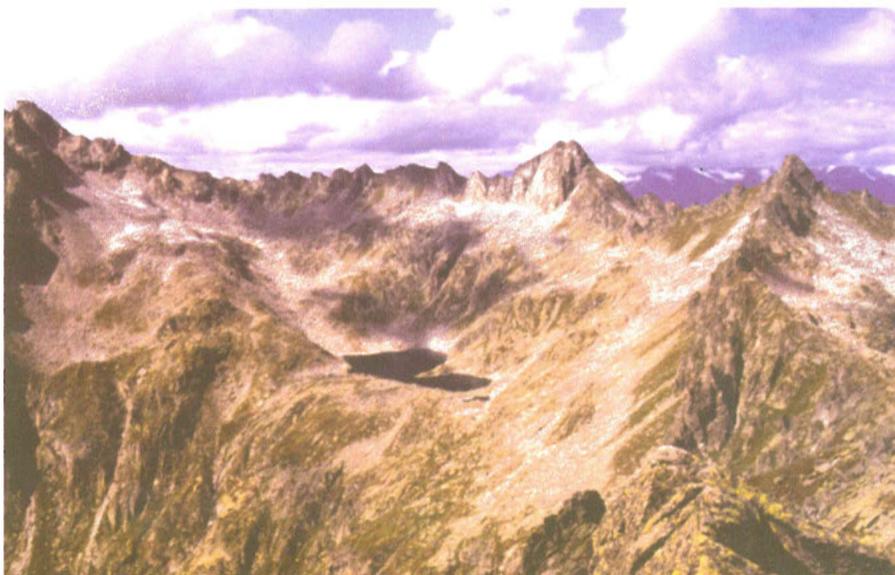


Tavola 42 III - MADONNA DI CAMPIGLIO



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico



NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA
DELLA PROVINCIA DI TRENTO
alla scala 1:25.000

tavola 42 III
MADONNA DI CAMPIGLIO

a cura di
L. Montresor¹, S. Martin²

con contributi di:

G. Bollettinari¹, G.V. Dal Piaz³, A. Lanaro¹, M. Leso¹, E. Marcato¹, G.B. Pellegrini³, G. Prosser⁴, G. Rigatti¹, L. Selli⁵

1 Libero Professionista

2 Dipartimento di Chimica, Fisica e Matematica, Università dell'Insubria, Como

3 Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

4 Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata

5 Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

6 Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

Cartografia tratta dai rilievi originali alla scala 1:10.000, Foglio n. 42 "Malè", eseguiti nell'ambito della convenzione con il Servizio Geologico d'Italia (progetto CARG - PAT)

Responsabile del progetto:

S. Cocco⁶ (M. Nardin⁶ fino al 1997, L. Veronese⁶ fino al 1998)

Coordinatore scientifico del Foglio:

G.V. Dal Piaz³

Direttori del rilevamento:

S. Martin²

per i depositi quaternari G.B. Pellegrini³

Rilevatori:

L. Montresor, G. Prosser, G. Rigatti, L. Selli

Responsabile dell'informatizzazione:

G. Tommasi⁶

Gruppo tecnico di supporto:

M. Balboni⁶, M. Berto⁶, F. Daminato⁶, C. Tomazzolli⁶, P. Trainotti⁶

Allestimento editoriale e stampa:



S.E.L.C.A. - Firenze

INDICE

1. - INTRODUZIONE	pag. 7
2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO »	9
3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	11
4. - STUDI PRECEDENTI	13
4.1. - IL BATOLITE DELL'ADAMELLO	13
4.2. - IL BASAMENTO AUSTRALPINO	14
4.3. - IL BASAMENTO SUDALPINO	16
4.4. - I DEPOSITI QUATERNARI E GLACIOLOGIA	17
4.5. - LA TETTONICA	17
5. - BASAMENTO AUSTRALPINO	21
5.1. - FALDA DEL TONALE	21
5.1.1. - PARAGNEISS A SILLIMANITE (TTP)	22
5.1.2. - ORTOGNEISS GRANITICI E APLITICI (TTO, TTO_a)	23
5.1.3. - MARMI (TTM)	25
5.1.4. - ANFIBOLITI (TTA)	25
5.1.5. - SERPENTINITI (TTD₁)	27
5.1.6. - FILONI ANDESITICI E BASICI INTRUSI NEL BASAMENTO AUSTRALPINO (fa)	27
6. - ALPI MERIDIONALI	29
6.1. - BASAMENTO SUDALPINO	29
6.1.1. - SCISTI DELLA VAL RENDENA (SRE, SRE_b)	30
6.1.2. - SCISTI DELLA VAL DI SOLE (SVS, SVS_a)	30
6.1.3. - METABASITI (SVB)	31
6.1.4. - ORTOGNEISS (SVC)	31
6.1.5. - METAMORFISMO DI CONTATTO	31
6.2. - INTRUSIONI PERMIANE	35
6.2.1. - GRANITI E LEUCOGRANITI DI MADONNA DI CAMPIGLIO (GLM) »	35
6.3. - SCAGLIE PERMO - EOTRIASSICHE LUNGO LA LINEA DEL TONALE	35
6.3.1. - CONGLOMERATI E QUARZITI (LPT)	35
6.4. - FILONI POST METAMORFICI INTRUSI NEL BASAMENTO SUDALPINO (fp)	36
7. - SUCCESSIONI MESOZOICO - CENOZOICHE (a cura di L. Selli)	37

7.1. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	»	37
7.2. - CALCARE DI ZORZINO (ZOR)	»	38
7.3. - CALCARE DI ZU	»	39
7.3.1. - MEMBRO DEL GROSTÈ (ZUU ₁)	»	39
7.3.2. - MEMBRO DI TREMALZO (ZUU ₃)	»	39
7.4. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI	»	40
7.4.1. - CALCARE DEL SARCA (FSR)	»	40
7.5. - MAIOLICA (MAI)	»	41
7.6. - FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA	»	41
7.6.1. - MEMBRO B (VAG ₂)	»	42
7.6.1. - MEMBRO C (VAG ₃)	»	42
8. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO	»	45
8.1. - BATOLITE DELL'ADAMELLO	»	45
8.1.1. - TONALITE DELLA PRESANELLA CENTRALE (PPC, PPC _a)	»	47
8.1.2. - LEUCOTONALITE DELLA VAL NAMBRONE (PPN, PPN _a)	»	48
8.1.3. - FILONI LEUCOCRATICI (fl)	»	49
8.1.4. - FILONI INTERMEDIO BASICI (fi)	»	50
9. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE	»	51
9.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE	»	51
9.1.1. - DEPOSITI ANTICHI	»	52
9.1.1.1. - Depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale	»	52
9.1.1.1.1. - <i>Brecce di Campiglio (?Pliocene-Pleistocene)</i>	»	52
9.1.1.2. - Depositi pertinenti all'ultima Grande Espansione Glaciale ("Last Glacial Maximum")	»	53
9.1.1.2.1. - <i>Depositi glaciali</i>	»	53
9.1.1.2.2. - <i>Depositi di antiche frane trasportate dai ghiacciai</i>	»	55
9.1.1.2.3. - <i>Depositi lacustri</i>	»	55
9.1.1.2.4. - <i>Depositi alluvionali e fluvio-glaciali</i>	»	55
9.1.2. - DEPOSITI RECENTI E ATTUALI	»	55
9.1.2.1. - Depositi glaciali	»	55
9.1.2.2. - Accumuli a grandi blocchi (<i>rock glacier</i>)	»	57
9.1.2.3. - Depositi da <i>debris-flow</i>	»	57
9.1.2.4. - Depositi alluvionali	»	58
9.1.2.5. - Depositi di versante	»	58
9.1.2.6. - Depositi di frana	»	58
9.1.2.7. - Depositi palustri	»	59
10. - STRUTTURA E TETTONICA	»	61
10.1. - IL BASAMENTO CRISTALLINO AUSTROALPINO	»	61
10.2. - IL BASAMENTO CRISTALLINO SUDALPINO	»	62

10.3. - IL PLUTONE DELLA PRESANELLA	»	63
10.4. - LE LINEE TETTONICHE	»	66
10.4.1. - LA LINEA DE TONALE	»	66
10.4.2. - LA LINEA DELLE GIUDICARIE	»	69
10.4.3. - LINEA DEL SABION	»	70
10.4.4. - LINEA DI BOSCO POZZA VECCHIA	»	71
10.5. - EVOLUZIONE CRONOLOGICA DELLE LINEE DEL TONALE E DELLE GIUDICARIE SUD	»	71
11. - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	»	73
11.1. - IDROGEOLOGIA	»	73
11.2. - STABILITÀ DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO	»	74
12. - BIBLIOGRAFIA	»	75

1. - INTRODUZIONE

La Tavola 42 III "Madonna di Campiglio" alla scala 1:25.000, corrispondente al quadrante SO del Foglio n. 42 Malé della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, è ubicata nel Trentino occidentale (Fig. 1). La località di Madonna di Campiglio, che dà il nome alla Tavola, è situata in Val Rendena, all'estremità sud-orientale della Tavola, a quota 1500 m s.l.m.

La tavola è stata rilevata tra il 1992 e il 1997 nell'ambito della realizzazione del Foglio Malé (Progetto CARG-PAT '92), coordinata da G.V. Dal Piaz. I rilievi sono stati eseguiti da: G. Bollettinari, L. Montresor, G. Prosser, G. Rigatti e L. Selli con la collaborazione dei laureandi F. Benincasa, V. Cadrobbi, N. Capuzzo F. Ferrati, A. Lanaro, M. Leso, E. Marcato. Il rilevamento delle forme e dei depositi quaternari è stato diretto da G.B. Pellegrini, quello del substrato da S. Martin. Per quanto concerne lo studio dei depositi quaternari si ricorda che il quadrante SO della Tavola (Sezione 1:10.000 "Laghi di Cornisello") è stato oggetto di una analisi approfondita da parte di C. Baroni e A. Carton (si consulti a tale proposito la Carta Geologica della Provincia di Trento, scala 1:10.000, Sezione "Laghi di Cornisello", a cura di C. BARONI, A. CARTON, M. LESO, S. MARTIN, L. MONTRESOR & G. RIGATTI, 1998).

Queste note illustrative tengono conto dei contributi contenuti nelle note illustrative del Foglio Malé (in pubblicazione) di G.B. Pellegrini per quanto riguarda le unità quaternarie e G. Prosser per quanto riguarda la tettonica. La parte riguardante le rocce delle coperture sedimentarie e le linee tettoniche ad esse associate è a cura di L.Selli. I paragrafi concernenti il basamento Sudalpino e il plutone della Presanella sono stati integrati con ulteriori dati geologici e strutturali.

Numerose analisi alla microsonda su rocce dell'area sono state effettuate presso i laboratori del Dipartimento di Mineralogia e Petrologia di Padova, mentre le analisi chimiche e le datazioni geocronologiche sono state eseguite presso il laboratorio dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse CNR - Area della Ricerca, Pisa.

L'area in esame si estende tra importanti linee tettoniche regionali appartenenti al Lineamento Periadriatico (Linea del Tonale, Linea delle Giudicarie e Linea del Sabion), e vi affiorano sia rocce intrusive (la Tavola comprende gran parte del Plutone della Presanella) che rocce del basamento cristallino (rispetti-

vamente Austroalpino e Sudalpino) e, in minor misura, le coperture sedimentarie mesozoico-cenozoiche delle Alpi Meridionali.

Un inquadramento geologico generale di questo settore delle Alpi centro-orientali è esposto in dettaglio nelle note illustrative dei fogli n. 42 Malé e n. 59 Tione di Trento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, a cui si rimanda per ulteriori dettagli.

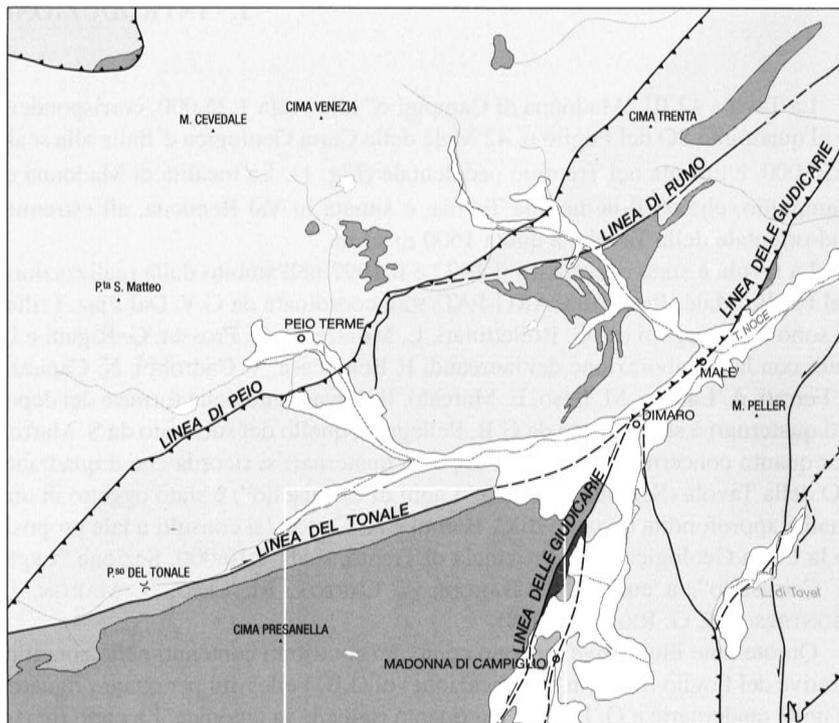


Figura 1 - Schema di inquadramento regionale alla scala 1:300.000. La zona delimitata corrisponde all'area della Tavola Madonna di Campiglio. Per la legenda si veda la Carta Geologica.

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

La Tavola 42 III Madonna di Campiglio della Carta Geologica della Provincia Autonoma di Trento, alla scala 1:25.000, comprende un'area di alta montagna che si estende in gran parte nel massiccio della Presanella (Cima Presanella è situata immediatamente a ovest di questa Tavola). In essa sono rappresentate per intero, un brevissimo tratto dell'alta Val Vermigliana (nel settore nord occidentale della tavola), con direzione OSO-ENE, due valli tributarie: la Val Piana e la Val Fazzon, entrambe non rappresentate per intero, un tratto dell'alta Valle di Campiglio, con direzione NNE-SSO, e un tratto della sua tributaria Val Nambrone con andamento N-S (queste ultime nel settore sud orientale della Tavola).

La Tavola Madonna di Campiglio è quindi attraversata in direzione est-ovest dalla linea spartiacque tra il bacino del Torrente Vermiglio e quello del Torrente Sarca di Campiglio; lo spartiacque è costituito dalla cresta rocciosa che collega le cime d'Amola (3269 m), Denza (3115 m), Scarpacò (3252 m), Corni di Venezia (2958 m), Cima di Bon (2901 m), Cima Giner (2357 m), Baselga (2800 m), Lastè (2770 m) e Cima Artuic (2609 m).

La sezione settentrionale della Tavola comprende il versante destro della Valle Vermigliana e della Val di Sole, dove quest'ultima rappresenta la prosecuzione della prima, a partire dalla confluenza con la Val di Peio. Queste valli caratterizzate da andamento prevalente est-ovest sono tipiche valli glaciali caratterizzate da un fondovalle piuttosto ampio con fianchi asimmetrici. Il fianco sinistro, esposto a sud è caratterizzato da scarsi depositi glaciali, mentre il versante destro, esposto a nord, si distingue per l'abbondanza di questi.

3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nella Tavola 42 III Madonna di Campiglio affiora estesamente il plutone della Presanella (occupa circa tre quarti della Tavola stessa). L'area descritta nella Tavola è compresa tra due importanti lineamenti tettonici appartenenti al Lineamento Periadriatico: la Linea del Tonale a nord e il sistema delle Giudicarie ad est. La Linea del Tonale costituisce il limite tettonico tra il dominio settentrionale Austroalpino e il dominio Sudalpino delle Alpi Meridionali.

Nel settore nord-occidentale della Tavola, a nord della Linea del Tonale affiora la porzione sommitale della Falda denominata Austroalpino Superiore costituita da unità di crosta inferiore attribuite alla Falda del Tonale, mentre la porzione inferiore, costituita da unità di crosta medio-superiore (Falda dell'Ortles), non affiora in questa Tavola. A sud della Linea affiorano il basamento Sudalpino delle Alpi Meridionali, costituito da scisti di medio e basso grado metamorfico di età pre-permiana, rocce eruttive permiane, successioni meso-cenozoiche delle Dolomiti di Brenta (comprese in minima parte nella Tavola) e il plutone tonalitico della Presanella, appartenente al batolite terziario dell'Adamello.

Nel settore sud-orientale della Tavola, il sistema di faglie delle Giudicarie, orientato circa NNE-SSO separa il plutone della Presanella ed il basamento Sudalpino dalle coperture meso-cenozoiche del Gruppo di Brenta. Il sistema delle Giudicarie comprende due faglie maggiori: la faglia delle Giudicarie, che separa il basamento Sudalpino dalle tonaliti, e più ad est, la Linea del Sabion, che separa il basamento Sudalpino dalle successioni mesozoiche del Gruppo dei Brenta. Le porzioni orientale e settentrionale del plutone della Presanella sono caratterizzate dalla presenza di una marcata foliazione tettonica nelle tonaliti, estesa per alcuni chilometri. Le tonaliti foliate sono tagliate dalla Linea delle Giudicarie (Fig.1).

4. - STUDI PRECEDENTI

Gli studi più antichi nell'area risalgono alla fine dell'Ottocento e riguardano prevalentemente il batolite dell'Adamello e il suo limite settentrionale. Il basamento cristallino e le coperture meso-cenozoiche sono state studiate in epoche più recenti.

4.1. - IL BATOLITE DELL'ADAMELLO

L'Adamello fu oggetto di studio da parte di VOM RATH (1864) che per primo pubblicò una descrizione petrografica delle litologie (conìò anche il termine "tonalite"). Successivamente SALOMON (es., 1891a,b,c; 1908-1910) approfondì la conoscenza delle rocce del batolite dell'Adamello e delle rocce incassanti (si vedano i suoi contributi sul metamorfismo di contatto del 1894, 1895, 1896) e pubblicò la prima carta geologica alla scala 1:75.000 del batolite assieme alla monumentale monografia "*Die Adamellogruppe*" (1910-1912) in due volumi. TRENER nel 1906 pubblicò uno studio sul versante settentrionale della Presanella con una carta alla scala 1:100.000 e nel 1908 HAMMER E TRENER pubblicarono la carta geologica "*Bormio und Passo del Tonale*" n° 78, della Carta Geologica Austriaca alla scala 1:75.000. La prima carta geologica italiana dell'area dell'Adamello, alla scala 1:100.000 fu realizzata nel 1953 da GB DAL PIAZ *et al.*, (1953).

Nel primo e secondo dopoguerra, ricercatori dell'Università di Padova svolsero sistematiche ricerche petrografiche e rilevamenti geologici a varie scale nelle aree del Corno Alto, Monte Ospedale, Gruppo di Re di Castello e Adamello Centrale (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937a,b; 1948a,b; 1950; FENOGLIO, 1939; BIANCHI *et al.*, 1970; COLBERTALDO, 1942, 1943, 1950, 1952; DAL PIAZ *et al.*, 1953; MALARODA, 1954; LOCARDI, 1958; FERRARA, 1962; CALLEGARI, 1963; BORSI *et al.*, 1966; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973) (Fig. 2).

Negli anni '80 venne dato un nuovo impulso alle ricerche geologiche sull'Adamello e aree circostanti (BRACK, 1981, 1985, BRACK *et al.*, 1985; CALLEGARI, 1985), agli studi geocronologici (BORSI *et al.*, 1966; CORTECCI *et al.*, 1979; DEL MORO *et al.*, 1985a), geochimici (DEL MORO *et al.*, 1985 b; MACERA *et al.*, 1985) e microchimici (JOBSTRAIBIZER *et al.*, 1985).

Negli ultimi decenni rilevatori padovani diretti da A. Bianchi e Gb. Dal Piaz hanno completato il rilievo ex novo dell'intero Gruppo Adamello-Presanella e realizzato una nuova carta geologica alla scala 1:50.000, nuovamente aggiornata da diplomandi e dottorandi del Politecnico Federale di Zurigo, diretti da V. Trommsdorff (si vedano le referenze in CALLEGARI & BRACK, 2002), da laureandi dell'Università di Padova (BENINCASA, 1996; GIORIO, 1995; LANARO, 1995; LESO, 1995; MARCATO, 1995; ZATTIN, 1995), ricercatori (MARTIN *et al.*, 1996; ZATTIN *et al.*, 1995) con la collaborazione dei rilevatori del Servizio Geologico (BARONI *et al.*, 1998; MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Recentemente, ricercatori del Politecnico di Zurigo hanno prodotto nuovi dati geocronologici riguardanti il versante settentrionale del batolite dell'Adamello (HANSMANN, 1986; HANSMANN & OEBERLI, 1991, VIOLA, 2000).

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PADOVA - Volume XXVII.

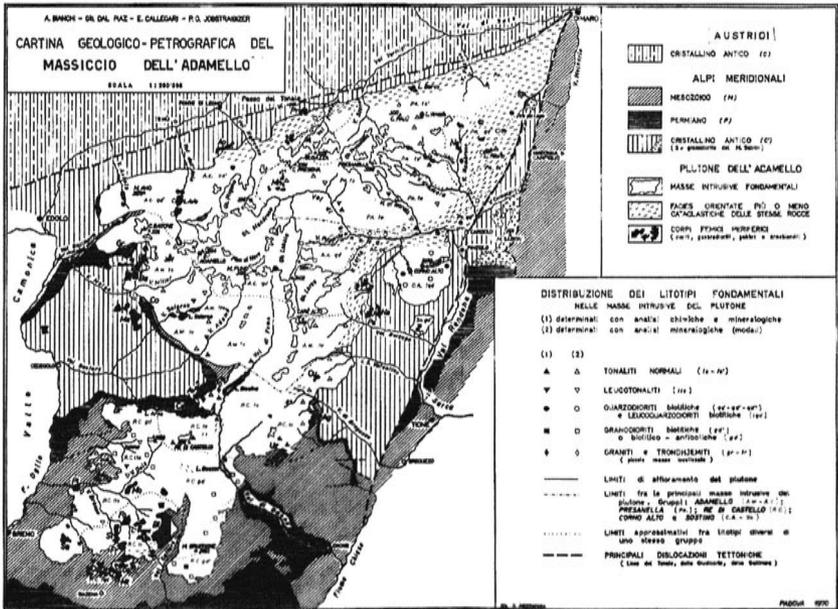


Figura 2 - Carta geologico-petrografica del batolite dell'Adamello secondo Bianchi et al. (1970).

4.2. - IL BASAMENTO AUSTRALPINO

Il basamento della Falda del Tonale fu oggetto di studio da parte dei geologi già dall'Ottocento (HAMMER, 1899, 1902, 1905; HAMMER & TRENER, 1908; SCHMIDEGG, 1936; DAL PIAZ Gb. 1942). TRENER (1908) nella carta geologica dell'area "Bormio und Passo Tonale" caratterizzò, dal punto di vista litologico il

basamento Austroalpino della Falda del Tonale in Valle Vermigliana. Successivamente questo stesso basamento venne rilevato e studiato in dettaglio da ANDREATTA (1935; 1948a,b; 1951a,b; 1954) che rielaborò i dati nel foglio geologico 1:100.000 "Cevedale" (1954). Per primo egli distinse all'interno della Falda del Tonale le unità d'Ultimo e del Tonale s.s. sulla base delle caratteristiche litologiche e della storia metamorfica, distinzione che venne accettata anche dagli autori successivi (HERZBERG *et al.*, 1977; HOINKES *et al.*, 1993).

L'assetto della Falda del Tonale tra il Brennero e l'Engadina era stato tratteggiato già all'inizio del secolo scorso da TERMIER (1903, 1904, 1905) e da STAUB nella carta tettonica delle Alpi Svizzere alla scala 1:250.000 (1921a, 1921b), nelle sezioni geologiche alla scala 1:150.000 (STAUB, 1924, Fig. 3) e nella sintesi sulle Alpi del 1924. Staub aveva distinto le Falde Austroalpine, in base al criterio di sovrapposizione, in Falde Inferiori, Medie e Superiori; questa suddivisione non fu condivisa da DAL PIAZ GB. (1936, 1937) che invece le raggruppò in due sistemi: Superiore e Inferiore. I ricercatori svizzeri e austriaci continuarono a basare l'attribuzione delle unità metamorfiche austroalpine sui criteri proposti da Staub (es. TOLLMANN, 1987), i ricercatori di scuola italiana basarono invece le attribuzioni sulla suddivisione proposta da DAL PIAZ GB. (es. POZZI, 1965; ARGENTON *et al.*, 1980, DAL PIAZ G.V. *et al.*, 1988). Entrambe le suddivisioni comunque attribuiscono la Falda del Tonale all'Austroalpino Superiore, per la sua posizione sommitale nella pila delle falde alpine.

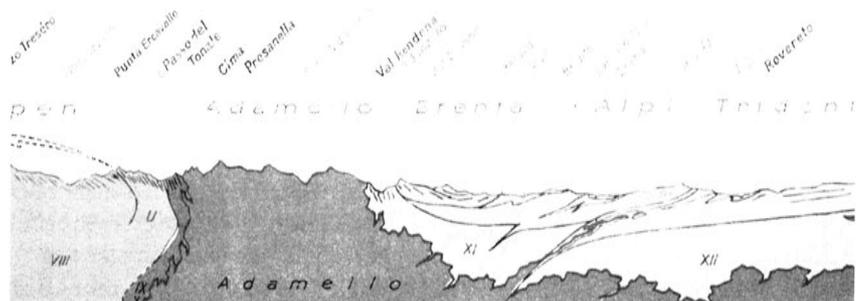


Figura 3 - Profilo attraverso le Alpi di Staub (1924), alla scala 1:250.000.

Numerosi studi di petrologia metamorfica sono stati svolti in tempi più recenti sulle rocce del settore nord-orientale della Falda del Tonale dove i relitti della storia paleozoica sono meglio conservati. Le pubblicazioni in cui si fa menzione anche all'unità del Tonale sono: MORTEN *et al.*, 1976; HERZBERG *et al.*, 1977; BENCIOINI & POLI, 1993; GODARD *et al.*, 1993; HAUZENBERGER *et al.*, 1993; HOINKES & THÖNI, 1993; MARTIN *et al.*, 1993; GODARD *et al.*, 1996;

MARTIN *et al.*, 1998b). Questi lavori evidenziano le caratteristiche litostratigrafiche e l'evoluzione metamorfica del basamento dell'unità del Tonale e consentono il confronto con analoghe unità del basamento Sudalpino delle Alpi Lombarde e Piemontesi, quali gli Scisti dei Laghi, la Zona Strona Ceneri e la Zona di Ivrea (si vedano MARTIN *et al.*, 1998b; HANDY *et al.*, 1999, per una sintesi), come già suggerito da LAUBSCHER (1991) (Fig. 4).

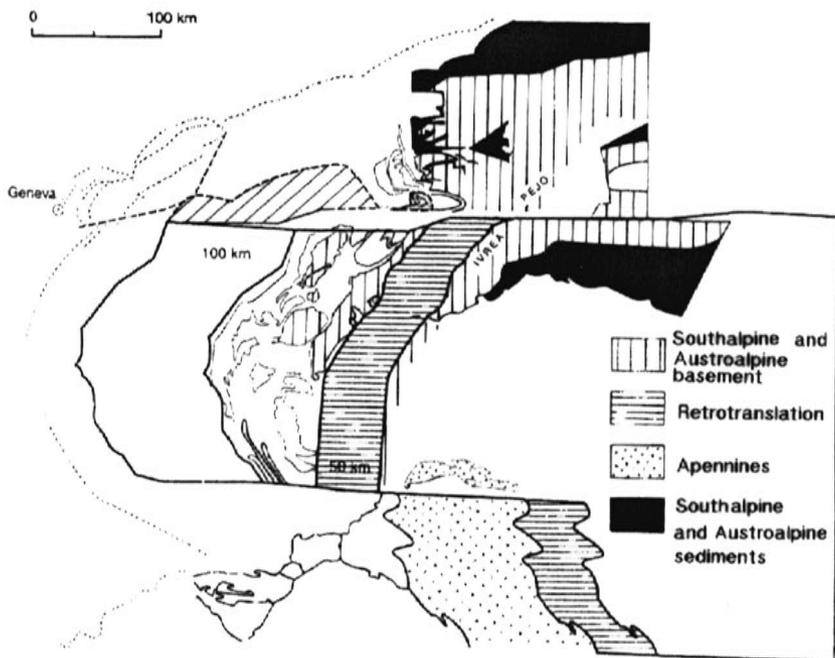


Figura 4 - Ricostruzione paleogeografia di un tratto delle Alpi Centrali secondo Laubscher (1991).

4.3. - IL BASAMENTO SUDALPINO

Gli studi più antichi sul basamento Sudalpino nell'area della Tavola risalgono a SALOMON (1908-1910) che distinse gli scisti di Edolo da quelli di Rendena, e a TRENER (1911) che descrisse il basamento in cui è intruso l'Adamello come un complesso unitario costituito da gneiss, micascisti e filladi. Successivamente COLBERTALDO (1942) distinse le filladi della Val Rendena dai paragneiss della Val Germenega (vedi il contiguo Foglio Tione di Trento) separati da una fascia di quarziti. Nel 1950, BIANCHI e GB DAL PIAZ, descrissero con ampio dettaglio le litologie della Val Rendena e il metamorfismo di contatto intorno al Corno Alto

(vedi Foglio Tione di Trento). JUSTIN VISENTIN e ZANETTIN (1968) e ROSSI (1970) descrissero invece il basamento della Val Borzago e l'aureola metamorfica di contatto indotta dalle masse basiche terziarie della Val Borzago. BORIANI e GIOBBI ORIGONI (1982) determinarono le condizioni di pressione e temperatura del metamorfismo prealpino e dell'aureola metamorfica di contatto indotta dal plutone terziario del Corno Alto. Recentemente nell'ambito della cartografia geologica il basamento Sudalpino della Val Rendena è stato studiato dal punto di vista microchimico da MONTANA (1995), ZATTIN (1994) e GIORIO (1995), mentre il basamento Sudalpino della Val di Sole è stato studiato da WERLING (1992) e LANARO (1995).

4.4. - I DEPOSITI QUATERNARI E GLACIOLOGIA

Nell'area della Presanella i lavori più antichi sulle morfologie e i depositi glaciali risalgono a RICHTER (1888). Successivamente MERCIAI (1923, 1930) misurò la variazione del limite delle nevi su ghiacciai del gruppo dell'Adamello con esposizione a sud tra cui il Cornisello e l'Amola. In particolare i suoi dati si riferiscono agli anni 1923 e 1924 per i ghiacciai dell'Adamello e agli anni 1925 - 1929 per quelli della Presanella. Tutti i dati nivologici sulla Presanella esistenti all'inizio del secolo scorso furono presi in considerazione nell'elaborazione di una carta glaciologica da parte LICHTENECKER (1936). Nuovi calcoli sul limite climatico delle nevi nel gruppo della Presanella furono eseguiti da SEGRE (1948) e SAIBENE (1953) sui ghiacciai del versante occidentale dell'Adamello e da MALARODA (1948) sul morenico stadiale nella zona del Passo del Tonale.

Frammentarie notizie sulla distribuzione delle coperture detritiche e glaciali, più o meno particolareggiate sono riportate anche in altri lavori geologici (si vedano ANDREATTA, 1943, 1948a, 1951b; G. DAL PIAZ, 1953; GB. DAL PIAZ, 1936).

Infine una revisione dei dati e un lavoro di dettaglio sui depositi glaciali e sullo stato dei ghiacciai stadiali nel 1957 è stata realizzata da Castiglioni nel 1961, per il Gruppo Adamello-Presanella,

Recentemente nuovi studi sui ghiacciai della Presanella sono stati realizzati da BARONI & CARTON (1996) nell'alta Val di Genova e da BARONI *et al.*, (1998) nell'area dei Laghi di Cornisello.

4.5. - LA TETTONICA

L'assetto del Lineamento Periadriatico, denominato anche "confine Alpino-Dinarico" (TERMIER, 1903, 1905) ed esteso dal Piemonte alla Slovenia, venne studiato da numerosi autori (SALOMON, 1908-1910; GB. DAL PIAZ, 1926; DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS 1931; GB. DAL PIAZ, 1934; EXNER, 1976, SCHMID *et al.*, 1989). Il Lineamento comprende differenti segmenti di faglie che furono attivi in tempi diversi dopo l'appilamento delle Falde alpi-

ne maggiori tra l'Oligocene-Miocene inf. (Faglie del Tonale e della Pusteria) e il Miocene sup. (Linea delle Giudicarie) (LAUBSCHER, 1991). A nord del Lineamento affiorano le Falde Austroalpine caratterizzate da vergenza verso nord e sovrainpronta metamorfica alpina (THÖNI, 1981; MARTIN *et al.*, 1991), a sud affiorano invece unità di basamento e copertura Sudalpine delle Alpi Meridionali caratterizzate da vergenza verso sud e blanda sovrainpronta metamorfica alpina (BRACK, 1981). Il basamento Austroalpino della Falda del Tonale che affiora a nord del lineamento, era stato considerato come la zona di radice delle grandi falde settentrionali della Silvretta e dell'Ötztal (TERMIER, 1903, 1905; STAUB, 1924; CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS, 1931 e GB DAL PIAZ, 1936).

Negli ultimi anni i ricercatori svizzeri e germanici hanno approfondito gli studi microstrutturali sulle miloniti associate alla Linea del Tonale (MENDUM, 1976; ZARSKE, 1988; MARTIN *et al.*, 1991; WERLING, 1992; VIOLA, 2000; STIPP, 2001, STIPP & SCHMID, 1998, STIPP *et al.*, 2002). Nuove datazioni Rb-Sr e Ar-Ar sulle miloniti e sulle pseudotachiliti associate alla faglia hanno consentito di datarne l'attività tra l'Oligocene e il Miocene inf. (DEL MORO dati inediti; VIOLA, 2000; MÜLLER, 1998; MÜLLER *et al.*, 2001).

Alcuni autori hanno analizzato le caratteristiche cinematiche e strutturali del sistema delle Giudicarie evidenziandone l'attività transpressiva sinistra nel tratto settentrionale fino al plutone della Presanella, e l'attività prevalente di faglia inversa nel tratto meridionale, a sud di Tione di Trento (TREVISAN, 1939; CASTELLARIN *et al.*, 1987, 1992; WERLING, 1992; CASTELLARIN *et al.* 1993; MARTIN *et al.*, 1996, 1998a; PROSSER, 2000, 2001).

La Linea del Sabion e la Linea della Pala dei Mughì (sistema delle Giudicarie) furono descritte per la prima volta da CASTELLARIN (1972) come un importante sovrascorrimento del plutone ercinico del Dos del Sabion sul Flysch Cretacico Sup. - Eocenico la prima, e come limite del bacino del Flysch della Val d'Agola (Flysch Insubrico *auct.*), la seconda.

L'assetto tettonico della fascia settentrionale della Presanella venne analizzato per la prima volta da TRENER (1906) che vi descrisse le tonaliti foliate e successivamente ri-analizzato da BIANCHI *et al.* (1970), WERLING (1992), MENDUM (1976), MARTIN *et al.* (1991), PROSSER (1990), che discussero le relazioni tra la messa in posto del plutone e le faglie alpine.

Recenti studi microstrutturali hanno messo in evidenza la presenza di zone di taglio duttili, a prevalente movimento sinistro, in facies anfibolitica nell'ambito delle tonaliti del Plutone di Avio, generate da giunti disposti *en echelon* intrusi da filoni pegmatitici (PENNACCHIONI, 2003) (l'area studiata è immediatamente a ovest di quella qui considerata).

La foliazione che caratterizza le tonaliti ai margini orientale e meridionale è stata recentemente descritta da LESO (1995) e MONTRESOR e RIGATTI (1995) come una foliazione tettonica. DI TORO & PENNACCHIONI (2003) hanno inoltre

evidenziato lungo la faglia della Val di Genova (margine meridionale del plutone della Presanella, immediatamente a S di questa Tavola) la presenza di frequenti ultracataclasiti e pseudotachiliti.

Nuove analisi strutturali alla grande scala sono state condotte sull'intero plutone utilizzando immagini Landsat-TM. Queste hanno evidenziato la presenza di zone di frattura concentrate sui margini settentrionale e meridionale del plutone orientate prevalentemente da ENE-OSO a E-O. Solo alcuni sistemi minori sono orientati N-S e NE-SO (MASSIRONI, 1999, report interno del Servizio Geologico di Trento).

5. - BASAMENTO AUSTRALPINO

5.1. - FALDA DEL TONALE

Si tratta di un frammento di crosta continentale profonda di alto grado che affiora a nord della Linea del Tonale. In Val di Non, a est di Dimaro, esso sovrascorre il Flysch insubrico di età cretacea lungo la Linea delle Giudiacarie (SANTINI & MARTIN, 1988).

L'impronta metamorfica dominante è prealpina, anche se le età radiometriche Rb/Sr ottenute sulle miche (THÖNI, 1981, 1999 con rif. bibl.) coprono un intervallo temporale molto ampio e sono riferibili all'evoluzione tettono-metamorfica tra il Carbonifero e il Cretaceo inferiore, senza evidenza di distinti cicli orogenetici come suggerito nelle classiche interpretazioni delle Alpi Orientali (SASSI & ZIRPOLI, 1980, con rif. bibl.).

Nell'ambito di questo complesso di basamento, su base litologica e tettono-metamorfica, da ANDREATTA (1954) sono state distinte due unità: l'Unità d'Ultimo/Ulten (non affiorante nella Tavola Madonna di Campiglio, si vedano il Foglio Geologico 1:50.000 Malè e le relative note illustrative) e l'Unità del Tonale (*Tonalescheifer* di SALOMON, 1908-1910). L'Unità d'Ultimo conserva relitti locali di alta pressione, mentre l'Unità del Tonale conserva esclusivamente relitti di alta temperatura (GODARD *et al.*, 1996; MARTIN *et al.*, 1998b; DEL MORO *et al.*, 1999).

Unità del Tonale

L'Unità del Tonale è costituita da un complesso di paragneiss a due miche granato e sillimanite e micascisti, con *fabric* in facies anfibolitica di età prealpina, passanti localmente a tipi migmatitici (MARTIN *et al.*, 1998b). Il complesso contiene intercalazioni di gneiss anfibolici, anfiboliti a plagioclasio \pm granato, anfiboliti ultrafemiche, serpentiniti, marmi e rocce metasomatiche a pirosseno, quarziti, ortogneiss granitici e pegmatiti (HAMMER, 1905; HAMMER & TRENER, 1908; ANDREATTA, 1951a, 1954; MENDUM, 1976; RONCHI, 1987b; MARTIN *et al.*, 1991; MARTIN & PROSSER, 1993; MARCATO, 1995). Le rocce ultrafemiche sono rappresentate da serpentiniti, talora a talco \pm clorite, tremolite, magnetite e rari relitti di ortopirosseno e olivina (RONCHI, 1987) e da oficalciti. Le serpentiniti della Val di Sole contengono alcuni filoni rodingitici (MARCATO, 1995) ad anfi-

bolo pargasitico, granato ricco in grossularia, epidoto, clinopirosseno, ilmenite e hercinite (MARTIN *et al.*, 1998b).

Il complesso è intruso da pegmatiti e granitoidi di età ignota, in parte antecedenti al picco metamorfico varisco, in parte successivi e forse riferibili al Permiano per analogia con le plutoniti della Valtellina datate da DEL MORO & NOTARPIETRO (1987). I granitoidi sono abbondanti in prossimità della Linea del Tonale, dove sono generalmente trasformati in miloniti nastriformi di età alpina, a clorite, sericite, albite e quarzo, note localmente come Gneiss di Stavel (TRENER, 1906; MARTIN *et al.*, 1991; WERLING, 1992; MARCATO, 1995).

Nel settore meridionale dell'unità si osservano numerose bande di deformazione e marcata retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, talora a cloritoide (a nord di Vermiglio) larghe da pochi metri a qualche decina di metri (THÖNI, 1981; MARTIN *et al.*, 1991, 1998b), con frequenti segni di riattivazione fragile (cataclasi, pseudotachiliti). Queste zone di taglio sono alpine e, a partire dall'Oligocene superiore, avrebbero accomodato, parte del movimento trascorrente destro della Linea del Tonale (LAUBSCHER, 1988, 1991; MARTIN *et al.*, 1991). Vi sono tuttavia indizi di un'attività più antica, suggerita da un'età di 53 ± 0.6 Ma (Rb-Sr, biotite-roccia totale; DEL MORO dati inediti), ottenuta su una zona di taglio con pseudotachiliti nei pressi del paese di Vermiglio.

5.1.1. - PARAGNEISS A SILLIMANITE (TTP)

I paragneiss a sillimanite affiorano limitatamente all'estremo settore nord occidentale della Tavola, in sinistra e destra orografica della Val Vermiglio.

Il tipo dominante è un paragneiss in facies anfibolitica, grana media, talora struttura anastomosata. L'associazione mineralogica più diffusa è data da plagioclasio (An_{20-47}), biotite, muscovite, granato e sillimanite, saltuario K-feldspato, raramente conservato (frequenti mirmekiti) (MARTIN *et al.*, 1998b); come accessori sono presenti zircone, apatite, ilmenite e rutilo (Foto 1). Raramente è stata osservata anche la presenza di staurolite (in prossimità della Linea di Peio). La sillimanite è prevalentemente fibrolitica, più raramente prismatica; nel primo caso essa è generalmente associata a biotite. Il granato si presenta in piccole dimensioni (1-2 mm) ed è generalmente subidiomorfo.

Queste rocce mostrano una blanda retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, verosimilmente alpina, localizzata nelle fasce in cui si concentra la deformazione. Si osservano generalmente la sostituzione di biotite e granato da parte di clorite, la blastesi di plagioclasio albitico a spese di un plagioclasio più calcico, e in minor misura, lo sviluppo di cloritoide a spese di sillimanite, biotite e/o granato. Si nota nelle rocce retrocesse, oltre ad una parziale obliterazione della paragenesi di facies anfibolitica, una rilevante riduzione della grana. La retrocessione metamorfica porta alla formazione di micascisti ricchi in clorite ed epidoto.

I paragneiss contengono lenti decimetriche di gneiss pegmatoidi e livelli tabulari decimetrico-decametrici ricchi in quarzo, d'aspetto massivo.



Foto 1 - Paragneiss a sillimanite. La sillimanite si presenta in genere nella varietà fibrolitica (sezione sottile a nicols paralleli). Ampiezza della microfotografia: 5mm.

5.1.2. - ORTOGNEISS GRANITICI E APLITICI (TTO, TTO_a)

Corpi lentiformi metrico-decimetrici di ortogneiss granitici ed aplitici sono presenti un po' dovunque all'interno del complesso dei paragneiss a sillimanite. Sono più frequenti le varietà pegmatoidi, più rare quelle occhiadine. Sono costituiti da plagioclasio, quarzo, K-feldspato, mica bianca ± biotite ± granato.

Gli Gneiss di Stavel (TTO_a) costituiscono un corpo unitario che si estende per alcuni chilometri in Val di Sole, a ridosso della Linea del Tonale. Si tratta di una roccia occhiadina a grana vistosa (pegmatoidi nelle zone meno deformate, lontane dalla Linea del Tonale), con cristalli di K-feldspato (microclino) pluricentimetrici, quarzo, mica chiara, plagioclasio, clorite ed epidoto (Foto 2a).

Gli Gneiss di Stavel, grazie alla posizione strutturale a ridosso della Linea del Tonale, sono caratterizzati da foliazione milonitica penetrativa e marcata lineazione di allungamento. Queste caratteristiche e la diminuzione della grana diventano più evidenti avvicinandosi al lineamento stesso. La foliazione milonitica è caratterizzata dalla presenza di indicatori cinematici quali strutture S-C e *shear bands* (Foto 2b) che inequivocabilmente indicano un movimento di taglio destro.



Foto 2a - *Gneiss di Stavel a struttura milonitica con porfiroclasti centimetrici di feldspato.*



Foto 2b - Gneiss di Stavel in sezione sottile (nicols incrociati): i porfiroclasti sono costituiti da microclino e quarzo. Le shear bands indicano un movimento destro. Ampiezza della microfoto: 5mm.

5.1.3. - MARMI (TTM)

I marmi impuri (TTM) e minori fels a grana grossa ad anortite e clinopiroseno formano orizzonti discontinui entro gli gneiss di alto grado (Rio di Barco; MARCATO, 1995). L'impronta metamorfica dominante è prealpina. I fels a clinopiroseno e anortite sono interpretati come il prodotto di reazione metasomatica tra i marmi e gli gneiss incassanti. Nei marmi sono presenti calcite, clinopiroseno (Di_{46-70} , Hd_{52-30}), plagioclasio calcico, granato (es., $Gross_{90-85}$, Alm_{5-10} , $Andr_4$), clinozoisite, titanite, tremolite e quarzo, in rapporti modal variabili. In molti casi i marmi sono associati a quarziti ad anfibolo, clorite e granato più o meno ricco in manganese (MARTIN *et al.*, 1998b).

In aree esterne alla Tavola in oggetto (Val di Peio, si vedano le note riferite alla Tavola Peio, in stampa), ai marmi sono associate numerose mineralizzazioni a pirite e magnetite che erano coltivate già in epoca romana (ANDREATTA, 1948a; 1954).

5.1.4. - ANFIBOLITI (TTA)

Analogamente a quanto avviene per gli ortogneiss appena descritti anche le anfiboliti affiorano in corpi lenticolari di dimensioni in genere limitate parallelamente alla scistosità regionale, intercalate ai paragneiss. Un corpo più esteso affiora a ridosso degli Gneiss di Stavel. L'associazione mineralogica di que-

ste rocce è data da orneblenda, plagioclasio, quarzo \pm granato (ricco in grossularia) \pm biotite, rarissimi relitti di clinopirosseno. Tra gli accessori sono presenti minerali opachi, carbonato e titanite. Non di rado si osserva che il plagioclasio e il clinopirosseno sono sostituiti da epidoto s.l.. Le anfibolite hanno struttura a bande definita dall'alternanza di livelli millimetrico-centimetrici ad anfibolo, epidoto e scarso plagioclasio e di livelli a prevalenti plagioclasio e quarzo (Foto 3). Vi sono inoltre piccole lenti di anfibolite massicce a grana medio-grossa e struttura flaser, talora con relitti di una originaria tessitura gabbroide (strada che da Volpaia conduce al Lago di Barco, q 1420m e q 1520m), alcune lenti hanno composizione quarzodioritica (l.s.). Sulla base delle analisi chimiche, queste rocce appaiono aver subito trasformazioni metasomatiche (MARCATO, 1995). Alcune intercalazioni di gneiss anfibolici, mostrano una percentuale significativa di biotite.

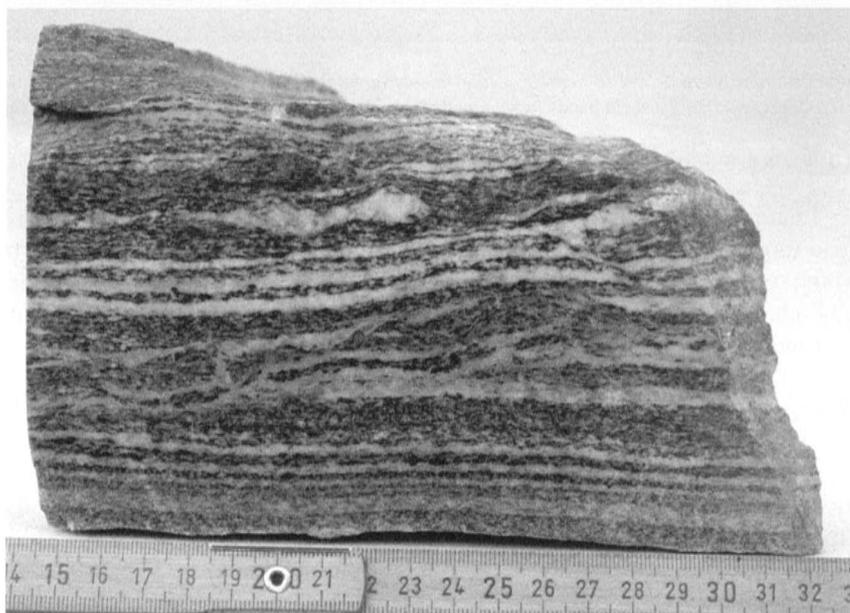


Foto 3 - Anfibolite a plagioclasio e relitti di clinopirosseno.

5.1.5. - SERPENTINITI (TTD₁)

Formano una sottile scaglia sulla destra idrografica della Val Vermigliana, lungo la strada forestale che da Loc. Volpaia sale verso i Masi di Palù. È costituita da serpentino (oltre il 90%) con clorite e carbonati in percentuali variabili. La roccia ha colore verde-nerastro, si presenta tettonizzata ed è facilmente sfaldabile.

5.1.6. - FILONI ANDESITICI E BASICI INTRUSI NEL BASAMENTO AUSTRALPINO (fa)

Alcuni corpi filoniani di spessore decimetrico affiorano nel basamento Austroalpino lungo la strada tra Volpaia e Rio di Barco, lungo la strada carra-reccia che conduce da Malga Valpiana a Nuova Malga del Dosso e in Val Fazzon a q 1130m. Si tratta di filoni andesitici (l.s.) a struttura porfirica, massa di fondo grigio-chiara e fenocristalli da millimetrici a centimetrici di anfibolo e più raro plagioclasio. Tagliano la scistosità principale con andamento N 230-260° (MARCATO, 1995). In particolare, il filone affiorante tra Volpaia e Rio di Barco era già stato descritto da MALARODA nel 1950.

6. - ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali comprendono il basamento Sudalpino costituito dagli Scisti della Val di Sole e da Scisti della Val Rendena intrusi da granitoidi permiani e filoni basici/intermedi di età sconosciuta, dal plutone terziario della Presanella e da un corteo di filoni acidi e basici (complesso magmatico dell'Adamello), ricoperto da serie permo-cenozoiche, non metamorfiche. Nel settore della Val di Sole queste ultime sono rappresentate da sottili scaglie tettonizzate di conglomerati, arenarie e quarziti (MALARODA, 1952). A ovest del Passo del Tonale le scaglie di copertura comprendono anche elementi dolomitici; esse potrebbero essere messe in relazione con le coperture delle Alpi Meridionali.

Nel settore orientale della Tavola Madonna di Campiglio affiorano le serie triassiche della Dolomia Principale, calcari e torbiditi carbonatiche (Calcare del Sarca, Calcare di Zu, Calcare di Zorzino) e i Flysch cretacico-terziari della Val d'Agola (CASTELLARIN 1977; CASTELLARIN *et al.*, 1993), parte integrante del Gruppo di Brenta.

In quest'area le linee tettoniche delle Giudicarie e del Sabion (dirette NNE) separano il blocco orientale, ribassato, ove sono esposte le coperture mesozoiche delle Dolomiti di Brenta e il blocco occidentale, sollevato, costituito dagli scisti Sudalpini e dal plutone oligocenico della Presanella.

6.1. - IL BASAMENTO SUDALPINO

Il basamento delle Alpi Meridionali è caratterizzato da rocce con metamorfismo regionale pre-permiano (varisico) che, a grandi linee, decresce di grado dal settore lombardo, in facies anfibolitica, a quello veneto-friulano in facies scisti verdi e di anchizona (BIGI *et al.*, 1990). Nell'area dell'Adamello il basamento è costituito dagli scisti di medio basso grado noti come Scisti della Val Rendena e Scisti della Val di Sole, affioranti in modo discontinuo nelle valli omonime. Si tratta di micascisti a granato e staurolite, scisti filladici, con intercalazioni di gneiss quarzoso-feldspatici, quarziti e rari cloritoscisti.

I micascisti sono derivati da sedimenti pelitico-arenitici che hanno subito un metamorfismo regionale pre-permiano e, successivamente, una sovrainpronta

termometamorfica prodotta dai plutoni e apofisi permiani e dall'intrusione oligocenica della Presanella.

Gli Scisti della Val Rendena affiorano tra la Linea del Sabion ed la linea delle Giudicarie, in buona parte elisi dalla Linea stessa (MARTIN *et al.*, 1991; PROSSER, 1990; MARTIN *et al.*, 1996). Si tratta di piccoli ed isolati affioramenti di micascisti a staurolite e granato, con rare intercalazioni di scisti ad attinoto e clorite. I rari affioramenti di micascisti mostrano una intensa retrocessione e deformazione da duttile (raramente conservata) e fragile (dominante) (Villaggio Patascoss). Gli scisti sono intrusi da piccole apofisi di graniti e leucograniti, noti come graniti del Monte Spolverino e di Madonna di Campiglio (CASTELLARIN *et al.*, 1993) rispettivamente in Val Meledrio e nella Valle di Campiglio. Le datazioni Rb/Sr su mica bianca/roccia totale e biotite/roccia totale hanno dato età permiana (Rb/Sr, rispettivamente 279 ± 3 Ma e 238 ± 2 Ma, MARTIN *et al.*, 1996) e sono correlabili ai corpi intrusivi del Dos del Sabion (Rb/Sr, Mica bianca/roccia totale 271 ± 3 Ma, 272 ± 3 Ma, biotite/roccia totale e Caderzone (biotite/roccia totale 267 ± 3 Ma). Gli Scisti della Val Rendena mostrano una sovraimpronta metamorfica di contatto (biotite, andalusite, alterazione dei minerali femici) indotta dalle apofisi permiane.

Gli Scisti della Val di Sole costituiscono una fascia di micascisti filladici \pm grafitici e quarziti in facies scisti verdi affioranti in modo molto discontinuo tra la Linea del Tonale e il margine settentrionale del plutone della Presanella. In tutti gli affioramenti gli scisti sono metamorfosati per contatto dall'intrusione delle tonaliti (si veda il paragrafo relativo). Gli Scisti della Val di Sole sono intensamente deformati in condizioni duttili (miloniti) riferibili all'attività tettonica lungo la Linea del Tonale.

6.1.1. - SCISTI DELLA VAL RENDENA (SRE, SRE_b)

Micascisti a due miche, staurolite e granato, localmente quarzitici e a clorite, talora gneissici, con scistosità piana o debolmente crenulata.

Gli affioramenti più settentrionali degli scisti di Rendena, nei pressi della Linea delle Giudicarie, mostrano un'impronta metamorfica di contatto (SRE_b) a biotite e minore andalusite riferibile all'intrusione di apofisi granitiche permiane.

6.1.2. - SCISTI DELLA VAL DI SOLE (SVS, SVS_a)

Costituiscono affioramenti discontinui lungo la destra idrografica della Val di Sole, in una fascia larga poco meno di un chilometro compresa tra la Linea del Tonale ed il plutone della Presanella (ZARSKE, 1989; WERLING, 1992, LANARO, 1995; MARCATO, 1995).

L'intera fascia è caratterizzata dalla presenza di rocce milonitiche. La foliazione milonitica è in genere ben espressa e pervasiva ed è associata ad una

lineazione evidente soprattutto nei litotipi quarziticici (SVS₂). Questi hanno colore biancastro e sono costituiti da quarzo prevalente (> 90%) e mica chiara e/o sericite. La grana è decisamente minuta a causa principalmente dell'intensa deformazione milonitica; tutti gli affioramenti mostrano marcate lineazioni a quarzo e clorite dirette grosso modo E-O, associate al movimento trascorrente destro di età oligocenica della Linea del Tonale. L'analisi microstrutturale indica che la crescita dei minerali di contatto ha accompagnato lo sviluppo della foliazione milonitica (Foto 4, a).

Nelle zone relativamente lontane dal contatto intrusivo e dalla zona di faglia, meno influenzate dalla perturbazione termica, gli scisti mostrano aspetto filladico. Sono costituiti da muscovite, minore biotite, plagioclasio (albite), quarzo con crescita secondaria di sericite, clorite e carbonato.

6.1.3. - METABASITI (SVB)

Sono presenti rari e sottili corpi lenticolari di metabasiti a grana medio-fine, intercalate nei parascisti con metamorfismo di contatto, non lontano dal plutone della Presanella (LANARO, 1995). Sono costituite da orneblenda verde, epidoto, biotite ± plagioclasio, clorite, quarzo, calcite e opachi. Si osservano inoltre frequenti i fenomeni di *boudinage*.

6.1.4. - ORTOGNEISS (SVO)

Formano limitate intercalazioni tabulari entro gli Scisti della Val di Sole (Val Palù e Lago di Barco). Hanno grana medio-grossa e struttura magmatica ancora riconoscibile nonostante l'intensa deformazione milonitica-cataclastica legata all'attività della Linea del Tonale (LANARO, 1995). Sono formati da plagioclasio in parte saussuritizzato, quarzo e biotite rosso-bruna, con percentuali subordinate e variabili di K-feldspato, granato ricco in almandino, opachi e clorite (secondaria).

6.1.5. - METAMORFISMO DI CONTATTO

Lungo un profilo che attraversa gli scisti della Valle Vermigliana che bordano la tonalite a nord si osservano nell'ordine, le seguenti associazioni mineralogiche di grado crescente: associazione a clorite, a biotite, granato-andalusite, sillimanite-granato, (WERLING, 1992; LANARO, 1995; MARCATO, 1995) (Foto 4 a, b). In generale si osserva che le rocce delle aree più distali rispetto al contatto sono a grana molto fine a causa della struttura milonitica che le caratterizza. Man mano che ci si avvicina al contatto la grana aumenta per effetto della blastesi indotta dal metamorfismo di contatto e le rocce tendono ad assumere una tessitura più massiva.

Lo spessore delle zone metamorfiche sopra descritte non è assolutamente costante e varia a seconda delle aree (si veda ad es. la sezione della Val Stavel -

situata a ovest della presente Tavola - descritta da WERLING, 1992) (Fig. 5).

La zona a clorite si estende a partire dalla fascia cataclastica della Linea del Tonale e arriva fino a meno di 580 metri dal contatto del plutone con uno spessore di circa 300m. La paragenesi è data da clorite + muscovite. Sul terreno queste rocce sono verdastre ed è difficile riconoscere l'impronta di contatto, sono necessarie osservazioni in sezione sottile.

La zona a biotite si estende a partire dalla precedente per circa 200m, arrivando a poco meno di 400m dal contatto con la massa intrusiva (WERLING, 1992). In questa zona la biotite di contatto si riconosce anche macroscopicamente; le rocce assumono la caratteristica colorazione rosso-violacea dovuta all'abbondante presenza di biotite.

La zona ad andalusite si estende per circa 250m arrivando fino a circa 150m dal plutone. Le rocce presentano un aspetto decisamente massivo e la presenza di porfiroblasti di andalusite conferisce alla roccia un caratteristico aspetto a chiazze. L'associazione mineralogica comprende, oltre all'andalusite, biotite, cordierite e raro granato (Foto 4 a).

La zona a sillimanite si estende a ridosso del contatto con il plutone. In questa zona gli scisti sono caratterizzati dall'associazione sillimanite + K-feldspato. La sillimanite è presente generalmente nella varietà fibrolitica (Foto 4 b) più raramente prismatica.

Il gradiente di temperatura attraverso l'aureola di contatto è stato stimato in base alle reazioni metamorfiche che definiscono:

1) il passaggio dalla zona a clorite alla zona a biotite che avviene intorno a 380°C (WINKLER, 1979); 2) il passaggio dalla zona a biotite alla zona ad andalusite, a circa 500-550°C (SPEAR & CHENEY, 1989); 3) il passaggio dalla zona ad andalusite alla zona a sillimanite che avviene intorno a 600-630°C (CHATTERJIE & JOHANNES, 1974 e HOLDAWAY, 1971).

Le microstrutture osservate nel quarzo (es.: *bulging recrystallization*, *sub-grain rotation recrystallization*, *grain boundary migration*) nelle varie zone di contatto sono consistenti con le temperature stimate a partire dalle reazioni metamorfiche (STIPP, 2001; STIPP *et al.* 2002).

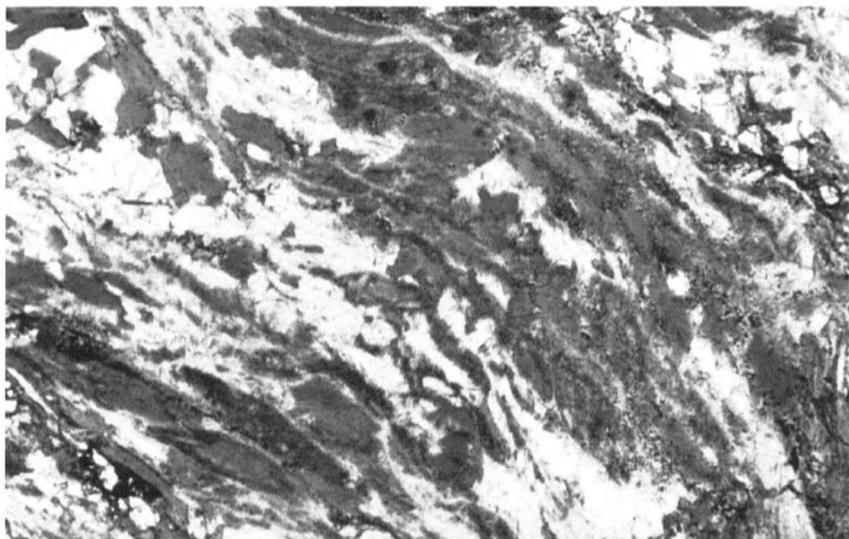
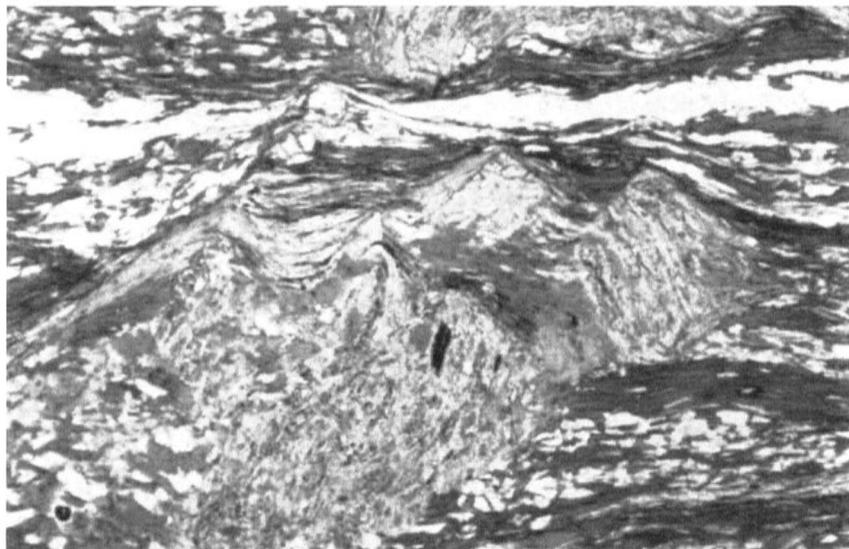


Foto 4 - a) Cornubianiti ad andalusite e biotite: la crescita dei porfiroblasti di andalusite è sin-cinetica rispetto allo sviluppo della foliazione milonitica (sezione sottile, nicols paralleli). Ampiezza della microfotografia: 5mm. b) Cornubianite a sillimanite e biotite. (sezione sottile nicols paralleli). Ampiezza della microfotografia: 2 mm.

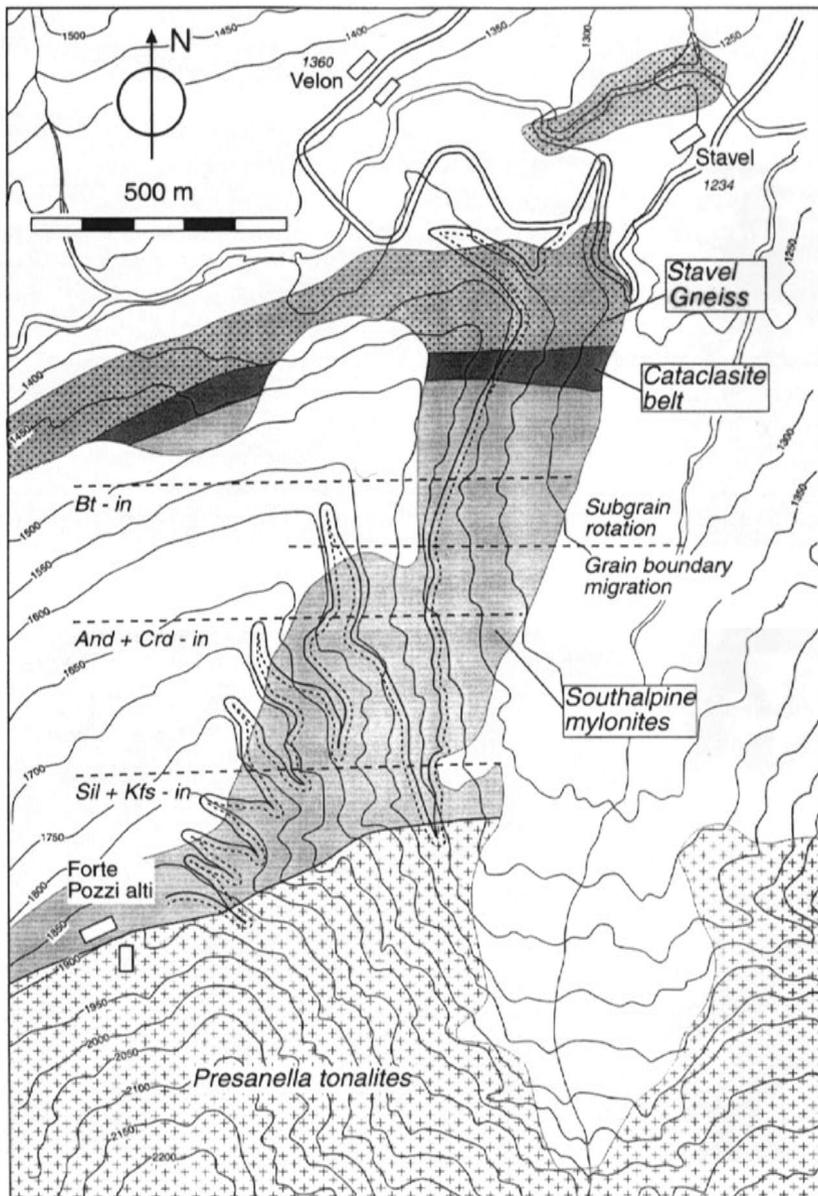


Figura 5 - Sezione perpendicolare al contatto con le tonaliti del plutone della Presanella. Sono indicate: la zoneografia del metamorfismo di contatto indotto dall'intrusione del plutone, i minerali caratteristici e i processi di ricristallizzazione dinamica del quarzo (Werling, 1992).

6.2. - INTRUSIONI PERMIANE

6.2.1. - GRANITI E LEUCOGRANITI DI MADONNA DI CAMPIGLIO (GLM)

Graniti alluminosi e leucograniti sono presenti in Val Meledrio, nella zona della Malga Zeledria (granito a muscovite; immediatamente a est della presente Tavola), presso Madonna di Campiglio (graniti e leucograniti). La roccia ha in genere grana media e tessitura isotropa ed è caratterizzata da abbondante quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite \pm mica bianca \pm granato e mostra una estesa cloritizzazione dei minerali femici. Il granito presso la Malga Zeledria ha fornito età Rb-Sr (muscovite-roccia totale) di 279 ± 3 Ma (MARTIN *et al.*, 1996).

L'affioramento più settentrionale (immediatamente a SE del Lago delle Malghette) è costituito da graniti piuttosto alterati e cataclastici a causa dell'attività della Linea delle Giudicarie. I leucograniti affioranti presso Madonna di Campiglio mostrano una deformazione di taglio accompagnata da minuta ricristallizzazione dei feldspati e sviluppo di nastri di quarzo.

6.3. - SCAGLIE PERMO - EOTRIASSICHE LUNGO LA LINEA DEL TONALE (LPT)

6.3.1. - CONGLOMERATI E QUARZITI

Piccole e discontinue scaglie di conglomerati e quarziti sono situate nell'ambito della fascia di deformazione cataclastica della Linea del Tonale a circa 900m dal contatto con il plutone, nelle dorsali tra la Val Palù e la Valle di Barco, e tra la Val Piana e la Val Fazon (versante sinistro della Val Piana). Si tratta di scaglie di pochi metri di spessore costituite da conglomerati variegati rossi, verdastri, violacei a clasti di metamorfiti scistose e di quarzo immersi in matrice arenacea, minori quarziti e arenarie (Foto 5), e piccoli *boudins* di carbonato micritico bianco.

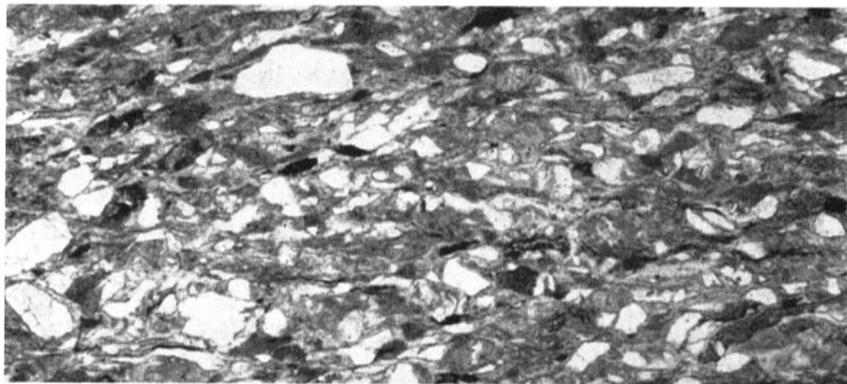


Foto 5 - Arenarie deformate tra le cataclasiti della Linea del Tonale a prevalenti clasti rotondeggianti di quarzo in matrice sericitica (sezione sottile nicols paralleli). Ampiezza della microfotografia: 5 mm.

6.4. - FILONI POST METAMORFICI (INTRUSI NEL BASAMENTO SUDALPINO) (fp).

Data la limitata estensione degli affioramenti di basamento Sudalpino, in questa Tavola risulta presente un solo filone.

Si tratta di una roccia molto alterata, a struttura debolmente porfirica. Sono presenti aggregati microcristallini costituiti prevalentemente da quarzo e calcite che verosimilmente sono mimetici su ex plagioclasio. Tali aggregati sono immersi in una matrice in cui si riconoscono individui di anfibolo aciculare immersi a loro volta in un aggregato non risolvibile al microscopio.

7. - SUCCESSIONI MESOZOICO-CENOZOICHE (a cura di L. Selli)

Le successioni sedimentarie mesozoico-cenozoiche sono presenti solo nell'angolo SE della Tavola. Gli affioramenti sono limitati per la grande abbondanza di depositi quaternari e si concentrano in gran parte nei solchi vallivi (Sarca di Campiglio e di Vallesinella) e in un lembo del versante occidentale del Monte Spinale.

Anche in un'area così limitata, le formazioni sono numerose e coprono un ampio intervallo stratigrafico compreso tra il Triassico superiore e l'Eocene medio. Ciò è dovuto in parte al complesso assetto tettonico di questa zona marcato dalla presenza delle grandi faglie regionali (Linea delle Giudicarie, Linea del Sabion e Linea della Pala dei Mughì). In particolare, in questa zona, la Linea del Sabion rappresenta il limite occidentale delle successioni sedimentarie meso-cenozoiche.

Il settore della Tavola ad est della Linea delle Giudicarie e della Linea del Sabion (Gruppo di Brenta settentrionale) presenta una stratigrafia di transizione tra il dominio della Piattaforma Veneta e quello del Bacino Lombardo, che testimonia l'attività tettonica sinsedimentaria mesozoica del settore centrale del Sudalpino. Questa fascia di transizione si distingue per la presenza contemporanea di unità di pertinenza lombarda (Calcere di Zu) e veneta (Calcarei Grigi) che hanno spessori differenti rispetto alle aree tipiche: ridotte per il Calcere di Zu e molto maggiori per i Calcarei Grigi. La transizione è caratterizzata dall'accostamento di facies bacinali (Fm. del Tofino, presente nelle Tavole adiacenti) a coeve facies di piattaforma (Calcarei Grigi e Oolite di S. Vigilio) lungo lineamenti tettonici distensivi, con una generale migrazione (nel tempo) verso est, dei depositi bacinali in trasgressione al di sopra delle piattaforme carbonatiche (per una trattazione completa dell'evoluzione mesozoica vedi le note illustrative del Foglio Malé).

7.1. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR) (*Carnico sup.*- *Norico*)

Unità di precoce istituzione (VON GÜMBEL, 1857), affiora lungo il Sarca di Vallesinella per una sezione di 500 m di lunghezza che termina contro la Linea della Pala dei Mughì. Rappresentata la parte alta dell'unità costituita da un'al-

ternanza di dolomie grigie con laminazioni stromatolitiche e di dolomicriti grigio scure massicce in strati medio-spessi. Queste associazioni sono caratteristiche degli ultimi 100 m dell'unità, riconoscibili anche nelle aree adiacenti, dove le dolomicriti si presentano più scure e bituminose (es., Grostè).

La parte inferiore dell'unità che qui non affiora, è ben stratificata e costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici. La parte media-superiore è costituita in prevalenza da banchi subtidali potenti fino a 2-3 m di dolomicriti massicce e fossilifere con minori laminita intertidali. Lo spessore totale della formazione e i suoi limiti non sono affioranti, ma sono ricostruibili sulla base delle successioni presenti nelle Tavole adiacenti. Lo spessore è valutabile tra 1200 e 1500 m. Il limite superiore è dato dalla comparsa delle dolomie nere del Calcare di Zorzino; il limite inferiore è verosimilmente con la Formazione di Breno.

I fossili sono rari; sono presenti impronte di *Megalodontidi* (*Megalodon Gümbeli*) e Gasteropodi (*Wortenia escherii*) e fantasmi di alghe e foraminiferi.

L'ambiente di formazione è attribuito ad una piana tidale molto ampia, come documentano le strutture di contrazione presenti nelle stromatoliti (*tepee, sheet crack*), battuta da tempeste che producevano spesso il rimaneggiamento delle lamine sottostanti fino a creare vere brecce a clasti piatti. Gli intervalli scuri a tetto si sono formati all'interno di deboli depressioni controllate strutturalmente in un periodo di minore produttività carbonatica.

7.2. - CALCARE DI ZORZINO (ZOR) (*Norico*)

Questa unità venne proposta da ASSERETO & CASATI (1965) per descrivere i calcari della sponda occidentale del Lago d'Iseo. Nell'area compresa nel Foglio Malè questa unità non era stata descritta precedentemente. Un piccolo lembo del Calcare di Zorzino affiora invece sul versante destro della bassa Vallesinella. È costituito da una monotona successione di calcari micritici dolomitizzati e di dolomicriti nere in strati di spessore variabile da 1-2 cm a 40-50 cm con subordinati sottili livelli di peliti nere d'interstrato. Rare laminazioni parallele sono state osservate in calcari dolomitici a tessitura più grossolana. Lo spessore è qui di circa 50 m, ma verso sud-est (fuori della Tavola) aumenta sino a circa 250 m.

I limiti non affiorano, quello inferiore è con la Dolomia Principale, quello superiore è contraddistinto dalla comparsa delle peliti scure della base del Calcare di Zu.

Questa formazione viene attribuita alla parte alta del Norico non essendo stati riconosciuti fossili all'interno che consentissero differenti attribuzioni. L'ambiente di formazione era un bacino intrapiattaforma eteropico con la parte alta della Dolomia Principale e rifornito dai carbonati prodotti da quest'ultima.

Il bacino di Vallesinella è limitato verso est dal Fascio di faglie distensive dei Casinei, contro le quali i depositi del Calcare di Zorzino raggiungono il massimo spessore, indicando un'attività sinsedimentaria della faglia stessa.

7.3. - CALCARE DI ZU (?*Norico sup.* - *Retico*)

Questa unità è stata formalizzata da GNACCOLINI (1968) per descrivere la "facies carpatica del Retico" dei precedenti Autori. È sviluppata soprattutto nel Bacino Lombardo e presenta forti analogie con i *Kössen Schichten* dell'Austroalpino. È stata suddivisa in due membri, come già suggerito da MASETTI *et al.*, (1985) e BORSATO *et al.*, (1994).

7.3.1. - MEMBRO DEL GROSTÈ (ZUU₁)

Affiora in un piccolo lembo a sud di Madonna di Campiglio in sinistra Sarca. Le condizioni di affioramento sono pessime in quanto si presenta fortemente tettonizzato e cataclastico.

Questa unità è costituita da un'alternanza di calcari micritici grigio scuri, marne ed argilliti nere in strati da sottili a spessi, organizzati in pacchetti con tendenza verso l'alto all'ispessimento degli strati calcarei ed alla diminuzione di frequenza e spessore delle marne ed argilliti. I calcari sono ricchi di bivalvi; spesso sono presenti coralli coloniali. Le argilliti scure sono presenti solo nella parte bassa (nei primi metri) dell'unità. Il suo spessore è valutabile intorno a 60-70 m, sebbene i limiti non affiorino. Nelle aree adiacenti il limite inferiore è conforme sopra il Calcare di Zorzino e quello superiore, diacrono, con il Membro di Tremalzo, coincide con la comparsa dei primi carbonati di piana tidale.

Questo intervallo è assai ricco di fossili: nelle argille basali sono presenti bivalvi di ambiente salmastro (*Modiola minuta* e *M. rhaetica* Leps., *Cyrena rhaetica* Leps. E *Cerithium hemes* d'Orb., TREVISAN, 1939). Negli intervalli carbonatici sono invece frequenti organismi marini con *Rhaetina gregaria* (Suess) e Chaetetidi, nonché coralli del genere *Thecosmilia*, e crinoidi. Per la presenza di queste forme l'età proposta è Retica, anche se non è da escludere che la base possa appartenere al Norico superiore.

L'ambiente di deposizione è interpretato come una rampa digradante verso ovest battuta da frequenti tempeste, come documentano le abbondanti lumachelle e le strutture tipo *hummocky* (MASETTI *et al.*, 1985).

7.3.2. - MEMBRO DI TREMALZO (ZUU₃) (*Retico*)

Affiora lungo il Sarca di Campiglio e al limite orientale della Tavola, a monte di Madonna di Campiglio.

Questa unità è formata da calcari e calcari dolomitici grigi e grigio scuri in strati medi e spessi con rari interstrati argillitico-marnosi, via via meno frequenti verso l'alto. Si riconosce ancora nella organizzazione degli strati una tendenza all'aumento di spessore verso l'alto. Sono frequenti le fenestrate e le stromatoliti, spesso deformate da strutture di contrazione, e brecce a clasti piatti. I bivalvi, rappresentati per lo più da megalodonti, sono poco abbondanti. Tali associa-

zioni sono riconoscibili a Madonna di Campiglio.

Lungo il Sarca, l'unità si presenta tettonizzata e l'unica litologia riconoscibile è costituita da calcari scuri in strati medi con dispersi granuli carbonatici ed ooidi in abbondante matrice micritica.

Lo spessore dell'unità è di circa 150 m. I limiti non sono affioranti, quello inferiore con il Membro del Grostè e quello superiore con il Calcare del Sarca sono entrambi gradualmente. Da un punto di vista paleontologico l'unità è abbastanza povera, con rari megalodonti e, negli strati a tessitura grossolana, foraminiferi tra cui la *Triasina hantkeni* (Hazon), tipico fossile del Retico.

Questa unità si è deposta in una piana tidale che tendeva a progredire sulla precedente rampa costituita dal Membro del Grostè (MASETTI *et al.*, 1985; STEFANI & GOLFIERI, 1989), interessata da eventi ad alta energia (tempestiti) come suggerito dalla presenza di breccie a clasti piatti e dalle lenti di sabbie oolitiche (lobi di *spillover*). Mostra analogie con il Calcare di Dachstein delle Dolomiti orientali e con la serie di Tremona del Bacino Lombardo occidentale.

7.4. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI (*Retico sup.-Pliensbachiano sup.*)

Costituisce la successione più rappresentativa del Brenta settentrionale, oggetto di numerosi lavori che hanno permesso di ricostruire l'evoluzione Liassica del margine occidentale della Piattaforma Veneta, affacciato sul dominio pelagico del Bacino Lombardo. Il più antico lavoro è probabilmente quello di BOEHM (1884), mentre i più significativi tra quelli recenti sono di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971), CASTELLARIN, (1972), MASETTI *et al.*, (1996) e COBIANCHI & PICOTTI (2001). Questa unità viene proposta con il rango di Gruppo per poter elevare al rango di Formazioni i precedenti Membri descritti dagli Autori.

7.4.1. - CALCARE DEL SARCA (FSR) (*Retico sup.-Sinemuriano inf.*)

Termine formazionale utilizzato per descrivere la successione basale nota anche come Membro Inferiore dei Calcari Grigi di Noriglio *Auct.*, corrispondente alla "Facies calcareo-dolomitica" o "Retico superiore" di TREVISAN (1939). Affiora al limite est della Tavola dove forma il ripido versante ovest del Monte Spinale.

Questa formazione è costituita da calcari grigio chiari, per lo più micritici e/o dolomitici in strati spessi, con giunti di strato localmente poco evidenti. Le micriti sono caratterizzate dalla presenza di fenestrate dovute a bioturbazione. Alle micriti, a volte stromatolitiche, si alternano strati più grossolani con bioclasti ed oncoidi a supporto di matrice e paleosuoli rossi, localmente ospitati, come sedimento interno, in cavità di dissoluzione. Lo spessore della formazione è di circa 500 m, e dipende dal tasso di subsidenza tettonica liassica dei diversi com-

parti del bacino; nella zona in esame, ad ovest della Linea della Vedretta dei Camosci (vedi Tavola Lago di Tovel) raggiunge il massimo spessore.

Il limite (non affiorante) inferiore con il Membro di Tremalzo del Calcarea di Zu è graduale, quello superiore è di norma netto e segnalato dalla comparsa delle tessiture oolitiche del Calcarea Oolitico di Loppio (non affiorante nella Tavola).

Il contenuto fossile è costituito da molluschi, per lo più frammentati, foraminiferi Valvulinidi e Lituolidi primitivi e alghe, tra cui: *Thaumatoporella parvovesciculifera* (Raineri), *Cayeuxia cf. piaie* (Frollo), *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia). L'ambiente di formazione di questa unità era una piana tidale di ampie dimensioni

7.5. - MAIOLICA (MAI) (*Titoniano sup. - Aptiano inf.*)

Questo termine è in uso da quasi due secoli nella letteratura geologica per descrivere le successioni di calcari bianchi a grana fine del Cretaceo inferiore.

La Maiolica affiora lungo il Sarca di Vallesinella entro una scaglia tettonica compresa tra la Dolomia Principale e la Formazione di Val d'Agola, lungo la Linea della Pala dei Mughi.

L'unità è formata da calcari micritici a grana finissima grigi in strati sottili e medi ondulati a giunti stilolitici neri, ricchi di selce nera e giallastra in noduli e letti, con rari interstrati marnosi grigio scuri. Contiene abbondanti Radiolari e Tintinnidi; nella parte superiore compaiono i primi Foraminiferi planctonici (tipo Hedbergelle).

A causa dell'intensa deformazione, lo spessore non è definibile; dovrebbe aggirarsi intorno a 50 m in analogia alla situazione descritta nella Tavola Pinzolo.

I limiti non sono osservabili. In base alle successioni affioranti nei settori meridionali (Tavola Pinzolo), il limite inferiore, con il Selcifero Lombardo (nonostante la locale interposizione di brecce poligeniche: Breccia di Ballino) e il limite superiore con la Scaglia Variegata Alpina sono entrambi netti.

L'ambiente di sedimentazione era un altofondo pelagico scarsamente rifornito da sedimento e reso instabile dalla tettonica.

7.6. - FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG) (*Cretaceo sup. - Eocene medio*)

Questa unità, costituita da depositi in prevalenza terrigeni di mare profondo, venne proposta da CASTELLARIN (1972). Affiora in un'area ristretta lungo il Sarca di Campiglio e di Vallesinella al limite meridionale della Tavola, tra la Linea del Sabion e la Linea della Pala dei Mughi, (CASTELLARIN *et al.*, 1993). Il contatto basale non è affiorante, ma analogamente a quanto avviene a sud, nella Tavola Pinzolo, l'unità dovrebbe sovrapporsi alla Scaglia Variegata Alpina.

Tale unità è stata suddivisa in tre membri (di cui solo gli ultimi due affioranti nella Tavola): i primi due vennero riconosciuti e descritti da CASTELLARIN

(1972), mentre il terzo venne riconosciuto da TREVISAN (1939) e PICCIONI (1989) e descritto dettagliatamente da CAPUZZO (1995).

7.6.1. - MEMBRO B (VAG₂) (*Campaniano- Maastrichtiano*)

Corrisponde alla Formazione di Val d'Agola Membro superiore secondo CASTELLARIN (1972). Lungo il Sarca di Vallesinella e di Campiglio, affiora solo la parte alta dell'unità, costituita da arenarie e siltiti rossastre intercalate a marne calcaree grigio-verdastre e a sottili livelli di calcareniti torbiditiche. Questo membro affiora ampiamente nella Tavola Pinzolo dove è caratterizzato da alternanze di strati torbiditici a biocalcareniti, arenarie e areniti ibride di composizione mista terrigeno-carbonatica, intercalate a marne in facies di Scaglia Rossa nella parte inferiore della successione e a marne calcaree grigie in quella superiore. Sono presenti anche diversi livelli conglomeratici a clasti arrotondati di quarzo, selci, rocce metamorfiche, vulcaniti, calcari micritici e dolomie. Lo spessore totale è di almeno 350 m. Il limite inferiore, con il Membro A, affiora nell'area contigua descritta nella Tavola Pinzolo e corrisponde al primo livello di conglomerati che sfuma verso l'alto in un potente corpo torbiditico biocalcarenitico canalizzato lenticolare. Il limite superiore, graduale è in corrispondenza della scomparsa delle marne e siltiti rossastre, e della comparsa di marne bruno-nerastre.

Il membro è ricco di foraminiferi: *Dicarinella asymmetrica* (Sigal), *Globotruncana stuartiformis* (Dalbiez), *G. contusa* (Cushman), *G. conica* (White) (CASTELLARIN, 1972), che permettono l'attribuzione al Campaniano-Maastrichtiano.

L'ambiente di formazione corrispondeva ad un settore di transizione tra la scarpata e la piana di bacino ove tendevano ad accumularsi depositi torbiditici alimentati dalla catena alpina posta a nord, come indicato dalle direzioni di flusso. I solchi profondi riempiti dal materiale torbiditico venivano creati dall'attività di faglie normali sinsedimentarie cretache come la Linea della Pala dei Mughì. L'unità è correlabile con le successioni Campaniano-Maastrichtiano delle Prealpi Lombarde (Pietra di Credaro, Flysch di Bergamo, Formazione di Piano di Brenno) e costituisce il deposito sinorogenico di avanfossa indeformato della catena eoalpina, antecedentemente all'intrusione dell'Adamello. Questa unità, unitamente al Membro A, è anche indicata come Flysch Insubrico (CASTELLARIN, 1977).

7.6.2. - MEMBRO C (VAG₃) (*?Paleocene-Eocene medio*)

Affiora lungo il Sarca di Campiglio in modo discontinuo ed è fortemente tettonizzato, a causa dalla Linea del Sabion. È formato da marne calcaree grigie e nere in strati mal definiti con sottili intercalazioni di calcari micritici a globigerine e biocalcareniti nummulitiche torbiditiche grossolane, con noduli di calcari

micritici. Un livello vulcanoclastico costituito da sabbie andesitiche, di spessore decimetrico è presente a quota 1190.

Lo spessore è valutabile intorno a 100-150 m. Il limite superiore non è osservabile. Le associazioni planctoniche a *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Acarinina bullbrooki* (Bolli) e radiolari, e le associazioni a *Nummulites sp.*, *Asterigerina sp.*, *Discocyclusina sp.* sono riferibili alla parte alta dell'Eocene inferiore e all'Eocene medio (PICCIONI, 1989; CAPUZZO, 1995). La presenza di depositi del Paleocene non è documentata.

8. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Il *Sistema magmatico Periadriatico* (SALOMON, 1897) è rappresentato da plutoni, filoni e locali vulcaniti affioranti lungo una fascia che si estende per oltre 700 km su entrambi i lati dell'omonimo lineamento tettonico, dalla bassa Valle d'Aosta al Bacino Pannonico (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; BIGI *et al.*, 1990). Ha età oligocenica, in prevalenza attorno a 32-31 Ma, con l'unica eccezione di alcuni corpi meridionali dell'Adamello, di età eocenica (42-38 Ma) (Fig. 6). Il magmatismo ha affinità calcicalina ed è riferibile a processi di fusione parziale di sorgenti mantelliche, anomalizzate in precedenza da fluidi rilasciati da zone di subduzione di età prealpina e/o alpina (DEL MORO *et al.*, 1985a e b; MACERA *et al.*, 1998). I fusi, di origine mantellica (ULMER, 1992) si sono evoluti in camere magmatiche insediate nella crosta profonda delle Alpi Meridionali, nel settore interno della catena alpina, ove hanno subito processi di cristallizzazione frazionata e contaminazione crostale di varia entità.

8.1. - BATOLITE DELL'ADAMELLO

Il batolite dell'Adamello è il più esteso complesso intrusivo Periadriatico ed è formato da vari plutoni di prevalente composizione tonalitico-quarzodioritica, con piccoli corpi gabbrici nel settore meridionale. Nel batolite sono stati definiti vari gruppi magmatici (BIANCHI *et al.*, 1970, Fig. 2), in parte riconducibili a plutoni indipendenti in base alle relazioni di intrusione e agli inclusi. È stata ricostruita una sequenza di eventi intrusivi di età eocenico-oligocenica, basata su numerose datazioni radiometriche (CALLEGARI & DAL PIAZ., 1973; BRACK, 1985; CALLEGARI, 1985; DEL MORO *et al.*, 1985a, b; MACERA *et al.*, 1985; CALLEGARI & BRACK, 2002). Si tratta di intrusioni superficiali con età di raffreddamento progressivamente più giovane da SO (Re di Castello, 42-40 Ma) verso NE (Presanella, 33-29 Ma) (Fig. 6), ciascuna con una propria storia di evoluzione magmatica e di contaminazione crostale. Per maggiori dettagli si vedano i lavori citati e le note dei Fogli Malè, Monte Adamello e Tione di Trento.

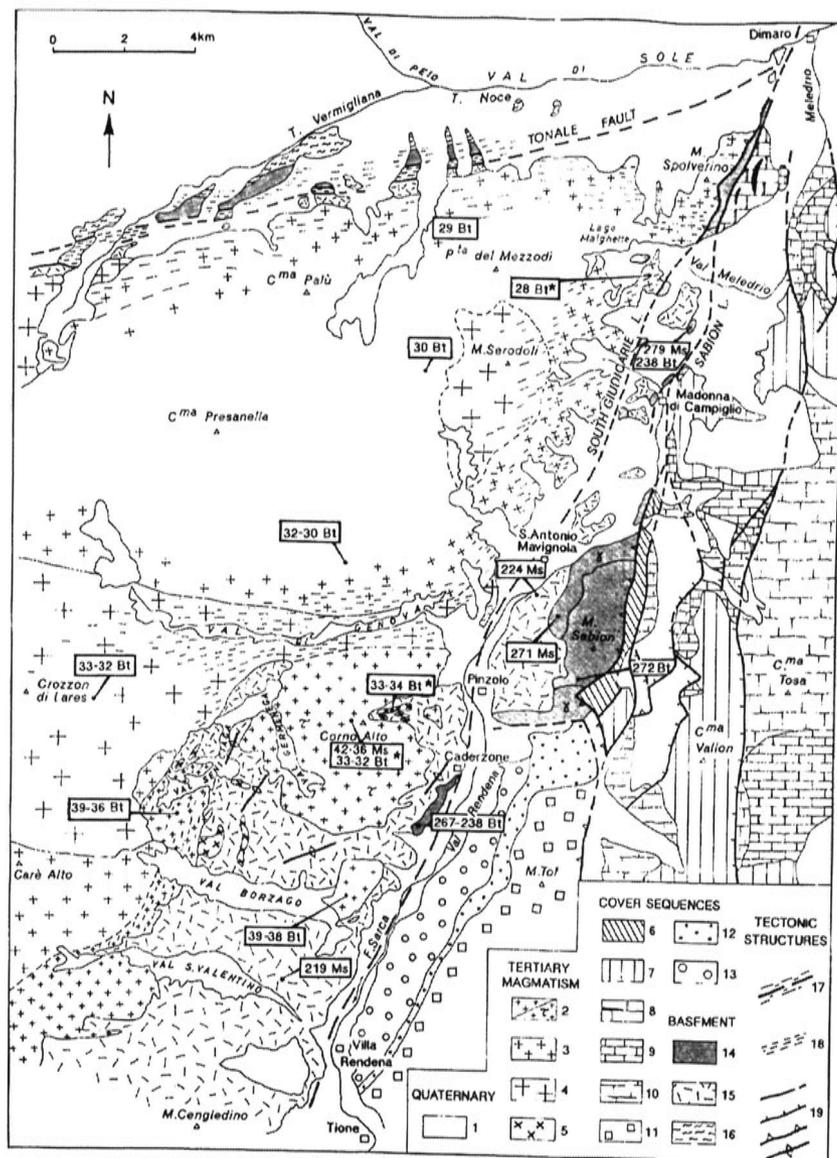


Figura 6 - Schema generale del settore orientale del batolite dell'Adamello con indicate le età di raffreddamento eocenico-oligoceniche (Macera et al., 1985 e Del Moro et al., 1985). Con asterisco sono indicate le età nuove (Martin et al., 1996). Sono riportate anche le età di raffreddamento ottenuto con il metodo Rb-Sr dalle rocce del basamento Sudalpino e dei corpi permiani.

Plutone della Presanella (Età radiometrica 29-33 Ma)

È il corpo più settentrionale del batolite ed ha età oligocenica (DEL MORO *et al.*, 1985). Dal punto di vista geografico è delimitato dalla Val di Sole (nord), dalle Valli Meledrio e Campiglio (est), dalla Val di Genova (sud, Foglio Tione) e dalla direttrice M.Mandrone-P.Pisgana-Lago Scuro (ovest, Foglio Adamello).

Nell'area della Tavola Madonna di Campiglio è esposta più della metà del plutone della Presanella.

Nella Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella (AA.VV., 1998; CALLEGARI & BRACK, 2002) sono stati distinti, nell'ambito del plutone, tre tipi di tonalite: la Tonalite dell'alta Val Nambrone, la Tonalite della Presanella nord-orientale e la Tonalite della Presanella Centrale. La Tonalite della Presanella nord-orientale e la Tonalite della Presanella Centrale sono rocce orneblendico-biotitiche a grana medio-grossa e struttura da isotropa (zone interne) a foliata talora cataclastica (zone marginali); la Tonalite dell'alta Val Nambrone è una roccia più leucocratica delle precedenti ed è definibile come una leucotonalite.

Le Tonaliti della Presanella Centrale e della Presanella nord-orientale non sono distinguibili in campagna, se non per una minima differenza di grana. Al microscopio invece, nelle Tonaliti della Presanella centrale gli anfiboli presentano spiccato pleocroismo e marcata zonatura, la biotite mostra marcato pleocroismo sui toni marrone (BIANCHI *et al.*, 1970; AA.VV., 1998; CALLEGARI & BRACK, 2002).

La parte del plutone rappresentata nella Tavola Madonna di Campiglio è costituita sostanzialmente da due tipi magmatici: la Tonalite della Presanella Centrale e la Leucotonalite della Val Nambrone, distinguibili sul terreno per le diverse dimensioni dell'anfibolo magmatico (che sono decisamente ridotte nel secondo caso) e per l'indice di colore. I due litotipi sono legati da rapporti transizionali. Il litotipo (distinto in carta) di transizione tra le due costituisce una fascia più o meno estesa secondo le zone.

La gran parte delle tonaliti è caratterizzata da una marcata foliazione secondaria riscontrabile in gran parte dell'area, sia al margine settentrionale (Val di Sole), orientale (Valle di Campiglio) e meridionale (Val di Genova, Foglio Geologico Tione di Trento). L'estensione delle aree interessate dalla foliazione di parecchi chilometri (si veda il paragrafo relativo).

8.1.1. - TONALITE DELLA PRESANELLA CENTRALE (PPC, PPC₂)

Questa roccia è a grana media o medio-grossa ed è costituita da plagioclasio, quarzo, orneblenda e biotite, con raro K-feldspato identificabile al microscopio. Il plagioclasio è abbondante, idiomorfo e di notevoli dimensioni (fino a 1.5 cm), in genere fresco o poco saussuritizzato. Anche l'anfibolo è piuttosto abbondante, idiomorfo e lungo sino a qualche centimetro, con rapporto base-altezza di 1/3 - 1/5. La biotite è frequente e spesso riunita in pacchetti. La composizione mine-

ralogica è costante, con la sola eccezione delle dimensioni dell'anfibolo, che decrescono nella fascia settentrionale (larga circa 2 km) rispetto al resto del plutone. La roccia è sempre fresca, tranne nelle bande con intensa deformazione cataclastica caratterizzate da incremento della clorite a spese della biotite e di clinozoisite a spese del plagioclasio. Una foliazione pronunciata caratterizza buona parte del corpo tonalitico: a volte essa è così penetrativa da conferire alla roccia un aspetto gneissico. Solo nel settore ristretto della zona dei Laghi di Cornisello la tonalite è isotropa (Foto 6).

I nuclei di concentrazione femica (di tipo microdioritico l.s.) sono abbondanti. In carta sono indicate le zone in cui la tonalite è ricca di inclusi (PPC_a). Essi sono costituiti da plagioclasio, orneblenda e biotite ed hanno in genere grana fine, talora mostrano una struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di anfibolo; in alcune zone (Lago Ritorto, Val Fazzon, Val Gelada) sono state osservate anche concentrazioni di anfibolo pluricentimetrico. Nelle tonaliti foliate i nuclei femici sono appiattiti ed assumono una tipica forma a pizza (MONTRESOR & RIGATTI, 1995).

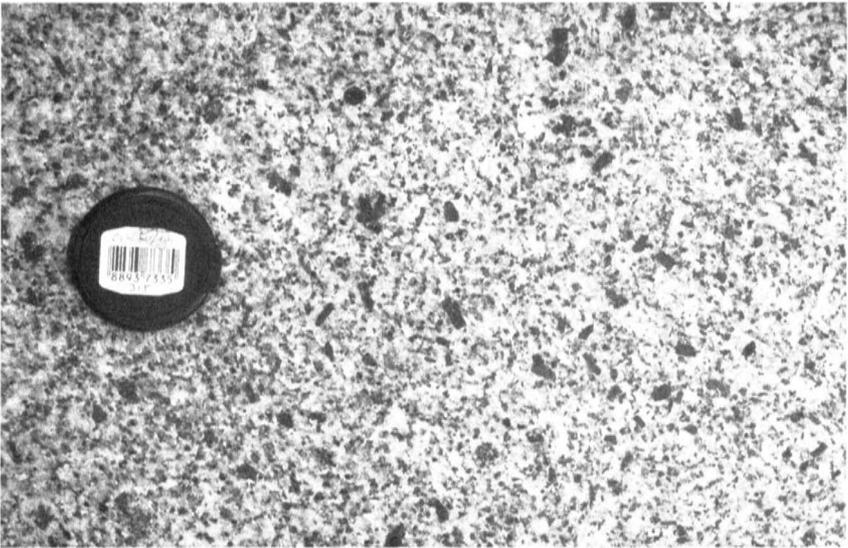


Foto 6 - Tonalite della Presanella Centrale nei pressi dei Laghi di Cornisello, dove la tonalite si presenta in genere isotropa.

8.1.2. - LEUCOTONALITE DELLA VAL NAMBRONE (PPN, PPN_a)

Affiora sul versante orientale della Presanella, cominciando dalla Val Nambrone e nell'area compresa tra i laghi Nambrone, Ritorto, Nambino e delle Malghette. La roccia ha grana media ed è costituita da biotite, anfibolo, plagio-

clasio, quarzo, talora abbondante, scarso K-feldspato. L'anfibolo ha colore nero e dimensioni in genere ridotte (0.5 cm in media, rari individui di 1.5 cm), la biotite è bruna con riflessi rossastri, brillante, spesso disposta in pacchetti. Rispetto alle tonaliti (PPC), le leucotonaliti hanno una maggiore tendenza leucocratica. È caratterizzata da marcata foliazione tettonica (Foto 7) che taglia i limiti tra i vari corpi ignei e i filoni.

Il limite tra tonaliti (PPC) e leucotonaliti (PPN) non è netto, ma caratterizzato da una litofacies di transizione (PPN_a). In prossimità del limite con le tonaliti, è sviluppata una fascia potente da pochi metri (Lago Ritorto) a qualche centinaio di metri (caso prevalente) di leucotonalite in cui la biotite tende a prevalere nettamente sull'anfibolo che è di piccole dimensioni (Val Nambrone, Lago Gelato e Tre Laghi). Il contenuto in quarzo decresce e compaiono grandi individui isolati di anfibolo che diventano via via più frequenti.

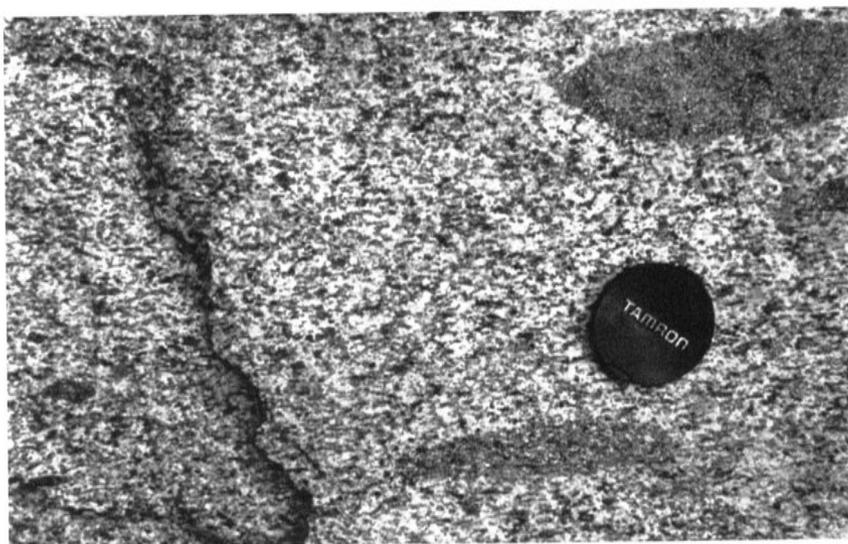


Foto 7 - Leucotonalite della Val Nambrone con inclusi microdioritici appiattiti sul piano della foliazione.

8.1.3. - FILONI LEUCOCRATICI (fl)

I filoni leucocratici sono in genere di piccole dimensioni e con spessore che solo raramente supera il metro. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, scarso K-feldspato (in plaghe allotriomorfe visibili al microscopio) e biotite in percentuale inferiore al 5%. Si tratta generalmente di trondhjemitite a grana generalmente medio-fine e, più raramente, di apliti e pegmatiti. Sia la tonalite incassante che i filoni leucocratici sono foliati.

8.1.4. - FILONI INTERMEDIO BASICI (fi)

I filoni e i piccoli corpi anfibolico-plagioclasici sono più rari dei precedenti e di modesto spessore; sono caratterizzati da una matrice di plagioclasio, anfibolo ± biotite a grana fine e, talora, da fenocristalli centimetrici di anfibolo e/o plagioclasio che a volte marcano deboli strutture di flusso.

9. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE

9.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE

L'area compresa nella Tavola Madonna di Campiglio è una tipica area di alta montagna con quote che vanno da 3269 m di Cima d'Amola fino a quote che in corrispondenza dei paesi di Vermiglio e Madonna di Campiglio, si aggirano intorno ai 1150-1200m e i 1500 m ca, rispettivamente. Una gran parte della tavola (senz'altro più di tre quarti di essa) comprende zone a quote superiori a 1800 metri.

La distribuzione dei depositi quaternari è influenzata direttamente dall'assetto altimetrico morfologico della zona. Al di sopra dei 2000 metri (nei due terzi dell'intera Tavola) si può osservare che il substrato affiora in modo consistente ed è mascherato esclusivamente dalle falde detritiche e dai depositi glaciali. A quote inferiori, tra i 2000 e i 1800 metri, la copertura vegetale si fa più consistente e diffusa e compaiono estesi boschi di conifere e prati che coprono il substrato roccioso. La copertura boschiva è particolarmente diffusa sul versante esposto a nord della Val Vermigliana dove la morfologia è dolce e caratterizzata dalla presenza consistente di depositi glaciali di notevole potenza.

Le distinzioni operate nell'ambito dei depositi quaternari seguono criteri lito-morfogenetici. I depositi sono indicati con colori di base giallo e verde chiaro e sovrassegni che evidenziano i diversi tipi di sedimenti. Il colore di base fornisce un'indicazione di massima relativa all'età dei depositi. In verde chiaro vengono indicati i depositi più antichi legati ad eventi che risalgono all'ultima grande espansione glaciale (Ultimo Massimo Glaciale: U.M.G.) e alle sue fasi finali, e, limitatamente a pochi affioramenti (Brecce di Campiglio; ?Pliocene-Pleistocene), ad eventi precedenti. In colore giallo chiaro sono indicati i depositi relativi ad eventi attuali, glaciali e non, riferibili a condizioni climatiche analoghe a quelle odierne (età Olocene-Attuale).

La presenza in questa zona di estese aree glacializzate per lunghi periodi del Pleistocene ha fortemente condizionato sia la morfologia dell'area che le caratteristiche dei sedimenti quaternari, infatti, i depositi glaciali sono quelli maggiormente diffusi. Si rinvengono sui fianchi delle valli e lungo il fondovalle; nel primo caso costituiscono le morene laterali della fase finale dell'U.M.G., mentre nel secondo caso i depositi di alloggiamento e/o di ablazione.

La parte inferiore dei versanti vallivi è ricoperta da ampie falde e coni detritici che si appoggiano sulla piana alluvionale. Quest'ultima è costituita da brevi tratti pianeggianti e, più frequentemente, da estesi conoidi alluvionali che spesso occupano l'intero fondovalle (si veda ad esempio la zona attorno all'abitato di Vermiglio, nell'omonima valle, settore nord occidentale della Tavola).

Nella Tavola le grandi frane di crollo sono poco frequenti. È stata segnalata esclusivamente una frana di colamento che coinvolge depositi glaciali, fortemente imbibiti dall'acqua di fusione delle nevi o dei ghiacciai nella Valle di Campiglio.

Alla base dei versanti in roccia in prossimità del fondovalle, ma soprattutto ai piedi delle pareti rocciose al di sopra del limite del bosco, i depositi crioclastici di versante hanno dato origine ad una copertura quasi continua. Essi sono più estesi in corrispondenza delle fasce cataclastiche presenti nell'area.

Numerosi *rock glacier* attivi si rinvergono nei circhi glaciali situati sui versanti esposti a nord del gruppo della Presanella al di sopra dei 2400m circa; anche i *rock glaciers* inattivi sono altrettanto numerosi sui versanti esposti a nord.

Il versante destro della Val di Sole, nel tratto incluso nella carta geologica, è caratterizzato dalla presenza di alcuni gradini di confluenza di valli glaciali sospese (es., la Val Piana, la Val Baselga, la Val Fazzon) rispetto alla valle principale, a monte dei quali si rinvergono piccoli apparati glaciali frontali con brevi piane costituite da depositi fluvioglaciali.

I depositi più elevati lasciati dal ghiacciaio pleistocenico, nella sua massima fase di espansione, si trovano a ovest di Madonna di Campiglio, sul versante orientale dell'omonima valle intorno a quota 1880 m.

I depositi quaternari del gruppo Adamello-Presanella sono stati descritti in dettaglio da CASTIGLIONI (1961), che distinse i depositi appartenenti alle diverse fasi dal Tardiglaciale all'Olocene utilizzando il metodo di studio del limite delle nevi e ricostruendo gli apparati glaciali dei vari stadi alpini.

9.1.1. - DEPOSITI ANTICHI

9.1.1.1. - Depositi precedenti all'Ultimo Massimo Glaciale

9.1.1.1.1. - *Brecce di Campiglio* (?Pliocene-pleistocene) (a cura di L. Selli)

Si tratta di brecce cementate costituite quasi esclusivamente da clasti angolosi eterometrici (da pochi cm sino a 50 cm) di Calcare di Zu (Membro di Tremalzo), che costituisce il substrato su cui si appoggiano le brecce, ricoperte a tetto da depositi glaciali würmiani. Si presentano a volte grossolanamente clinostatificate con immersione verso ovest. Affiorano lungo l'alveo del Sarca di Campiglio tra le quote 1450 e 1300m.

Sono state interpretate come antichi depositi di versante, tuttavia questa interpretazione lascia ancora dei dubbi (si vedano le note del Foglio Malè per ulteriori dettagli).

9.1.1.2. - Depositi pertinenti all'ultima Grande Espansione Glaciale ("Ultimo Massimo Glaciale" U.M.G.)

9.1.1.2.1. - *Depositi glaciali*

Tutta l'area è caratterizzata da abbondanti depositi glaciali legati al U.M.G. (età: Pleistocene sup. con picco intorno ai 18.000 anni b.p.). Questi depositi sono localizzati prevalentemente lungo i versanti della Val Vermigliana, nella Valle di Campiglio e in Val Meledrio. Si tratta in netta prevalenza di *till* di ablazione.

Si tratta in genere di *diamicton* a sabbie, ghiaie, subordinati limi e blocchi prevalentemente tonalitici immersi in una matrice limoso-argillosa. Gli spessori sono variabili e possono raggiungere anche qualche decina di metri. Questi sedimenti, sebbene spesso caratterizzati da copertura boschiva, sono poco consolidati e sono spesso soggetti a intensi fenomeni di erosione calanchiva, come si può osservare lungo il corso di alcuni torrenti tributari del Torrente Vermigliana (tale fenomeno è più diffuso nelle aree immediatamente a nord di questa Tavola, sulla destra orografica della Val di Sole, e in Valle di Campiglio). Poggiano generalmente sul substrato roccioso pre-pleistocenico e il limite superiore è dato, nella maggior parte dei casi, dalla superficie topografica. Sul versante settentrionale del Gruppo della Presanella, in Val Vermigliana e in Val di Sole essi si rinvencono prevalentemente sul versante destro, i blocchi tonalitici sono decisamente prevalenti su quelli del basamento Austroalpino.

Questi depositi possono raggiungere spessori considerevoli, dell'ordine delle decine di metri, tuttavia gli edifici morenici conservati sono estremamente rari. Circa 2 chilometri a SSO dell'abitato di Vermiglio, sono stati osservati dei cordoni morenici laterali che testimoniano le fasi di ritiro del ghiacciaio pleistocenico della Val Vermigliana.

Depositi glaciali dell'U.M.G. a quote più elevate, sono stati cartografati presso la Nuova Malga del Dosso (q. 1700 m). Questi depositi sono costituiti da blocchi di medie dimensioni immersi in una matrice prevalentemente limo-sabbiosa. In corrispondenza degli argini e lungo il tratto di strada a tornanti che conduce alla malga, i blocchi appaiono frequentemente allineati e a contatto.

In Val Rendena e in Val Meledrio gli argini morenici ben preservati sono numerosi (Casinei di Pancugolo, a ovest di Madonna di Campiglio) e indicano l'esistenza di successive pulsazioni avvenute durante il ritiro del ghiacciaio. L'argine più alto si trova a circa 1880 m e testimonia la quota raggiunta dal ghiacciaio durante la sua massima espansione.

Lo spessore normalmente modesto del suolo su questi depositi e la generale freschezza delle forme hanno permesso di attribuire questi depositi all'ultima espansione glaciale e non a fasi più antiche.

In questo settore i depositi (*till* di ablazione) si caratterizzano per la presenza di blocchi non solo tonalitici, ma anche di rocce carbonatiche provenienti dal

Gruppo di Brenta.

In un affioramento situato nella Valle di Campiglio a sud di Madonna di Campiglio, lungo la strada forestale che dalla S.S. porta in Vallesinella è stato riconosciuto un *diamicton* costituito da prevalenti sabbie, limi e subordinate argille e da clasti poligenici di varie dimensioni (fino a blocchi metrici) fangosostenuti, spesso striati, tra cui gli elementi tonalitici prevalgono sulle rocce carbonatiche del Gruppo di Brenta. La matrice è moderatamente consolidata. Il deposito è visibile 1 km circa a sud dell'albergo Panorama, grazie ad un fenomeno di erosione di tipo calanchivo: ha spessore di circa 20 m. Il limite superiore è erosivo (attuale superficie topografica); il limite inferiore (base di appoggio) è costituito dal substrato pre-pleistocenico. Il deposito è stato attribuito all'ultima massima espansione in base a correlazioni geometriche e alla limitata pedogenesi ed è stato interpretato come di *till* di alloggiamento.

Le ultime fasi dell'ultima grande espansione glaciale furono caratterizzate da una netta ripresa del glacialismo (fase tardiglaciale). Dopo il ritiro del ghiacciaio dalle valli principali (Val di Sole, Vermigliana, di Campiglio e Meledrio), si verificò in tutta l'area una nuova ripresa dell'attività glaciale. Durante questo periodo i ghiacciai delle valli laterali non erano più raccordati con i ghiacciai delle valli principali e le loro lingue glaciali arrivarono spesso a tagliare le morene laterali depositate dai ghiacciai principali durante l'U.M.G. Ne sono un esempio gli apparati frontali ben conservati della Val Piana e della Val Fazzon, sul versante meridionale della Val di Sole, e quelli prodotti dal ghiacciaio del Lago Ritorto in Valle di Campiglio. I depositi di questi apparati sono stati attribuiti allo stadio di Gschnitz *auct.* da CASTIGLIONI (1961).

In Val Piana e in Val Fazzon sono state individuate almeno cinque fasi di pulsazione rappresentate da una serie di argini morenici e morene frontali visibili a valle di Malga Valpiana, intorno ai 1200-1300 m. Gli argini sono piuttosto ravvicinati e sono sospesi sul fondovalle attuale per oltre 100 m. In Val Fazzon i depositi glaciali sono caratterizzati dalla presenza di blocchi tonalitici che raggiungono la dimensione di 100 m³.

Situazioni analoghe per morfologia e tipo di depositi si ritrovano anche in Val di Barco. Anche i depositi e le forme presenti nei pressi dei Laghi del Malghetto di Mezzana e della Val Gelada sono ascrivibili alla stessa pulsazione, pur affiorando a quote più elevate (intorno ai 1600 m).

I depositi riferibili a questo stadio sono presenti anche in alcune valli tributarie della Val Rendena. Presso il Lago delle Malghette (alta Val Meledrio) sono ben conservati depositi con *diamicton* a supporto di matrice che formano la morena frontale responsabile della formazione dell'omonimo lago. Analoghe situazioni sono rappresentate dagli argini frontali depositati a valle del Lago Ritorto (a NO della Malga Ritorto).

9.1.1.2.2. - Depositi di antiche frane trasportate dai ghiacciai

Brecce dell'albergo Panorama (a cura di L. Selli)

Si tratta di brecce fortemente cementate a clasti carbonatici (prevalenti Calcari Grigi) e rari ciottoli di tonaliti. Alle brecce sono associati grossi blocchi di Calcari Grigi. Affiorano lungo la S.S. di Campiglio sotto l'Albergo Panorama. Rappresentano verosimilmente depositi di frana e/o di versante trasportati da una lingua glaciale che scendeva dalla Val Brenta (a est della presente Tavola, nel Gruppo di Brenta). La superficie di appoggio di tali brecce non è chiaramente visibile, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica.

9.1.1.2.3. - Depositi lacustri (a cura di L. Selli)

A quota 1495 lungo la strada che conduce in Vallesinella da Madonna di Campiglio, affiora un piccolo lembo di depositi lacustri varvati costituiti da alternanze ritmiche di pochi mm di spessore di peliti grigio scure e limi carbonatici verdastri chiari. I limi carbonatici hanno uno spessore circa doppio rispetto alle peliti, ma sempre inferiore al cm. Gli strati sono inclinati di 15° verso N330. Rappresentano depositi di un lago effimero forse sbarrato dalle lingue che nel tardiglaciale scendevano dalla Vallesinella e dalla Val Brenta.

9.1.1.2.4. - Depositi alluvionali e fluvioglaciali

Sono caratterizzati da ghiaie immerse in una matrice sabbioso-limosa e sono privi di clinostratificazioni. I depositi sono scarsi, di limitata estensione e spesso rielaborati da eventi successivi. In prossimità di Malga Alta di Val Gelada (destra idrografica della Val di Sole), a quota 1450 m, è stato individuato un conoide sospeso sul fondovalle. La sua genesi è da attribuirsi al torrente glaciale della Val Gelada.

Questi depositi fluvioglaciali risalgono all'epoca in cui i ghiacciai minori delle valli laterali non erano più raccordati alla valle principale quando il ghiacciaio della Val di Sole, nelle ultime fasi dell'U.M.G., raggiungeva la quota di 1400-1500 m circa.

9.1.2. - DEPOSITI RECENTI E ATTUALI

Si tratta dei depositi formati nelle valli ormai deglaciate, in condizioni morfologiche e climatiche spesso simili a quelle attuali.

9.1.2.1. - Depositi glaciali

Si tratta di depositi a *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico con ghiaie, sabbie e blocchi. I blocchi sono costituiti da tonaliti tipo "Presanella Centrale". Questi depositi affiorano diffusamente nel Gruppo

della Presanella, nei circhi glaciali più elevati, dove sono tuttora presenti numerosi ghiacciai, alcuni di discrete dimensioni (BARONI *et al.*, 1998). Un bel esempio di questi depositi è conservato a SE della Vedretta d'Amola. Lo spessore massimo (di difficile valutazione) è raggiunto nel settore centro-meridionale dell'accumulo antistante la Vedretta ove si stima possa raggiungere i 100 m. Nei casi più frequenti lo spessore medio varia da alcuni metri ad alcune decine di metri ed aumenta considerevolmente in corrispondenza della culminazione della cresta morenica (BARONI *et al.*, 1998). Il deposito assume in genere la forma di argine morenico.

I depositi immediatamente adiacenti alle lingue glaciali (Vedretta d'Amola, Vedretta di Cornisello, Vedretta di Scarpacò) sono stati considerati depositi attuali (Foto 8) mentre quelli più distali (si veda il bell' esempio a SE della Vedretta d'Amola, (Foto 9) sono stati datati da CASTIGLIONI (1961) al secolo scorso (Piccola Età Glaciale *auct.*). Dal punto di vista genetico essi sono classificabili come *till* di ablazione. Nei depositi attuali il profilo di alterazione è assente o sviluppato per pochi centimetri ed i massi appaiono coperti da licheni di piccolissime dimensioni.



Foto 8 - Argini morenici a ridosso di una piccola lingua glaciale nell'alta Val Ricolonda (zona NO della Tavola).



Foto 9 - Argini morenici laterali a valle (a SE) della Vedretta d'Amola.

9.1.2.2. - Accumuli a grandi blocchi (*rock glacier*)

Si tratta di depositi a *diamicton* massivo, a grandi massi spigolosi, ghiaie e sabbie di provenienza esclusivamente locale. Questi accumuli a blocchi si presentano come lobi a fronte ripida, con rughe di scorrimento non pronunciate e fronti che si trovano tra i 2300 e i 2450 m, secondo la loro esposizione. Questi accumuli formano *rock glaciers* di due tipi: quelli con fronti in continuo e lento movimento, privi di copertura lichenica e di alterazione pedologica, situati alle quote più elevate, e quelli con superficie detritica parzialmente inerbata, di età più antica (Pleistocene sup. p.p.-Olocene) che si ritrovano fino a quote minime di 1800m (si veda ad esempio il *rock glacier* a valle dei Laghi del Malghetto di Mezzana). I *rock glaciers* sono piuttosto diffusi in tutto il gruppo della Presanella soprattutto nei versanti esposti a nord. Alcuni di essi hanno estensioni anche notevoli, si veda ad esempio il *rock glacier* che occupa gran parte della Val Gelada.

9.1.2.3. - Depositi da *debris-flow*

I depositi da *debris flow* caratterizzano gran parte dei conoidi che si formano ai piedi delle ripide vallecicole confluenti sul fondovalle e sono interdigitati con le alluvioni nella Val Vermigliana e con i depositi glaciali nella Val Meledrio. Non vi sono elementi per inquadrare temporalmente il fenomeno di *debris flow* che si sviluppa alle attuali condizioni climatiche, ma che ha avuto grande diffusione

anche nel passato recente.

Sono generalmente costituiti da ghiaie, ciottoli e sabbie. Le ghiaie, di granulometria eterogenea, sono interstratificate con depositi sabbiosi e limosi, in lenti di spessore variabile (al massimo decimetrico).

9.1.2.3. - Depositi alluvionali

Occupano gran parte dei fondovalle alle quote più basse, nei pressi dei corsi d'acqua attuali. Sono presenti anche nelle aree proglaciali nel settore sud-occidentale della Tavola. Sono costituiti da *diamicton* a supporto di matrice con tracce di stratificazione, granulometria da silt a ghiaia e locali blocchi. I blocchi sono costituiti da elementi di tonalite della Presanella e dai prodotti della loro disgregazione. Sono ben rappresentati a N e NO del Lago Superiore di Cornisello, ove confluisce il torrente proveniente dal Lago di Scarpacò, e i torrenti del settore meridionale di Cornisello, nella conca del Piano di Sasso e nel fondovalle del Sarca d'Amola a NO di Malga Vallina d'Amola. Questi depositi sono cronologicamente attribuibili alla Piccola Età Glaciale.

Depositi analoghi sono stati osservati anche sul fondovalle della Val Vermigliana, a monte dell'omonimo abitato, a monte delle strozzature operate da ripidi conoidi da *debris flow*. Per quanto riguarda i coni alluvionali indicati nella Val Vermigliana, non si esclude almeno in parte un'origine mista, essendo frequente l'associazione di depositi da trasporto in massa con depositi da trasporto torrentizio.

9.1.2.5. - Depositi di versante

Sono estremamente diffusi in tutta la Tavola. Sono situati ai piedi di tutte le pareti rocciose nell'area di affioramento delle tonaliti della Presanella. Frequentemente formano coni detritici. Sono costituiti da frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale, e da depositi ghiaiosi a spigoli vivi fango-sostenuti con matrice limosa dovuti in parte ad eventi di trasporto per *debris flow*. Sono talora caratterizzati dalla presenza di un orizzonte pedogenizzato di spessore variabile. Queste falde di detrito si sono formate durante e dopo il definitivo ritiro dei ghiacciai dalle valli.

9.1.2.6. - Depositi di frana

In questa Tavola sono evidenziate solo poche frane significative. Nel settore settentrionale della Tavola, in Val Fazzon, sono presenti due frane di crollo. La prima frana, situata all'altezza del Lago dei Caprioli, è da considerarsi quiescente. È caratterizzata da un vistoso accumulo situato sulla sinistra idrografica della valle. Il deposito è caratterizzato da un *diamicton* massivo a supporto clastico, a frammenti rocciosi a spigoli vivi, tessitura aperta e con blocchi fino a

dimensioni plurimetriche. Un'altra frana di crollo attiva, è situata poco più a monte della precedente, a est di Monte Scavezzi.

La frana situata in Loc. Paluac a sud di Madonna di Campiglio è invece una frana di colamento che ha interessato la coltre relativamente potente di materiale glaciale (Foto 10). Il deposito è costituito da *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico con sabbie, ghiaie, blocchi, prevalentemente tonalitici, immersi in una matrice limoso-argillosa.

Questo deposito franoso è stabilizzato e ormai quiescente.



Foto 10 - Deposito di frana di colamento nei pressi di Madonna di Campiglio (circa 4 km a SSE dell'abitato). Il deposito è costituito da *diamicton* massivo di origine glaciale.

9.1.2.7. - Depositi palustri

Depositi limoso-sabbiosi ed argillosi, con frequenti livelli di torba, sono presenti in diverse località in corrispondenza di piccole depressioni sui versanti e sul fondovalle, in genere completamente colmate. Alcuni esempi sono stati osservati sul versante esposto a est della Valle di Campiglio, a monte dell'omonimo abitato.

10. - STRUTTURA E TETTONICA

Il basamento cristallino affiorante nella Tavola Madonna di Campiglio appartiene a due distinti domini: il Sudalpino e l'Austroalpino Superiore. Entrambi i basamenti sono rappresentati molto limitatamente dal punto di vista areale.

Il basamento Austroalpino (Falda del Tonale) mostra un'evoluzione metamorfica prealpina di alto grado mentre il basamento Sudalpino (Scisti della Val di Sole e Scisti della Val Rendena) mostra un'evoluzione di grado medio basso. Entrambi sono caratterizzati da una sovrainpronta metamorfica alpina poco evidente e solo esclusivamente le zone di taglio. La scistosità regionale in entrambi i basamenti è prealpina e la loro storia di raffreddamento post-metamorfico si colloca tra il Carbonifero e il Trias nel Sudalpino e tra il Carbonifero e il Giurassico sup - Cretaceo inf.. nell'Austroalpino della Falda del Tonale (MARTIN *et al.*, 1996) (Fig. 5).

In entrambi i domini, ma in maggior misura nelle rocce del basamento Sudalpino rispetto a quelle dell'Austroalpino, l'evoluzione strutturale legata agli eventi deformativi Oligocenici (alpini) è decisamente pronunciata lungo la Linea del Tonale.

10.1. - IL BASAMENTO CRISTALLINO AUSTRALPINO

Nel basamento cristallino della Falda del Tonale la scistosità regionale (prealpina), nell'area della Tavola Madonna di Campiglio, è generalmente inclinata verso SE-SSE per effetto delle grandi pieghe pre-alpine e alpine con assi orientati intorno a NE-SO, coassiali. La deformazione prealpina è polifasica e all'interno della scistosità regionale si conservano tracce delle fasi deformative precedenti. La scistosità prealpina, penetrativa, ha carattere traspositivo ed è associata a pieghe serrate e isoclinali. Gli gneiss austroalpini sono caratterizzati dall'alternanza di letti millimetrici granoblastici a prevalenti quarzo e plagioclasio (*Q-domains*, SHELLEY, 1993) e fillosilicatici (*M-domains*, id). In sezione sottile si osserva che essa risulta originata dalla deformazione per pieghe (*crenulation cleavage*) della scistosità precedente. All'interno dei livelli granoblastici si osservano cerniere relitte evidenziate prevalentemente da mica bianca. La scistosità penetrativa quindi risulta essere una S2 sottolineata dai piani di scistosità dove crescono biotite e mica bianca.

Una successiva fase di deformazione (D3), ritenuta alpina sulla base di datazioni radiometriche di minerali cristallizzati su analoghe strutture, ha sviluppato pieghe più o meno aperte con assi orientati verso NE-ENE talora con geometria tipo *kinking*. A questa deformazione non è associata alcuna foliazione, si osservano solo deformazioni sui singoli minerali come la biotite (*kinking*) e il quarzo (*deformation lamellae, deformation bands*). Ove la storia metamorfica alpina è stata invece più pervasiva le pieghe alpine sono scistogene e i minerali alpini sono cresciuti mimetici su quelli prealpini.

Fasce discrete di deformazione sono presenti ovunque nell'area, ma sono più frequenti in prossimità della Linea del Tonale (Northern Mylonitic Zone: NMZ, WERLING, 1992, STIPP, 2001). La NMZ è sviluppata in modo continuo nell'ambito degli Gneiss di Stavel che sono caratterizzati da tessitura milonitica pervasiva (vedi Foto 2 b) che va intensificandosi in prossimità della faglia. Le zone milonitiche sono correlabili con i movimenti trascorrenti destri avvenuti nell'Oligocene lungo la linea (vedi oltre). Si svilupparono in condizioni metamorfiche di basso grado (si veda il paragrafo 5.1.1.).

10.2. - BASAMENTO CRISTALLINO SUDALPINO

Nel basamento Sudalpino delle valli Rendena e Meledrio gli Scisti della Val Rendena mostrano una scistosità regionale con andamento verso est e SE prealpina sottolineata da minerali di facies anfibolitica (es. staurolite e granato) interpretata come S2 grazie al riconoscimento alla microscala di una foliazione precoce (S1) interna ai granati e di pieghe relitte senza radice sottolineate da fillosilicati all'interno dei livelli granoblastici a quarzo e plagioclasio. Sebbene gli affioramenti di basamento siano arealmente molto limitati in quest'area, l'impronta termometamorfica dovuta alle apofisi permiane (graniti e leucograniti di Madonna di Campiglio) è evidenziata dalla cristallizzazione di andalusite su staurolite, di granato e biotite di contatto.

A sud delle cataclasiti della zona di faglia del Tonale, la deformazione milonitica interessa tutti gli affioramenti degli scisti della Val di Sole (Southern Mylonitic Zone: SMZ, WERLING, 1992; STIPP, 2001, STIPP *et al.*, 2002). La foliazione milonitica ha immersione verso S-SSE (Figura 7) con inclinazioni piuttosto pronunciate (intorno agli 80°) ed è caratterizzata da una lineazione di allungamento ben visibile soprattutto nelle litologie quarzitiche, con andamento circa E-O poco inclinata, e da pieghe isoclinali serrate con asse subparallelo alla lineazione di allungamento. La deformazione ha carattere trascorrente destro (Foto 12). L'analisi microstrutturale del basamento Sudalpino mostra che la crescita dei minerali di contatto è da pre- a sin-cinematica rispetto allo sviluppo della foliazione milonitica (Foto 4 a, b e il paragrafo relativo al metamorfismo di contatto) confermando l'inizio dell'attività di trascorrenza destra lungo la Linea del Tonale durante l'intrusione oligocenica del plutone della Presanella.

10.3. - IL PLUTONE DELLA PRESANELLA

Il plutone della Presanella è caratterizzato da una marcata foliazione, pervasiva e ben osservabile alla scala dell'affioramento e del campione, particolarmente estesa ai margini settentrionale ed orientale del corpo intrusivo (BIANCHI *et al.*, 1970, MENDUM, 1976). Il rilevamento della Tavola Madonna di Campiglio ha permesso di osservare che la larghezza della fascia foliata, sia sul margine settentrionale che su quello orientale del plutone, è in realtà più estesa di quanto riportato sul Foglio Geologico 1:100.000 Monte Adamello. Solo l'area dei Laghi di Cornisello è indenne dalla deformazione duttile.

Sul margine settentrionale del plutone la foliazione ha un andamento circa E-O è ad alto angolo, ed è subparallela al margine del plutone stesso e alla Linea del Tonale. Nel settore sud-orientale la foliazione immerge a NO-NNO di circa 50-60° (MONTRESOR & RIGATTI, 1995) (Figura 6), formando un angolo di 30-40° con la Linea delle Giudicarie.

È importante osservare che la foliazione taglia litotipi diversi tra loro per composizione ed età. Nell'area in oggetto taglia le tonaliti della Presanella Centrale e le leucotonaliti della Val Nambrone, vari corpi filoniani e nuclei di concentrazione femica; in zone limitrofe, immediatamente a sud della presente Tavola, la stessa foliazione taglia anche le leucoquarzodioriti della bassa Val Genova e le trondhjemititi del plutone del Corno Alto.

Nella porzione più interna del plutone della Presanella dove le rocce non sono foliate, gli inclusi femici assumono forma subsferica, nelle rocce foliate essi appaiono appiattiti parallelamente di piani di foliazione assumendo una caratteristica forma a "pizza" e sono foliati (WERLING, 1992; MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Sui piani di foliazione non si osservano lineazioni mineralogiche né di allungamento, né sono presenti altri indicatori cinematici che possano suggerire l'esistenza di una componente di taglio semplice.

Sulla base delle caratteristiche appena elencate si può ipotizzare che la foliazione si sia formata in un regime deformativo puramente compressivo tipo *plain strain*. Sul terreno la deformazione per taglio puro è evidenziata dalla disposizione planare di biotite ed anfibolo. Inoltre, attorno i nuclei di concentrazione femica non sono state notate strutture di flusso. Nelle tonaliti foliate, alla scala microscopica, la deformazione è accomodata in prevalenza dal quarzo che mostra una pervasiva ricristallizzazione per processi di flusso allo stato solido. Sono diffuse microstrutture quali *deformation bands*, *subgrain rotation* e *grain boundary migration* (WERLING, 1992; MONTRESOR & RIGATTI, 1995; STIPP, 2001; STIPP *et al.*, 2002) (Foto 11). La biotite è deformata da *kink bands* e mostra parziale ricristallizzazione in termini più ferriferi (DE PIERI, 1983). Anche il plagioclasio (composizione media: An 60, BIANCHI *et al.*, 1970) può presentare locale e parziale ricristallizzazione con sviluppo di *new grains* più ricchi in sodio. Tale processo è accompagnato dalla cristallizzazione di epidoto secondario. Il non alli-

neamento del plagioclasio e dell'anfibolo sembra comunque escludere la presenza di una foliazione di flusso magmatico anche se localmente essa è stata segnalata (CALLEGARI, 1966). Le componenti mineralogiche più rigide (plagioclasio e anfibolo) sono spesso fratturate e le fratture suturate da quarzo, epidoto e talora albite di neoformazione.

Riassumendo, le caratteristiche della foliazione nelle tonaliti dell'area in esame sono le seguenti:

1) Mancato allineamento dei minerali magmatici primari, 2) presenza di ricristallizzazione dinamica nel quarzo, 3) parziale ricristallizzazione del plagioclasio con neoformazione di *sub grains* albitici e di epidoto secondario, 4) ricristallizzazione di feldspato potassico nella varietà di bassa temperatura microclino (BIANCHI *et al.*, 1970), 5) carattere penetrativo della foliazione sia nei filoni che nei nuclei femici, 6) mancanza di strutture di flusso attorno ai nuclei femici e 7) presenza di una foliazione continua che taglia litotipi di composizione ed età radiometrica diverse. Su questa base e considerando gli elementi distintivi della foliazione magmatica (es. l'allineamento di minerali magmatici) e della foliazione tettonica presenti in letteratura (PATERSON *et al.*, 1989; TOBISH *et al.*, 1991; SIMPSON, 1985), possiamo asserire che la foliazione che caratterizza il plutone della Presanella è di natura tettonica. La foliazione si è sviluppata nella fase finale di consolidamento del magma tonalitico e, sulla base delle caratteristiche microstrutturali del plagioclasio, in condizioni di diffusa circolazione di fluidi a temperature relativamente elevate (si confronti BERGER & STÜNITZ, 1996).

Questa deformazione si è quindi evoluta in regime da duttile-fragile a fragile. L'area è caratterizzata dalla presenza di numerose zone cataclastico-milonitiche e cataclastiche che tagliano la foliazione.

Nell'area meridionale della Presanella non appaiono documentati meccanismi di intrusione passiva, tipo "*ballooning*", come quelli ipotizzati nel settore settentrionale della Presanella (MENDUM, 1976), al contrario l'intrusione sembra essere stata guidata da discontinuità nella crosta medio profonda legate alla cinematica compressiva finale della catena alpina durante il Terziario. Queste considerazioni derivano anche da studi compiuti nel massiccio di Bregaglia dove il complesso magmatico è stato piegato durante l'intrusione e la fase di raffreddamento, sviluppando una foliazione pervasiva nelle quarzodioriti della terminazione meridionale (es., Serizzo, plutone di Melirolo) (PFIFFNER *et al.*, 1997) e da analogie riscontrate con altri plutoni foliati del sistema Periadriatico (Rensen). Le tonaliti foliate della Presanella in generale non contengono indicatori cinematici che indicano una trascorrenza destra.

Sulla carta geologica sono stati evidenziati esclusivamente i principali lineamenti tettonici di grande sviluppo che tagliano le tonaliti; ne esistono tuttavia molti altri di estensione limitata e non cartografabili. Come si può notare, nel settore orientale della Tavola, la maggior parte di essi ha andamento giudicariense,

con orientazioni che variano da N10° a N30°. Essi sono generalmente ad alto angolo e immergono verso ovest, presentano una certa continuità laterale non sempre osservabile sul terreno ma riconoscibile sulla base delle foto da satellite (MASSIRONI, 1999 report interno del Servizio Geologico di Trento). Le miloniti e/o cataclasiti ad essi associate infatti possono affiorare con notevole discontinuità. Alcuni di questi lineamenti - soprattutto quelli con componente duttile dominante - mostrano senso di movimento sinistro, mentre la componente inversa, rilevante lungo il tratto meridionale della Linea delle Giudicarie, sembra avere un ruolo meno importante. Molti lineamenti tettonici sono sostanzialmente fasce cataclastiche da cui non è stato possibile evincere alcun senso di movimento.

Nel settore occidentale della Tavola prevalgono lineamenti con andamento ESE-ONO (intorno a N 120°) e altri con andamento OSO-ENE (intorno a N 230°-240°).

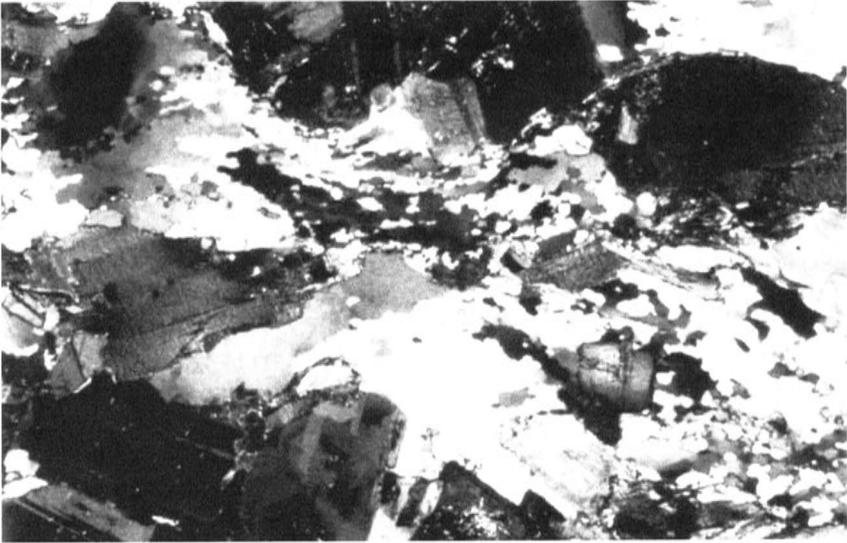


Foto 11 - La deformazione nelle tonaliti foliate è accomodata prevalentemente dal quarzo che mostra ricristallizzazione dinamica per processi di flusso allo stato solido (grain boundary migration).

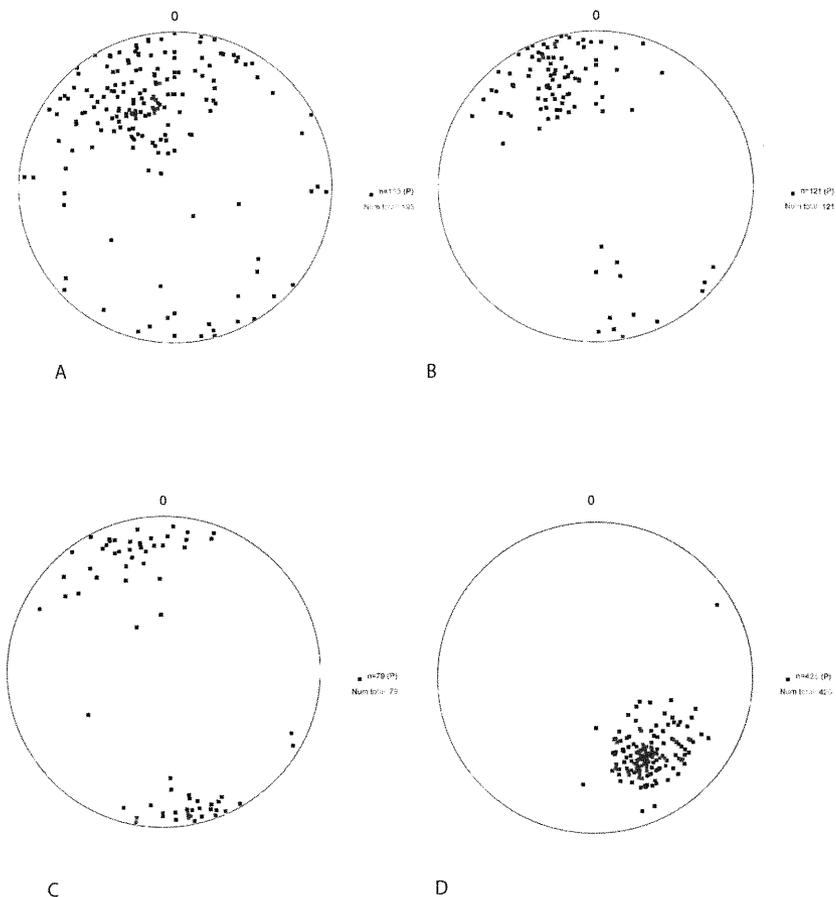


Figura 7 - Andamento della scistosità nei paragneiss a sillimanite del basamento Austroalpino (A), negli Scisti della Val di Sole (B); andamento della foliazione nelle tonaliti della Presanella nel settore settentrionale (C) e nel settore sud-orientale (D) (Marcato, 1995).

Proiezione stereografica equiareale, emisfero inferiore. Nei diagrammi sono rappresentati i poli dei piani.

10.4. - LE LINEE TETTONICHE

10.4.1. - LINEA DEL TONALE

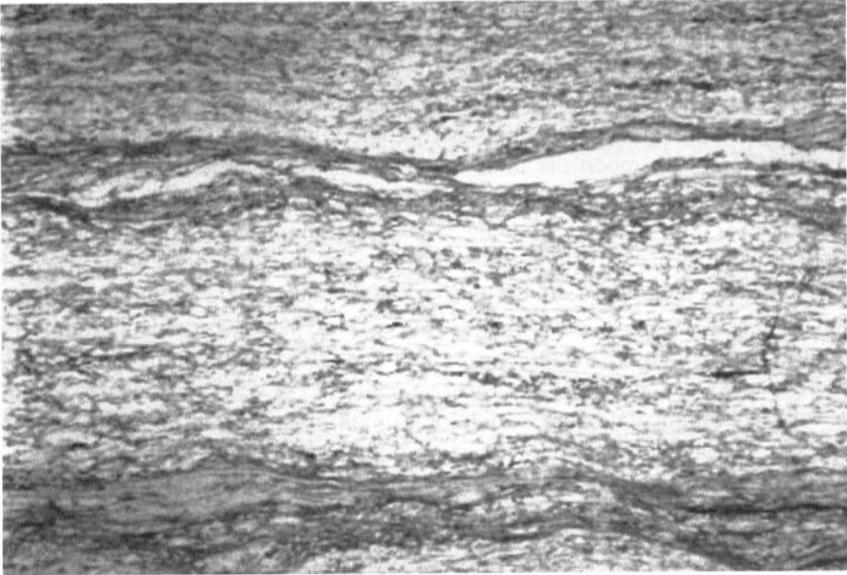
La Linea del Tonale affiora con una certa continuità solamente nella porzione nord-occidentale della Tavola, lungo il versante destro della Valle Vermigliana e della Val di Sole. A Dimaro (a NE di questa Tavola) la Linea del

Tonale si congiunge con la Linea delle Giudicarie, ma il punto di unione tra le due strutture non è visibile in affioramento in quanto coperto dalle alluvioni del fiume Noce. La zona di faglia del Tonale è marcata da una fascia di cataclasiti, potente fino a 250 m, di colore nerastro talora molto competenti, che non sempre consentono il riconoscimento macroscopico del protolite. Anche se le cataclasiti affiorano in modo discontinuo l'andamento generale della fascia è ben riconoscibile su basi morfologiche. Nell'area della Tavola Madonna di Campiglio si può osservare la faglia del Tonale con una certa continuità sul versante sinistro della Val Piana presso Monte Dosso, immediatamente a est di Vecchia Malga del Dosso, lungo una sezione visibile grazie ad uno scasso stradale. A est di Monte Dosso gli Gneiss di Stavel appaiono fortemente milonitici con lineazioni di allungamento sul quarzo molto pronunciate immergenti mediamente verso OSO. Proseguendo verso sud, all'altezza dell'incisione che scende in Val Piana, immediatamente a nord dell'omonima malga, affiorano le cataclasiti della faglia del Tonale per uno spessore di circa 200m; si tratta di rocce grigio nerastre dove è praticamente impossibile riconoscere il protolite. I micascisti affioranti immediatamente a sud sono intensamente milonitici, di colore grigio verdastro, con abbondantissima clorite e sono associati talora a fasce di miloniti carboniose. Anche qui prevalgono le lineazioni di allungamento dirette OSO generalmente poco inclinate. L'ammasso roccioso è talora completamente incoerente e ridotto in scaglie centimetrico-decimetriche.

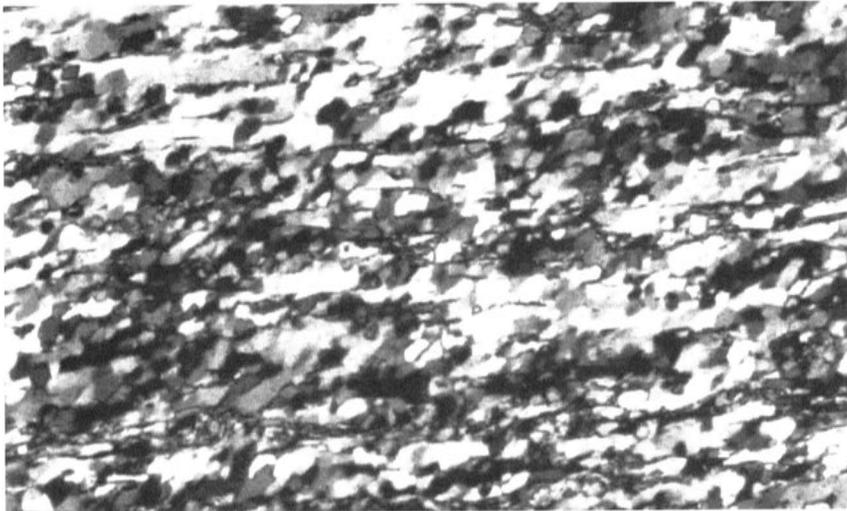
Altre zone in cui affiora la faglia del Tonale, anche se in modo discontinuo, sono la Val Ricolonda all'estremità occidentale della Tavola, e il Monte Salvat, sul versante sinistro della Val Fazzon.

La foliazione milonitica associata alla faglia è estesa per circa un chilometro ed è subverticale o molto inclinata verso sud. Presenta una lineazione di allungamento suborizzontale, parallela ad assi di pieghe sin-milonitiche (MARTIN *et al.*, 1991). Gli indicatori cinematici osservati sono *shear bands* (Foto 12a), *fabric* obliquo del quarzo (Foto 12b), porfiroclasti asimmetrici (σ e δ), tutti coerenti con un senso di taglio destro.

L'andamento della foliazione milonitica misurata sulle rocce nelle immediate vicinanze della faglia del Tonale è osservabile in Fig. 8.



a.



b.

Foto 12 - Scisti milonitici della Val di Sole: a) Micascisti quarzitici milonitici con shear bands che indicano un senso di taglio destro (Nicols paralleli). Ampiezza della microfotografia: 7 mm ; b) quarziti con evidente fabric obliquo del quarzo che indica senso di taglio destro (Nicols incrociati). Ampiezza della microfotografia: 2 mm.

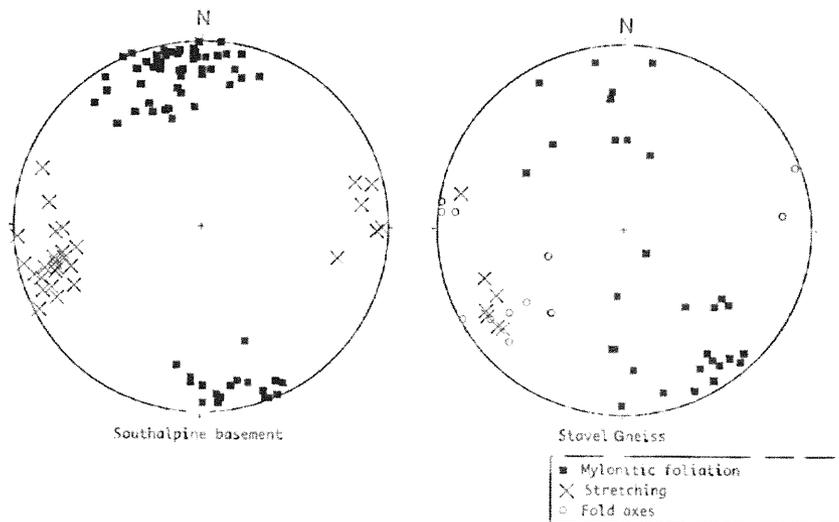


Figura 8 - Andamento della foliazione milonitica nella zona di faglia del Tonale, negli Scisti della Val di Sole e negli Gneiss di Stavel. Con i quadratini sono indicati i poli dei piani di foliazione, con le croci le lineazioni di allungamento di quarzo e clorite e con i cerchi vuoti gli assi di pieghe sinclinali (Martin et al., 1998).

Proiezione stereografica equiareale, emisfero inferiore

10.4.2. - LINEA DELLE GIUDICARIE

La Linea delle Giudicarie, affiorante nella presente Tavola, costituisce il limite orientale dell'alto strutturale del Massiccio dell'Adamello. Il piano di faglia affiora sul versante sinistro della Val Meledrio e sul versante destro della Valle di Campiglio. La Linea delle Giudicarie s.s. rappresenta il contatto cataclastico che separa le tonaliti della Presanella dai micascisti e/o dai graniti permiani delle Alpi Meridionali. L'attività della faglia è di tipo transpressivo sinistro anche se il rigetto verticale associato alla faglia è in buona parte ripartito sulla Linea del Sabion (cfr. CASTELLARIN & SARTORI, 1982).

In questa Tavola gli affioramenti delle rocce di faglia sono decisamente limitati. L'unico affioramento vero e proprio si trova in alta Val Meledrio a SE del Lago delle Malghette in un'incisione torrentizia. Qui la leucotonalite della Val Nambrone, intensamente foliata, è in contatto tettonico lungo la faglia delle Giudicarie con le apofisi di leucograniti di Madonna di Campiglio. In questo affioramento la foliazione della leucotonalite, inclinata di 70° verso NW, è tagliata dalla faglia delle Giudicarie. La fascia cataclastica, potente qualche metro, interessa prevalentemente i granitoidi permiani, è costituita in gran parte da argille incoerenti ed è inclinata di circa 60°-70° verso ONO.

Nei pressi del villaggio Patascoss (immediatamente a ovest di Madonna di Campiglio) si possono osservare in parte gli effetti della deformazione legata alla faglia delle Giudicarie poiché i micascisti della Val Rendena sono tagliati da piani di movimento con strie dirette N-NNE generalmente poco inclinate.

Immediatamente a sud della presente Tavola (meno di duecento metri) nella Valle di Campiglio, a monte dell'abitato di S. Antonio di Mavignola, (a q 1350m circa, lungo un'incisione calanchiva) si può osservare un ulteriore affioramento (peraltro in cattive condizioni) della fascia cataclastica delle Giudicarie. Qui la leucotonalite della Val Nambrone ha struttura cataclastica. Circa un centinaio di metri più a valle si osservano piccoli affioramenti di micascisti intensamente deformati.

A sud della Tavola in oggetto, a monte dell'abitato di Carisolo si possono osservare affioramenti di leucoquarzodiorite in cui è presente la componente duttile della deformazione associata alla faglia. Qui le leucoquarzodioriti della Val di Genova sono foliate e trasformate in gneiss verdastris milonitici a grana fine e piuttosto competenti.

A NO dell'area di questa Tavola, in Val Meledrio, la Linea delle Giudicarie si avvicina fino a congiungersi con la Linea del Sabion.

10.4.3. - LINEA DEL SABION (a cura di L.Selli)

La Linea del Sabion rappresenta la struttura principale della Tavola insieme alla Linea del Tonale ed alla Linea delle Giudicarie. Si tratta di una faglia transpressiva sinistra orientata circa N15°E con una inclinazione verso ovest di 65°. Rappresenta la faglia più interna e precoce del fascio strutturale delle Giudicarie, che, per ripartizione della deformazione, si stacca dalla Linea delle Giudicarie in corrispondenza della Val di Sole (Tavole Malè e Lago di Tovel). Dapprima le due linee corrono molto vicine, ma spostandosi verso sud si allontanano progressivamente.

A tetto il basamento cristallino Sudalpino intruso dal plutone granodioritico permiano del Dos del Sabion risale contro la successione sedimentaria mesozoica di letto, costituita dal Calcare di Zu Membro di Tremalzo e dalla Fm. di Val d'Agola. Lungo la faglia le granodioriti si presentano fortemente cataclasate e di colore verdastris, mentre il Calcare di Zu si presenta con stratificazione inclinata verso E di 40°, fratturato e percorso da numerosi tagli. La Fm. di Val d'Agola presenta un clivaggio per "pressosoluzione" pervasivo, a basso angolo rispetto agli strati, che diventa sempre più fitto procedendo verso la linea. Lungo il Sarca di Campiglio (loc. Fogaiard) è presente un piano di taglio suborizzontale associato alla linea principale lungo cui la granodiorite sovrascorre la Fm. di Val d'Agola con sviluppo di strutture S-C.

10.4.4. - LINEA DI BOSCO POZZA VECCHIA (a cura di L.Selli)

Si tratta di una faglia inversa inclinata di 35° verso SE che duplica la successione Calcare di Zu - Calcare del Sarca. Tale linea verso sud termina contro la Linea della Pala dei Mughì, mentre verso NE è limitata dalla Linea della Vedretta dei Camosci (Tavola Lago di Tovel). Essa è inquadrabile nelle deformazioni tardive messiniano - plioceniche per il suo carattere fuori sequenza e per essere associata a riattivazioni del klippe dello Spinale che deformano le Breccie dello Spinale (vedi Tavola Lago di Tovel).

10.5. - EVOLUZIONE CRONOLOGICA DELLA LINEA DEL TONALE E DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE

Tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore l'evoluzione tettonica di questo tratto della catena alpina e l'intrusione del plutone della Presanella sono state profondamente influenzate dalla trascorrenza destra lungo la Linea del Tonale (segmento del Lineamento Periadriatico), e dall'instaurarsi della trascorrenza sinistra lungo la Linea delle Giudicarie.

L'età d'inizio della deformazione duttile lungo la Linea del Tonale è dedotta dall'età di raffreddamento di ~ 29 Ma delle tonaliti foliate della Val Fazzon, (datazione eseguita con il metodo Rb-Sr su biotite-roccia totale; DEL MORO *et al.*, 1985) e di 29 Ma delle tonaliti foliate del Lago delle Malghette (datazione eseguita con lo stesso metodo, MARTIN *et al.*, 1996). La fine della deformazione duttile è derivata dall'età di raffreddamento degli zirconi calcolata intorno a 18 Ma (Burdigaliano) (metodo delle tracce di fissione) nelle rocce a sud del Passo Tonale (località Monticello; VIOLA, 2000), a ovest della Tavola Madonna di Campiglio. Nel basamento della Falda del Tonale, contiguo alla faglia del Tonale, la deformazione fragile si è conclusa nel Miocene inferiore, come indicato dalla datazione ⁴⁰Ar-³⁹Ar su una vena di pseudotachilite presente negli gneiss a sillimanite sul versante sinistro della Val di Sole (età di raffreddamento: 16.4±0.8 Ma; *step-wise-heating*, MÜLLER, 1998).

Anche le scaglie di tonalite presenti lungo il tratto settentrionale della faglia delle Giudicarie sono foliate e indicano che la faglia era attiva in profondità a condizioni termiche tali da permettere una deformazione duttile delle rocce magmatiche. Lungo questo tratto della faglia l'età della deformazione duttile connessa con la transpressione sinistra (CASTELLARIN *et al.*, 1987; PROSSER, 2000) è compresa tra l'età di raffreddamento oligocenica superiore della tonalite foliata di Rumo, (~ 28 Ma ottenuta con il metodo Rb-Sr su biotite e roccia totale, MARTIN *et al.*, 1993) e l'età Miocenica inferiore dedotta dalle tracce di fissione su zircone su altri campioni di tonalite dello stesso affioramento (età: ~ 19 Ma; VIOLA, 2000). La deformazione fragile risale al Miocene superiore come indicato dall'e-

tà ottenuta dalle tracce di fissione su apatite degli stessi campioni (10.4 Ma, Tortoniano). La deformazione fragile lungo questo tratto di faglia è stata datata 14 Ma - 10 Ma lungo un profilo situato a ovest della Linea delle Giudicarie, in Valle di Bresimo (MARTIN *et al.*, 1998a).

Lungo il tratto meridionale della Linea delle Giudicarie, l'età della deformazione duttile potrebbe essere collocata tra l'Oligocene superiore (età di raffreddamento della tonalite del Lago delle Malghette) e il Miocene inferiore (VIOLA, 2000). Le miloniti di questo tratto della Linea delle Giudicarie sono state in buona parte elise dall'attività della faglia stessa.

La deformazione fragile, prevalentemente compressiva, che ha permesso l'esumazione del plutone della Presanella orientale nel corso delle fasi tettoniche Valsuganese (età Serravalliano Tortoniana e caratterizzata da σ_1 orientato N340-350) e Giudicariense (età medio-tardo Tortoniano, caratterizzata da σ_1 orientato N280-290, CASTELLARIN *et al.*, 1993), è stata datata misurando le tracce di fissione su apatite di campioni di albitite della Cava di Giustino, in Val Rendena (8.6 ± 2.6 Ma (Tortoniano) - 12.2 ± 2.2 Ma (Serravalliano), VIOLA, 2000) e del basamento del fondovalle della Val Rendena (14.7 ± 1.2 - 22.5 ± 2.2 Ma; Miocene inferiore: MARTIN *et al.*, 1998a), lungo una sezione che attraversa la Linea delle Giudicarie.

11. - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

11.1. - IDROGEOLOGIA

Nella Tavola Madonna di Campiglio sono presenti rocce e sedimenti sciolti con caratteristiche di permeabilità diverse.

La maggior parte del territorio è occupata dalle rocce intrusive del plutone della Presanella che presentano una permeabilità secondaria per fessurazione. I mica-scisti vengono classificati come rocce praticamente impermeabili, ma anch'essi possono presentare una permeabilità secondaria per fessurazione. Nelle rocce del basamento cristallino si osserva che le sorgenti hanno portate generalmente limitate (in genere non superiori ai 10 l/s, e spesso anche inferiori). Trattandosi in genere di acquiferi superficiali tali sorgenti hanno portate che variano nell'arco dell'anno in base all'andamento delle precipitazioni.

I vari tipi di sedimenti che vanno invece a costituire i diversi depositi quaternari - detrito di versante, depositi di frana, depositi alluvionali e glaciali - presentano una permeabilità primaria per porosità di diverso grado. Nell'ambito di questi depositi (ad esempio nei depositi glaciali, in particolare nei till di alloggiamento) possono essere talora presenti livelli impermeabili argillosi che possono modificare la permeabilità del deposito o dare origine a falde sovrapposte.

I depositi di copertura favoriscono quindi l'infiltrazione di acque di superficie e tendono ad essere quindi sede di cospicui serbatoi naturali.

Si osservi che la presenza di importanti fasce tettonizzate (legate alla Linea del Tonale, alla Linea delle Giudicarie e a quella del Sabion) influenza il grado di permeabilità delle rocce. Le linee tettoniche possono costituire infatti importanti vie di adduzione profonda. Nell'area in esame molte sono le sorgenti allineate lungo i lineamenti principali. Numerose sorgenti si rinvennero infatti lungo la linea delle Giudicarie. Sono quasi sempre situate ad alcune centinaia di metri ad occidente della linea che, in quest'area, passa sotto la copertura alluvionale del fondovalle. Presentano circuiti prevalentemente superficiali e sono fortemente condizionate dalle litologie e dall'assetto strutturale locale. Hanno portata modesta (inferiore al litro al secondo) e sono scarsamente mineralizzate con notevoli variazioni della conducibilità in funzione degli eventi piovosi.

Analisi chimiche eseguite in alcune sorgenti dell'area identificano le acque

come fredde, oligominerali, ferruginose, solfato-calciche. Presentano tenori di Rn^{222} non molto elevati (20-30 Bq/l) che aumentano spingendosi da sud verso nord e valori di CO_2 piuttosto modesti che confermano il carattere superficiale dei circuiti (DANESE, 1997).

In queste aree - Valle di Campiglio e Val Vermigliana / Val di Sole - sono presenti i più importanti accumuli di depositi glaciali e quindi il quadro di distribuzione delle sorgenti che ne risulta vede una decisa concentrazione delle emergenze sul versante esposto a nord della Val Vermigliana / Val di Sole e sul versante esposto a est della Valle di Campiglio. I depositi glaciali dell'intera zona sono caratterizzati da una matrice che contiene una porzione fine limosa. Tuttavia ma, essendo l'apporto di rocce tonalitiche significativo, la porzione sabbiosa della matrice, risulta importante e contribuisce ad incrementare il grado di permeabilità di tali depositi. Si osservi comunque che in corrispondenza di aree morfologicamente poco acclivi (si vedano ad esempio le aree a monte delle contropendenze create dai cordoni morenici), determina spesso il ristagno delle acque di ruscellamento con conseguente impaludamento dei terreni.

11.2. - STABILITÀ DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO

Le rocce tonalitiche del plutone della Presanella presentano in genere buone caratteristiche geotecniche. I versanti delle valli incise nelle tonaliti non presentano instabilità di rilievo, se si escludono i fenomeni di crollo in corrispondenza delle pareti rocciose, che danno origine alle falde detritiche e alcuni fenomeni di frana circoscritti (si veda il paragrafo sui depositi di frana).

I depositi quaternari sono soggetti a dissesti non imponenti, che avvengono a spese delle spesse coltri di depositi glaciali. Sul versante destro della Val Vermigliana e Val di Sole, a ridosso del fondovalle, le vallecole che incidono tali depositi sono spesso sede di erosioni calanchive talora piuttosto pronunciate (si osservi comunque che in questa Tavola ne rientrano in realtà solo una minima parte; nell'area adiacente immediatamente a nord il fenomeno è arealmente più diffuso). Analoghi fenomeni si osservano nella Valle di Campiglio, ad esempio lungo la strada forestale che dalla S.S. porta in Vallesinella, a spese di un *till* di alloggiamento.

I depositi in questione risultano generalmente poco consolidati e quindi facilmente soggetti a fenomeni di questo tipo.

Sempre a spese dei depositi glaciali sono da rilevare fenomeni di colamento che hanno interessato in epoca attuale anche la statale di Campiglio nell'area immediatamente a NE della Tavola in esame. Il più rilevante di questi è stato segnalato proprio nella Valle di Campiglio.

12. - BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1998) - *Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella alla scala 1:50.000*. Coordinamento sci. di E. Callegari, Gb. Dal Piaz & G.O. Gatto, con la collab. di V. Trommsdorff, SELCA Firenze. In E. Callegari & P. Brack: *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy): Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol., **54**, 19-49, 2002.
- ANDREATTA C. (1935) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina, **3**, 1-160.
- ANDREATTA C. (1943) - *Successioni nelle manifestazioni magmatiche nel massiccio Ortles-Cevedale*. St. Trent. Sc. Nat., **23**, 161-187.
- ANDREATTA C. (1948a) - *La "Linea di Peio" nel Massiccio dell'Ortler e le sue miloniti*. Acta geol. alpina, **1**, 7-62.
- ANDREATTA C. (1948b): *La tettonica a vortici nei monti della Val di Sole*. Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. F.M.N., **5**, 60- 67.
- ANDREATTA C. (1951a) - *Carta geologica delle tre Venezie, scala 1: 100.000, Foglio N.9, Monte Cevedale*. Ufficio Idrografico del magistrato alle Acque di Venezia (LL.PP.).
- ANDREATTA C. (1951b) - *Il metamorfismo nelle formazioni del gruppo dell'Ortler*. La Ricerca Sc., **21**, 190-196.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale, studio geopetrotettonico e minerario di una parte del massiccio dell'Ortles*. Acta geologica Alpina, **5**, 4-337.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi Orientali)*. Rend. soc. ital. Min. Petr., **36**, 65-89.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont., **71**, 999-1097.
- BARONI C., CARTON A., LESO M., MARTIN S., MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1998) - *Carta Geologica della Provincia di Trento al 1: 10.000 e Note illustrative, Sezione n. 042130 Laghi di Cornisello*. Prov. Autonoma di Trento, Servizio Geologico, 40 pp.
- BARONI C. & OROMBELLI G. (1996) - *The alpine "Iceman" and Holocene climatic change*. Quaternary Research, **46**, 78-83.
- BENCIOLINI, N. & POLI, S. (1993) - *The lower continental crust in the Tonale nappe (Upper Austroalpine, Ultental): new petrological constraints*. Terra Nova, **5/1**: 398.
- BENINCASA F. (1996) - *Rilevamento geologico del versante destro della Val di Sole compreso tra Pellizzano e Mezzana*. Tesina rilevamento, Università di Padova.

- BERGER A. & STÜNITZ H. (1996) - *Deformation mechanisms and reaction of hornblende: example from the Bergell tonalite (Central Alps)*. *Teconophysics* **257**, 169-174.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937b) - *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale. Regione fra lo Stabio e il Caffaro*. Mem. Ist. Geol. Università di Padova, **12**, 16 pp.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937) - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Valle del Caffaro*. Boll. R. Uff. Geol. Ital., **62**, 1-81.
- 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*. Rep. XVIII Int. Geol. Congr., London, III, 81-89.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1950) - *Il problema dell'età del Corno Alto nel Massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **16**, 1-22.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. & JOBSTRAIBIZER G. (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. Tonaliti, quarzodioriti, granodioriti e loro varietà leucocrate*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ., **27**, 1-148.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- BOEHM, G. (1884) - *Beitrag zur Kenntniss der grauen Kalke in Venetien*. Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges., Berlin, Bd. 36, 737.
- BORIANI A. & GIOBBI ORIGONI E. (1982) - *Heat transfer in the thermo-metamorphic aureola of the northeastern sector of Mt. Adamello (Trento-Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**, 1351-1360.
- BORSATO *et al.*, (1994) - *Late Triassic – Early Liassic stratigraphic and diagenetic evolution of the margin between the Trento Platform and the Lombardy basin in the Brenta Dolomites (Italy)*. Studi Trent. Sc. Nat., **69**, 5-35.
- BORSI B., FERRARA G. E TONGIORGI E. (1966) - *Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M.Sabion (Trentino, Italy)*. Earth Planet. Sci. Lett., **1**, 55-57.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I Calcari Grigi di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*. Ann. Università di Ferrara, **9/5**, 1-61.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the southwestern Border of the Adamello Intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **61**, 37-50.

- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions-example from the Adamello batholith (Italy) and their significance on the mechanisms of intrusion*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 145-158.
- BRACK P., CALLEGARI E., CASSINIS G., CASTELLARIN A., FONTANA D., GAETANI M., ORIGONI GIOBBI E., RIKLIN K., SARTORI R. & ULMER P. (1985) - *Guida all'escursione sull'Adamello meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 391-419.
- CALLEGARI E. (1963) - *La Cima Uzza (Adamello Sud-orientale). Parte II. Studio petrografico e petrogenetico della massa basica*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **24**, 1-127.
- CALLEGARI E. (1985) - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 83-103.
- CALLEGARI E., DE PIERI R., MEZZACASA G. & PICCIRILLO E. M. (1974) - *Potassium feldspars from the igneous rocks of the Adamello Massif (Northern Italy). Chemical data*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **31**, 1-34.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the tertiary Adamello batholith (Northern Italy). Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol. **54**.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ GB. (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **29**, 1-39.
- CALLEGARI, E. (1966): *Osservazioni su alcune cummingtoniti del massiccio dell'Adamello*. Mem. Acc. Patav. Cl. Sc. Mat., **78**, 273-310.
- CAPUZZO N. (1995) - *Il Flysch Cretacico di Valle d'Agola e i suoi rapporti col corpo granitico del Dos del Sabion (Trentino Occidentale)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "piattaforma veneta" e "bacino lombardo", a Nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., **2**, 38 (1970), **1**, 11-212.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 501-511.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Lineamenti ancestrali sudalpini*. In A. Castellarin & G. B. Vai (Eds): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg S.G.I., 41-56.
- 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. Relationships with the N-Apennines*. Ann. Tect., **6** (1), 62-94.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L. & CANTELLI L. (1987) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **30**, 287-310.

- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993) - *Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **49**, 125-144.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1982) - *Geologia della Linea delle Giudicarie Sud (tra Pieve di Bono e Tione)*. In A. Castellarin & G. B. Vai (Eds): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide Geol. Reg. S.G.I., 103-113.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello - Presanella con particolare riguardo agli stadi postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **23**, 131 pp.
- CHATTERJEE N.D. & JOHANNES W. (1974) - *Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ - Muskovit $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$* . Contrib. Min. Petr. **48**, 89-114.
- COBIANCHI M. & PICOTTI V. (2001) - *Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy)*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **169**, 219-244.
- COLBERTALDO D. (Di) (1942) - *Ricerche geologico petrografiche sul settore orientale dell' Adamello fra Val di Genova e Val Breguzzo*. Mem. Ist. Geol. della Università di Padova, **14**, 14 pp.
- COLBERTALDO D. (Di) (1943) - *Ricerche geologico-petrografiche sulla Valle di Breguzzo (Adamello orientale)*. Studi Trentini Sc. Nat., **24**, 15-32.
- COLBERTALDO D. (Di) (1950) - *Ricerche petrografiche nell'Alto Bacino del Chiese*. Mem. Ist. Geol. Università di Padova, **16**, 1-49.
- COLBERTALDO D. (Di) (1952) - *Ricerche geologico-petrografiche sul versante settentrionale della Presanella*. Rend. Soc. Min. It., **8**, 101-112.
- CORNELIUS H.P. (1928) - *Zur Alterbestimmung der Adamello - und Bergell Intrusionen*. Sitzber. Ak. Wiss., math.-naturw. Kl., **137**, 541-562.
- CORNELIUS H.P. & FURLANI-CORNELIUS M. (1931) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**: 207-301.
- CORTECCI D., 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.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istria, **17**, 1-7.
- DAL PIAZ G.B. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Università di Padova, **10**, 245 pp.
- 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. & VENTURELLI G. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo post ofiolitico nel quadro della evoluzione spazio-temporale delle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 5-19.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale massif (Northern Italy)*. Jb. Geol.B.-A., **131**, 533-551.
- DAL PIAZ GB. (1935) - *Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino occidentale*. Boll. Comit. Glaciol. It., **15**, 57-60.
- DAL PIAZ GB. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **71**, 1-29.
- DAL PIAZ GB. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **71**, 1-29.
- DAL PIAZ GB. & BIANCHI A (1934) - *Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**, 485 pp.
- DAL PIAZ GB. (1937) - *Relazione sulla tettonica delle Austridi della Venezia Tridentina*. St. Trent. Sc. Nat., **18** (3): 235-263.
- DAL PIAZ GB. (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **10**, 177-360.
- DANESE L. (1997). *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la linea delle Giudicarie, Braulio, Zebrù e Slingia*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGARI E. (1985a) - *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 261-284.
- DEL MORO A., MARTIN S. & PROSSER G. (1999) - *Migmatites of the Ulten zone (NE Italy), a record of melt transfer in deep crust*. J. Petrology, **40**, 275-283.
- DEL MORO A. & NOTARPIETRO A. (1987) - *Rb/Sr geokemistry of the Hercinian granitoids overprinted by eo-alpine metamorphism in the upper Valtelline, Central Alps*. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **6**, 259-306.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1985b): *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 285-300.
- DI TORO G. & PENNACCHIONI G. (2003) - *Fault plane process and internal architecture of a "strong" paleoseismic fault*. Geoph. Res. Abstracts, **5**, 02437.
- EXNER CH. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Lineaments*. Verh. Geol. B.-A. Wien, 3-64.

- FENOGLIO M. (1939) - *Studi geologici-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. Università di Padova, **13**, 1-93.
- FERRARA G. (1962) - *Primi risultati e considerazioni sulla datazione assoluta di rocce intrusive del Massiccio dell'Adamello*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat., **69-A**, 531-541.
- FERRATI F. (1995) - *Rilevamento geologico del versante destro della Val di Sole compreso tra Pellizzano e Mezzana*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- GIORIO L. (1995) - *Studio geologico del basamento della media Val Rendena*. Tesi di Laurea. Università di Padova.
- GNACCOLINI (1968) *Calcare di Zu*. In: "Studi ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol.", fasc. 1, Serv. Geol. Ital., Roma.
- GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST J.R. & MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system*. Tectonophysics, **259**, 313-341.
- GÜMBEL C.W. (von) 1857 - *Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach*. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst., Jahrg. VII, H. I, 146-151.
- HAMMER W. (1899) - *Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental*. Z. Naturwiss., **72**, 1-48.
- HAMMER W. (1902) - *Die kristallinen Alpen des Ultentales. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. Jhrb. k.k. geol. R. Anst., **52**, 105-134.
- HAMMER W. (1905) - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanstalt, **55**: 1-26.
- HAMMER W. & TRENER G.B. (1908) - *Geologische Spezialkarte der Österr. Ungar. Monarchie 1:75.000, SW-Gr. n. 78, Bormio und Passo del Tonale*. Geol. Reichsanstalt Wien.
- HANDY M.R., FRANZ L., HELLER F., JANNOTT B. AND ZURBRIGGEN R. (1999) - *Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland)*. Tectonics, **18**, 1154-1177.
- 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, 192pp, 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.
- HANSMANN W., OBERLI F. & STEIGER R.H. (1985) - *U-Pb ages of zircon from Southern Adamello*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 319-321.
- HAUZENBERGER, CH., HÖLLER, W., HOINKES, G., KLÖZLI, U. & THÖNI, M. (1993) - *Metamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Nonsberg area, Ultental (Val d'Ultimo), Southern Tyrol*. Terra Nova **5/4**, 13.
- HERZBERG C., RICCIO L., CHIESA S., FORNONI A., GATTO G.O., GREGNANIN, A., PICCIRILLO E. M. & SCOLARI A. (1977) - *Petrogenetic evolution of a*

- Spinel-Grt-Lherzolite in the Austridic Crystalline Basement from Val Clapa (Alto Adige, Northeastern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **30**, 3-28.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units*. In J. von Raumer and F. Neubauer (Eds): *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, 485-494.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - *Stability of andalusite and the alumosilicate phase diagram*. Am. J. Sci., 271A, 97-131.
- JOBSTRAIBIZER G., DE PIERI R. & CALLEGARI E. (1985) - *The main minerals of the Adamello Massif, Northern Italy*. Soc. Geol. It. 26, 323-339.
- JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1968) - *Genesi di cornubianiti a granato, andalusite, cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. St. Trent. Sc. Nat. 45, 224-245.
- KLEBELSBERG R. (1936) - *Die Stadien der Gletscher in den Alpen*. Verh. III Intern. Quartär-Konf. Vienna, 102-105.
- KRAUTTER M. (1987) - *"Massone Oolith", "Giallo di Mori" im Unterjura der Trento Platform (Südalpen)*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh, **4**, 204-212.
- LANARO A. (1995) - *Studio geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino; il basamento sudalpino e il plutone della Presanella*. Tesi Laurea, Università di Padova.
- LAUBSCHER H.P. (1991) - *The arc of the Western Alps today*. Eclogae Geol. Helv., **84**, 631-659.
- LESO M. (1995) - *Rilevamento geologico della Val d'Amola e della Val di Nardis, Plutone della Presanella (Trentino Occidentale)*. Sottotesi di rilevamento, Università di Padova.
- LICHTENEKER N. (1936) - *Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen*. Verh. III Intern. Quartär-Konferenz, Vienna, p 141-147.
- LOCARDI E (1958) - *Il Monte Ospedale*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- MACERA P., DEL MORO A., MARTIN S., PIERONI M. & TAMBELLINI K.: (1998) - *The role of the lower crust on the genesis of mafic and felsic rocks from the Adamello batholith. (Southern Alps); geochemical and isotope (Sr-Nd) evidence*. Mem. Sci. Geol., **50**, 74-77.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 223-259.
- MALARODA R. (1950) - *Su alcune porfiriti comprese nella serie del Tonale, in particolare, su un filone di notevole significato geologico*. Atti Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **8**, 134-140.
- MALARODA R. (1952) - *Nuovi lembi di terreni permo-triassici lungo la Linea del Tonale nell'alta Val di Sole*. Atti Ist. Ven. Sc., Lett. ed Arti, Cl. Sc. Mat. e Nat., **110**, 141-151.

- MALARODA, R. (1954) - *Geologia dell'Alta Valle di Blumone (Alta Valle di Caffaro) nell'Adamello meridionale*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **18**, 1-48.
- MARCATO E. (1995) - *Rilevamento geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino occidentale: il basamento Austroalpino*. Tesi Laurea, Università di Padova.
- MARSON L. (1912) - *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca- Mincio)*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 5, **1, 2**, 166-171.
- 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., COCCO S., DAL PIAZ G.V., DAMINATO F., GASPARI D., MONTRESOR L., PELLEGRINI G.B., PROSSER G., SURIAN N., TOMMASI G. & ZAMBOTTI G. (2001) - *Carta Geologica della Provincia di Trento al 1: 25.000, Tavola 42 IV Peio*. Prov. Autonoma di Trento, Servizio Geologico, S.E.L.C.A. Firenze.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998b) - *Evolution of the Deep Crust In the central-eastern Alps: The Tonale Nappe*. Mem. Sci. Geol., **50**, 1-50.
- MARTIN S., MORTEN L. & PROSSER G. (1993) - *Metamorphic and Structural evolution of the Spl- to Grt-peridotites and Surrounding Basement Rocks from the Nonsberg Area*. In: L. Morten. (Editor), *talian Eclogites and Related Rocks*, Accad. Naz. delle Scienze, detta dei XL, scritti e documenti, XIII, Roma, pp.237-251.
- MARTIN S. & PROSSER G. (1993) - *Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy*. Terra Nova, **5/4**, 16.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (northern Italy)*. Geol. Rundsch., **82**, 51-66.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Periadriatic lineament in the Italian Eastern Alps*. Ann. Tect., **2**, 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*. Ann. Tect. **10**, 60-79.
- MASETTI D., CLAPS M., AVANZINI M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P. (1996) - *I Calcarei Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Guida all'escursione della 78° Riunione Estiva S.G.I., S.Cassiano 19-21 settembre 1996, 1-98.
- MASETTI D., NERI C., STEFANI M. & ZANELLA R. (1985) - *Cicli e tempestiti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta*. Mem. Soc. Geol. Ital. **30**, 267-283.
- MASSIRONI M. (2000) - *Studio strutturale della Provincia Autonoma di Trento mediante immagini Landsat-TM*. Report interno del Servizio Geologico di Trento.

- MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass area, northern Italy*. PhD Univ. Edinburgh.
- MERCIAI G. (1930) - *I ghiacciai della Presanella*. Boll. Com. Glaciol. Ital., **10**, 91-140.
- MERCIAI G. (1923) - *Osservazioni sui principali ghiacciai della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. 1, **6**, 41-49.
- MONTANA G. (1995) - *Studio geologico del Dos del Sabion (Trentino Occidentale)*. Tesi Laurea Università di Padova.
- MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1995) - *Le tonaliti foliate nel settore nord-orientale del plutone della Presanella, nota preliminare*. Atti. Tic. Sc. Terra, 1995 (serie spacia), **3**, 41-44.
- MORTEN L., BARGOSI G.M. & LANDINI BARGOSI M. (1976) - *Notizie preliminari sulle metamorfiti della Valle di Rumo, Val di Non, Trento*. Mineral. Petrogr. Acta, **21**, 137-144.
- MOTTANA A. & SCHIAVINATO G. (1973) - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Università di Padova, **29**, 1-71.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Diss. ETH Zürich, n. 12580, 135 pp.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system (Alps)*. Intern. J. Earth Sci, 623-653.
- PATERSON S.R. & FLOWER T.K. (1993) - *Re-examinig pluton emplacement*. J. Str. Geol., **15**, 2, 191-206.
- PATERSON S.R. & TOBISCH O.T. (1992) - *Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation*. J. Str. Geol., **14**, 3, 291-300
- PATERSON S.R., VERNON R.H. & TOBISCH O.T. (1989) - *A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids*. J. Str. Geol., **11**, 3, 349-363.
- PENNACCHIONI G. (2003) - *Control of brittle precursor on the type of ductile shear zones in the northern Adamello intrusion*. Geoph. Res. Abstracts, **5**, 14410.
- PFFIFNER, O. A., LEHNER P., HEITZMAN P., MÜLLER ST., STECK A. (1997) - *Deep structure of the Swiss Alps*. Results of NRP 20 In: Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20 (edited by Pfiffner, O. A.). Birkhauser Verlag, Basel.
- PICCIONI S. (1989) - *Rilevamento geologico e analisi tettonica della zona circostante il Monte Sabion, la Pietra grande e la Pala dei Mughi (Pinzolo, Trentino)*. Tesi di Laurea, Università di Bologna.

- PICOTTI V. & COBIANCHI M. (1996) - *Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform*. Mem. Sci. Geol., **48**, 171-219.
- PICOTTI V. (2003) - *Note illustrative della carta geologica a scala 1:25.000 "Roncone" (IV quadrante Nord-Ovest, Foglio 080 Riva del Garda)*. SELCA.
- PICOTTI V., CASOLARI E., & CASTELLARIN A. (1998) - *Mesozoic basin evolution of the central South-Alpine (Giudicarie): from Norian-Liassic rifting to Mid-Late Cretaceous foreland transpression (partial basin inversion)*. In: Martin S., Godard G. & Ranalli G. - Evolution of the deep crust in the central and eastern Alps. Field excursion guide. 96-99, Soc. Coop. Tipografica, Padova.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**, 95-109.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Ecl. Geol. Helv., **58**, 21-38.
- PROSSER G. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti al sistema della linea delle Giudicarie Nord*. Tesi di dottorato, Università di Padova.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: The North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy)*. *Tectonics*, **17**, 6, 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric Line, Northern Italy)*. *J. Geodynamics*, **30**, 229-250.
- RATH VOM G. (1864) - *Beiträge zur Kenntniss der eruptiven Gesteine der Alpine. I. Über das gestein des Adamello-Gebirges*. Zeitschr. Geol. Ges. Berlin, **16**, 249-266.
- RICHTER E. (1888) - *Die Gletscher der Ostalpen*. Stoccarda.
- RONCHI M.M. (1987) - *Studio petrografico e mineralogico del basamento Austroalpino tra Ponte di Legno e Bresimo*. Tesi di Laurea Università di Padova.
- ROSSI N.J. (1970) - *Metamorfismo di contatto sugli scisti del versante sinistro della Val Borzago*. Atti e Mem. Acc. Patavina Sc. L. A., Cl. Sc Mat. Nat., **81**, 329-353.
- SAIBENE C. (1953) - *Revisione dei ghiacciai del versante occidentale dell'Adamello*. Boll. Com. Glaciol. Ital., **4**, 231-260.
- SALOMON W. (1891 a) - *Studi geologici e petrografici sul Monte Avicolo nella regione lombarda del Gruppo dell'Adamello*. Giorn. Miner. Cristall. Petrogr., **2**, 48-124.
- SALOMON W. (1891 b) - *Über einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit*. N. Jb. Miner. Beilageband **7**, 471-487.

- SALOMON W. (1891 c) - *Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello*. Tschermak's mineral. petrogr. Mitt., **12**, 408-415.
- 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 Vernerit (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. (1908-1910) - *Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntniss von dem Mechanismus der Intrusionen*. Pt. 1/2 Abhandl. k.k. geol. R. Anst., **21**, 1-433 (Teil I) e **22**, 435-603 (Teil II).
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento austroalpino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino occidentale)*. Mem. Sci. Geol. Padova, **40**, 275-286.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *Quadro delle conoscenze sulla storia pre-alpina delle Alpi orientali*. Rend. Soc. Miner. E Petrogr. **36**, 35-48
- SCHMID S. M. & HAAS R. (1989) - *The transition from near surface thrusting to intra-basement décollement, Schlinig thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8** (4) 697-718.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps*. In M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Eds): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, 153-171.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. Geol. B.-A., 115-149.
- SEGRE A.G. (1948) - *La Val Stavel ed il Ghiacciaio della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. 2, **25**, 47-73.
- SHELLEY D. (1993) - *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- SIMPSON C. (1985) - *Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition*. J. Str. Geol., **7**, 503-511.
- SMIRAGLIA C. (1992) - *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia: Forme, fluttuazioni, ambienti*. Zanichelli Bologna.
- SPEAR F.S. & CHENEY J.T. (1989) - *A petrogenic grid for pelitic schists in the system SiO₂ - Al₂O₃ - FeO - MgO - K₂O - H₂O*. Contrib. Min. Petr., **101**, 149-164.
- STACHE, G. (1880) - *Der kristallinische Gebirgsabschnitt zwischen dem hinteren Ulental und Untersulzberg*. Verhandl. k.k. geol. R. Anst., 250-252.

- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. Geol. Kenntn. d. Schweiz. N.F., **2** (52), 1-272.
- STEFANI M. & GOLFIERI A. (1989) - *Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine tra Lombardia e Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat. **95**, 29-55.
- STIPP M. & SCHMID S.M. (1998) - *Evidence of contemporaneity of movements along the Tonale line and the intrusion of parts of the Adamello batholith*. Mem. Sci. Geol., **50**, 89-90.
- STIPP M. (2001) - *Dynamic recrystallization of quartz in fault rocks from the Eastern Tonale line. (Italian Alps)*. Ph.D. thesis, University of Basel.
- STIPP M., STÜNITZ H., HEILBRONNER R., SCHMID S.M. (2002) - *The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C*. J. Str. Geol., **24**, 1861-1884.
- STURANI C. (1971) - *Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian)*. Mem. Ist. Geol. Min. Università di Padova, **28**, 1-188.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**, 939-941.
- TERMIER P. (1904) - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. géol. France, **3**, 711-765.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. géol. France, **5**, 209-289.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas*. Jb. geol. B.-A., **124**, 1121-1174.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb-Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?*. Mem. Sci. Geol., **38**, 283-352.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 209-230
- TOBISH O.T., BARTON M.D., VERNON R.H., PATERSON S.R. (1991) - *Fluid-enhanced deformation: transformation of granitoids to banded mylonites, western Sierra Nevada, California, and southeastern Australia*. J. Str. Geol. **13**, 1137-1156.
- TOLMANN A. (1987) - *Geodynamic concepts of the evolution of the Eastern Alps*. In H.W. Flügel and Faupl P. eds. Geodynamics of the eastern Alps: Wien, Franz Deuticke. 361-378.
- TRENER GB. (1906): *Geologische Aufnahmen in nördlichen Abhang der Presanellagruppe*. Jb. Geol.Reichanst., **56**, 405-483.
- TRENER GB. (1911) - *Età e giacitura del massiccio granitico del Corno Alto (Adamello)*. Tridentum, **13**, 1-14.

- TREVISAN, L. (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino Occidentale)*. Mem. Ist. di Geol. Università di Padova, 1-128, Padova.
- ULMER P. (1992) - *Mantle petrogenesis of calc-alkaline parental magmas: experimental constraints and petrologic evidence from the Adamello granitoids. Petrological and structural analysis of plutonic complexes*. IV summer school, Siena 1990.
- VIALLI V. (1938) - *Note geologiche sul Monte Peller*. Boll. Soc. Geol. It., **58**, 293-330.
- VINASSA DE REGNY P. (1937) - *Su taluni fossili giuresi del Monte Peller*. Mem. Museo St. Nat. Ven. Trident., **4**, 63-97.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic fault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. ETH Zürich, Diss. 13590.
- WERLING E. (1992) - *Tonale-, Pejo- und Judicarien- Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen*. PhD, Zurich, Diss. ETH Nr. 9923, 223pp.
- WINKLER H.G.F. (1979) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5° Ed., Springer, New York.
- ZARSKE G. (1988) - *Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-line*. Göttinger Arbeiten zur Geologie und Palaontologie, **38**, 143. Zarske.
- ZATTIN M. (1994) - *Studio geologico del Plutone del Corno Alto, Batolite dell'Adamello*. Tesi Laurea, Università di Padova.
- ZATTIN M., BAZZOLO F., GIORIO L., MARTIN S. & TORNIELLI V. (1995) - *Intrusioni multiple nell'area del Corno Alto, Massiccio dell'Adamello*. Atti Tic. Sc. della Terra Pavia, serie speciale, 45-56.

Finito di stampare
nel mese di Novembre 2003
da **S.E.L.C.A.** - Firenze

