



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico



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

tavola 25 II
BRESIMO

a cura di
Silvana Martin¹, Laura Montresor²

© 2009 – Tutti i diritti riservati

Giunta della Provincia Autonoma di Trento

Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento

Con i contributi di: M. Avanzini³, N. Surian⁴

Revisione immagini: A. Centurini¹

Revisione testo e cartografia per Provincia Autonoma di Trento: M. Balboni⁵,
P. Trainotti⁵

Cartografia tratta dai rilievi originali alla scala 1:10.000, Foglio n. 025 “Rabbi”, eseguiti nell’ambito della Convenzione con il Servizio Geologico d’Italia (Progetto CARG-PAT).

Responsabile del Progetto: S. Cocco⁵ (M. Nardin⁵, fino al 1997, L. Veronese⁵, fino al 1998)

Coordinatore Scientifico del Foglio: S. Martin¹

Direttori di Rilevamento:

per il substrato V. Mair⁶

per i depositi quaternari G.B. Pellegrini⁷

Rilevatori: G. Fellin², D. Gaspari², R. Lovat², V. Mair⁶, L. Montresor², F. Penzo⁸,
G. Piccin², G. Piffer², N. Surian⁴

Responsabile dell’informatizzazione: G. Tommasi⁵ (fino al 2003)

Gruppo tecnico di supporto: M. Balboni⁵, C. Tomazzolli⁵, P. Trainotti⁵

1 Dipartimento di Scienze Ambientali - Università dell’Insubria;

2 Libero Professionista;

3 Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento;

4 Dipartimento di Geografia, Università di Padova;

5 Servizio Geologico - Provincia Autonoma di Trento;

6 Servizio Geologico - Provincia Autonoma di Bolzano;

7 Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica - Università di Padova;

8 Servizio Suolo e Verde Pubblico - Comune di Venezia.

Allestimento editoriale e stampa:  **S.E.L.C.A.** - Firenze

Editore: Provincia Autonoma di Trento

Martin, Silvana

Tavola 25 II Bresimo – Trento : Provincia autonoma di Trento. Giunta, 2009. – 1 kit (1 c. geogr., 1 v.) ; 22 cm. – (Carta geologica della Provincia di Trento : scala 1 : 25.000 : con note illustrative ; 25.2)

Tit. dal contenitore. - In testa al contenitore: Provincia autonoma di Trento. Servizio geologico

ISBN 978-88-7702-242-4

1 : Carta geologica / a cura di: S. Martin, L. Montresor – Scala 1 : 25.000. - 1 c. geogr. : color ; 84x63 cm ripieg. a 21x14 cm

2 : Note illustrative della carta geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000 / a cura di Silvana Martin, Laura Montresor. – 118 p. : ill. ; 21 cm.

1. Bresimo (Territorio) – Carte geologiche I. Montresor, Laura II. Trento (Provincia). Servizio geologico 554.538 52

ISBN: 978 88 7702 242 4

INDICE

1. - INTRODUZIONE	pag. 5
2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO »	9
3. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI »	11
3.1. - SISTEMA AUSTRALPINO»	11
3.1.1. - LA FALDA DEL TONALE	13
3.1.2. - LA FALDA ORTLES-CAMPO	18
3.1.3. - IL MAGMATISMO PRE-VARISICO	19
3.2. - IL MAGMATISMO ALPINO PERIADRIATICO»	19
3.3. - LE ALPI MERIDIONALI»	20
3.4. - LA STORIA DEFORMATIVA»	20
3.4.1. - ASSETTO PRE-ALPINO DELLA FALDA DEL TONALE»	21
3.4.2. - LA DEFORMAZIONE EO-ALPINA DELLA FALDA DEL TONALE	22
3.4.3. - LE FASI DEFORMATIVE TERZIARIE»	23
4. - LITOSTRATIGRAFIA»	27
4.1. - SISTEMA AUSTRALPINO»	27
4.1.1. - LA FALDA DEL TONALE	27
4.2. - SUCCESSIONI MESOZOICO - CENOZOICHE DELLE ALPI MERIDIONALI (A CURA DI M. AVANZINI)»	44
4.2.1. - CALCARE DI ANGOLO (ANG)»	45
4.2.2. - FORMAZIONE DI GIOVO (GIV)»	45
4.2.3. - FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR)	47
4.2.4. - FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)»	47
4.2.5. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	48
4.2.6. - CALCARE DI ZU (ZUU)»	49
4.2.7. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI (CG)»	50
4.2.8. - OOLITE DI SAN VIGILIO (OSV)	50
4.2.9. - FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG)	51
4.3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO	52
4.3.1. - FILONI	53
4.3.2. - CORPI TONALITICI (TLG)	53
5. - SUCCESSIONI QUATERNARIE	57
5.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE»	57
5.2. - DEPOSITI ANTICHI»	58
5.2.1. - DEPOSITI PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LOCAL LAST GLACIAL MAXIMUM" L.L.G.M.) E ALLE FASI TARDIGLACIALI	58

5.3. - DEPOSITI RECENTI E ATTUALI»	64
5.3.1. - ACCUMULI A GRANDI BLOCCHI (ROCK GLACIERS)»	64
5.3.2. - DEBRIS FLOWS»	64
5.3.3. - CONI DI TIPO MISTO»	65
5.3.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI (al)»	65
5.3.5. - DEPOSITI DI VERSANTE (ve/vem)»	65
5.3.6. - DEPOSITI DI FRANA (fc)»	66
5.3.7. - DEPOSITI PALUSTRI (pa)»	66
5.4. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) (CON CONTRIBUTI DI N. SURIAN)»	67
6 - TETTONICA E METAMORFISMO»	71
6.1. - EVOLUZIONE PRE-ALPINA.....»	71
6.2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA.....»	73
6.2.1. - METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA DEL TONALE.....»	73
6.3. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE.....»	73
6.3.1. - LA FALDA DEL TONALE.....»	73
6.4. - LE FAGLIE ALPINE.....»	75
6.4.1. - LA FAGLIA DI PASSO PALÙ.....»	76
6.4.2. - LA FAGLIA DI MALGA PREGHENA.....»	81
6.4.3. - LA ZONA DI FAGLIA DI RUMO.....»	82
6.4.4. - LA FAGLIA DELLE GIUDICARIE NORD.....»	84
6.4.5. - LA FAGLIA DELLA VALLE DELL'ACQUA.....»	86
6.4.6. - LA FAGLIA DELLA VAL BURLINI.....»	87
6.4.7. - LA FAGLIA DELLA VAL CLAPA.....»	87
6.5. - QUADRO SINTETICO DELLA TETTONICA TERZIARIA AL TETTO DELLA ZONA DI FAGLIA DELLE GIUDICARIE NORD.....»	88
7 - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA»	91
7.1. - SISMICITÀ.....»	91
7.2. - IDROGEOLOGIA.....»	92
7.3. - MINIERE.....»	101
8. - ARCHEOLOGIA (a cura di M. Avanzini)»	103
9. - BIBLIOGRAFIA»	105

1 - INTRODUZIONE

La Tavola 25 II SE "Bresimo" della Carta Geologica della Provincia Autonoma di Trento, alla scala 1:25.000, comprende un'area montuosa situata nel Trentino occidentale, e precisamente gran parte del territorio della Val di Bresimo e della Val di Lavazzè e un piccolissimo settore della Val di Rabbi, all'altezza dell'abitato di S. Bernardo (Fig. 1).

Dal punto di vista geografico, la Val di Bresimo è delimitata, a Nord, dalla cresta che comprende Cima Tuatti - *Nebelspitz* (2699,8 m s.l.m.), Cima Trenta (2636 m s.l.m.), Cima Binasia (2642,3 m s.l.m.), Cima della Siromba - *Schrummspitz* (2574,8 m s.l.m.) e il Monte Pin (2420 m s.l.m.). Sul versante destro della Val di Bresimo le vette comprese in questa tavola che separano la Val di Bresimo dalla Val di Rabbi sono Castel Pagano (2609 m s.l.m.), Cima Zoccolo (2561 m s.l.m.) e Cima delle Mandrie (2583 m s.l.m.). Le cime che delimitano invece la Val di Lavazzè sono, oltre a Cima della Siromba, il Monte Stubele - *Stübele* (2672,8 m s.l.m.), la Cima di Campolago - *Seefeldspitz* (2540,6 m s.l.m.), la Cima degli Olmi - *Ilmenspitz* (2656 m s.l.m.) e la Cima Lavazzè - *Seespitz* (2416 m s.l.m.).

Dal punto di vista geologico il territorio compreso nella Tavola Bresimo è caratterizzato da rocce cristalline del basamento Austroalpino e in minor misura, nel settore sud-orientale, da rocce sedimentarie delle sequenze di copertura meso-cenozoica delle Alpi Meridionali. Nell'ambito del basamento Austroalpino vi affiorano anche rarissime rocce del mantello terrestre, ricristallizzate in condizioni di altissima pressione, quali le peridotiti a granato. L'area è attraversata inoltre da diversi lineamenti tettonici di notevole importanza regionale alcuni dei quali tuttora sismogenici, come la linea delle Giudicarie Nord.

L'assetto geologico dell'area della Tavola è stato determinato soprattutto dall'orogenesi alpina, anche se vi sono importanti testimonianze dell'orogenesi varisca. L'assetto geomorfologico è stato influenzato dalle strutture tettoniche e, nel corso del Pleistocene e dell'Olocene, dall'evoluzione dei ghiacciai, i quali hanno modellato le valli e lasciato numerose testimonianze dei loro stadi di ritiro.

Sia la Val di Bresimo che la Val di Lavazzè sono orientate ONO-ESE, mentre numerose valli tributarie della Val di Bresimo sono orientate circa NE-SO e NO-SE parallelamente a linee tettoniche regionali, quali ad esempio, la linea di Rumo.

La Tavola 1:25.000 “Bresimo” fa parte del Foglio alla scala 1:50.000 “Rabbi” ed è stata rilevata tra il 1998 e il 2002 nell’ambito del Progetto CARG-PAT 1996 (Accordo di Programma del 13.11.1996 tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico e la Provincia Autonoma di Trento) sotto il coordinamento scientifico di Martin S., la direzione di Veronese L., dal 1997 al 1998 e Cocco S., dal 1998, e il coordinamento scientifico di Pellegrini G.B. per gli aspetti geomorfologici e per il rilevamento delle forme e dei depositi quaternari.

Fellin G., Montresor L., Penzo F. e Surian N. con la collaborazione di Piccin G. hanno effettuato il rilevamento geologico e geomorfologico della Tavola.

Come base topografica per il rilevamento è stata utilizzata la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000. La carta degli affioramenti è stata omogeneizzata, informatizzata e riportata sulla base topografica IGM alla scala 1:25.000 a cura del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.).

Per quanto riguarda l’area della Tavola Bresimo, queste note illustrative rappresentano un ampliamento dei contributi delle Note Illustrative del Foglio n. 25 alla scala 1:50.000 “Rabbi” della Carta Geologica d’Italia in fase di ultimazione.

Analogamente al Foglio Rabbi, il rilevamento e l’elaborazione delle Note Illustrative della Tavola Bresimo sono basati su criteri tettono-metamorfici, i più idonei alla rappresentazione delle unità geologiche cristalline metamorfiche. Nel corso del rilevamento delle unità di basamento Austroalpino e di copertura delle Alpi Meridionali che affiorano nell’area in oggetto, maggior cura è stata rivolta soprattutto all’analisi dell’assetto strutturale alpino, evidenziando il ruolo dei principali lineamenti tettonici alpini.

Nell’area della Tavola Bresimo, affiorano unità paleozoiche di alto grado (Falda del Tonale) con associazioni mineralogiche relitte di alta/altissima pressione ancora ben conservate, benché coinvolte nell’orogenesi alpina, contenute in eclogiti e peridotiti a granato. Queste unità sono state descritte tenendo conto della rielaborazione tettono-metamorfica dominante operata dall’orogenesi tardo-paleozoica (varisica).

Contributi utili alla caratterizzazione metamorfica del basamento eclogitico e delle peridotiti a granato pre-alpine ivi presenti provengono da GODARD G. dell’Università Denis Diderot, NIMIS P. dell’Università di Padova, TUMIATI S. dell’Università di Milano, da THÖNI M. dell’Università di Vienna per quanto riguarda le datazioni Sm-Nd, da DEL MORO A. e LAURENZI M. dell’Istituto di Geoscienze e Georisorse CNR di Pisa per quanto riguarda le datazioni Rb-Sr e ^{40}Ar - ^{39}Ar su vari tipi di roccia.

MASSIRONI M. e SQUARZONI C. hanno contribuito all’analisi dei sistemi di faglia e frattura neo-alpini e recenti tramite telerilevamento e analisi comparata di foto aeree. VIOLA G. e LAURENZI M., rispettivamente presso il Politecnico di Zurigo e il Laboratorio CNR di Pisa, hanno datato le faglie tramite l’applicazione delle tracce di fissione su apatite e analisi ^{40}Ar - ^{39}Ar su vene di pseudotachiliti

associate alle faglie.

AVANZINI M. del Museo Tridentino di Scienze Naturali di Trento ha verificato la cartografia delle sequenze mesozoiche dell'angolo SE della Tavola e la loro congruità con le analoghe sequenze del contiguo Foglio Appiano.

Le successioni quaternarie sono state cartografate con accuratezza, seguendo criteri litomorfogenetici distinguendo i depositi antichi e attuali/recenti.

L'analisi e la valutazione della sismicità regionale sono state effettuate dal personale del Servizio Geologico di Trento.

2 - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'area della Tavola 25 II SE alla scala 1:25.000 "Bresimo" è compresa solo in parte nel territorio della Provincia Autonoma di Trento. Il territorio trentino comprende le valli di Bresimo e Lavazzè (Fig. 1) che confluiscono nell'alta Val di Non. Nell'area non sono presenti bacini glacializzati, come ad esempio la famosa Vedretta del Careser che è situata ad Ovest, nell'area della Tavola "Rabbi", a cau-

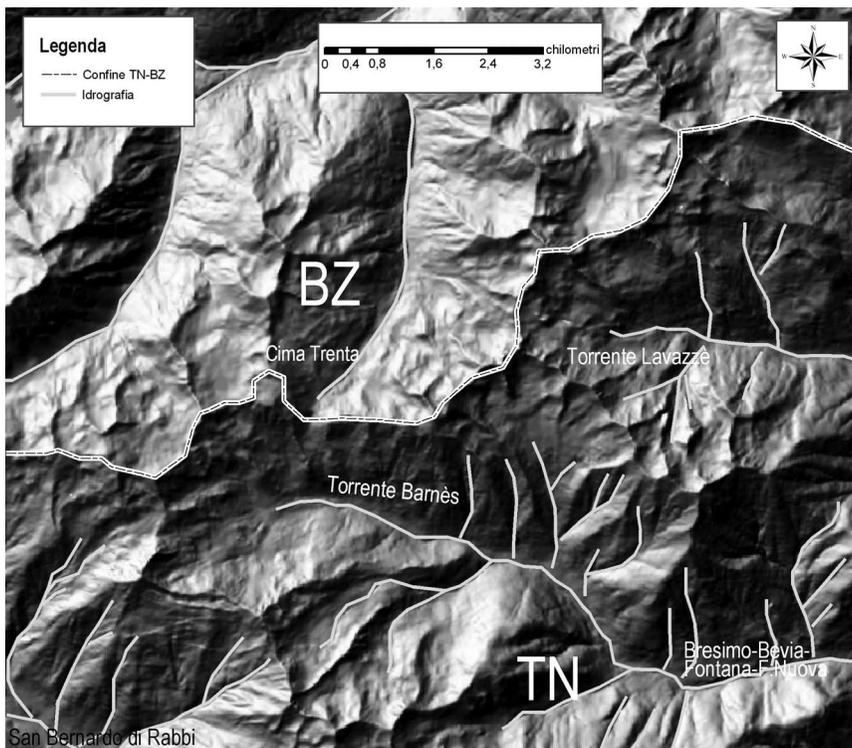


Fig. 1 - "Modello digitale del terreno" (DTM) della Tavola Bresimo con incluse le valli di Bresimo (Torrente Barnès) e di Lavazzè (Torrente Lavazzè).

sa sia delle quote meno elevate delle cime che dell'esposizione delle valli.

I corsi d'acqua che scorrono nelle due valli principali, il T. Barnès e il T. Lavazzè, sono tributari del Torrente Noce che, a sua volta, confluisce nel Fiume Adige presso Trento, e appartengono entrambi al bacino idrografico dell'Adige.

Come già accennato, alcune valli tributarie del T. Barnès hanno andamento SO-NE (ad es. la Valle dell'Acqua, la Valle del Rio delle Malghe, la Val Borca, la Val Malgazza) e sono incise in corrispondenza di lineamenti tettonici regionali che sembrano aver condizionato l'assetto della rete idrografica e la morfologia delle valli. Nell'angolo Sud-orientale della Tavola, l'incisione della Val Verniani, a Nord-Ovest di Monticello, è modellata in corrispondenza della linea delle Giudicarie Nord, che costituisce il contatto tra le unità di basamento Austroalpino e le coperture delle Alpi Meridionali.

Durante l'Ultima Massima Espansione Glaciale, la Val di Bresimo è stata sede di un ghiacciaio così come la Val di Rabbi e la Val di Lavazzè fino al suo sbocco in Val di Non. E' caratterizzata da cospicui depositi glaciali su entrambi i versanti, dalla presenza di rock glaciers e da depositi di contatto glaciale che testimoniano della permanenza del ghiacciaio nella Val di Non fino al Tardiglaciale (Pleistocene Superiore).



Fig. 2 - Vista panoramica sull'alta Val di Bresimo: in primo piano la Malga Bordolona di sotto e sullo sfondo, a sinistra, Castel Pagano, a destra Cima Tuatti e Cima Trenta.

3 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

Nell'area della Tavola Bresimo affiorano unità di basamento cristallino di medio e alto grado del sistema di falde Austroalpino. Precisamente, vi affiora la Falda del Tonale che occupa la posizione strutturale più elevata del sistema Austroalpino (Austroalpino superiore). All'estremità Sud-orientale della Tavola, lungo la faglia delle Giudicarie Nord, il basamento Austroalpino è in contatto con le successioni meso-cenozoiche delle Alpi Meridionali. Nell'angolo Nord-occidentale della Tavola, lungo la linea di Peio, è presente un affioramento della Falda Ortles-Campo.

Nell'ambito dell'inquadramento geologico verrà fatto anche un breve accenno alle unità tettono-metamorfiche che affiorano più estesamente nelle aree limitrofe.

3.1 - SISTEMA AUSTROALPINO

Il sistema Austroalpino comprende numerose falde sovrapposte. Tra il Passo del Brennero e l'alta Valtellina, attualmente, esso raggiunge uno spessore di qualche chilometro. Le falde sono costituite da basamento cristallino pre-permiano (varisico) intruso da granitoidi carboniferi e permiani, e da scaglie di sequenze di copertura permo-mesozoica (HAMMER, 1906, 1908a, 1908b, 1912; ANDREATTA, 1952, 1954; GREGNANIN & PICCIRILLO, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981; HOINKES & THÖNI, 1993). Le falde Austroalpine derivano dalle propaggini settentrionali della placca africana o molto più probabilmente di una microplacca dotata di moto autonomo, indicata con il nome di Adria (o Apulia), che ha subito un processo di estensione e assottigliamento tra il Permiano e il Trias (FROITZHEIM & EBERLI, 1990; CONTI, 1995; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996).

La falda strutturalmente più elevata (Falda del Tonale) mostra un'impronta tettono-metamorfica alpina blanda e localizzata, ma conserva ampiamente le strutture e le tracce della storia metamorfica varisica (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii* 1998b). La falda più profonda (Falda Ortles-Campo) appare essere stata più intensamente deformata e rielaborata dall'orogenesi alpina e conserva pochi relitti pre-alpini. Quest'ultima è derivata anch'essa dalla crosta africana situata al margine della micro-placca Adria ed è costituita da scaglie trasposte di basamento e dell'originaria copertura sedimentaria. Nella catena attuale il limite tra la crosta

africana pressoché priva di metamorfismo alpino (micro-placca adriatica) e il cuneo orogenico alpino metamorfico derivato dai margini adriatico, europeo e dalle rocce oceaniche, è rappresentato dal Lineamento Periadriatico (o Insubrico), di cui la faglia delle Giudicarie Nord, che affiora nell'angolo SE della Tavola Bresimo, è un segmento importante.

Nell'area della Tavola Bresimo affiora la Falda del Tonale costituita da unità di crosta profonda adriatica. La Falda Ortles-Campo, costituita da unità di crosta superiore, è presente esclusivamente nell'angolo Nord-occidentale della Tavola. Le due falde sono in contatto tettonico lungo la linea di Peio (ANDREATTA, 1948a; MARTIN *et alii*, 1991).

Le falde Austroalpine sono alloctone, come già postulato per le Alpi Orientali da TERMIER (1903, 1904, 1905), STAUB (1924, 1926) e DAL PIAZ (1934, 1936). Storicamente, esse erano state raggruppate da STAUB (1924), in base al criterio di sovrapposizione, in tre Sistemi: inferiore (o Grigionidi inferiori comprensive delle Falde Carungas, Err e Bernina), medio (o Grigionidi superiori comprensive delle Falde Campo, Umbrail, Languard-Tonale e Ortles) e superiore (o Tiroliidi comprensive delle Falde Ötztal e Silvretta).

Questi raggruppamenti non furono condivisi da GB. DAL PIAZ (1936) che invece preferì raggruppare le falde in due soli sistemi: superiore (comprendente le Falde Ötztal, Ortles, S-Charl, Umbrail, Quaternals, Languard e Tonale) e inferiore (comprendente le Falde Carungas, Err e Bernina).

Gran parte dei geologi alpini svizzeri e austriaci continuarono a raggruppare le falde secondo i criteri proposti da STAUB (TOLLMANN, 1987); i geologi alpini italiani invece secondo il criterio proposto da GB. DAL PIAZ (POZZI, 1965; ARGENTON *et alii*, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1988).

In queste note illustrative viene mantenuta la suddivisione storica in falde, ma vengono evidenziati soprattutto l'assetto tettonico della pila di falde derivato dall'orogenesi alpina, il loro carattere composito e le caratteristiche strutturali e metamorfiche di ciascuna falda e delle unità che ne fanno parte.

Nell'area compresa tra la Val Venosta e la Val di Sole, ANDREATTA (1951a, 1951b, 1952, 1953, 1954), in base al grado metamorfico, distinse tre complessi principali: (i) il basamento di epizona costituito da filladi quarzifere, marmi, cloritoscisti e ortogneiss; (ii) il basamento di mesozona costituito da micascisti e paragneiss a granato, quarziti, ortogneiss, anfiboliti; (iii) il basamento di catazona, limitato al settore situato a SE della faglia di Peio, e suddiviso a sua volta in "Serie del Tonale" composta da paragneiss di alto grado a sillimanite, marmi, serpentiniti con abbondanti ortogneiss pegmatitici, e "Serie di Ultimo" composta da paragneiss a cianite e granato, gneiss granulitici, kinzigiti, migmatiti e intercalazioni di ortogneiss, peridotiti a spinello e granato e anfiboliti. Secondo ANDREATTA il basamento di epizona era costituito dalle stesse rocce del basamento di mesozona, ma con un grado di retrocessione molto più marcato.

3.1.1. - LA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale (Zona del Tonale *Auct.*) venne studiata e cartografata sin dagli inizi del secolo scorso da geologi e naturalisti austriaci ed italiani (HAMMER, 1902, 1905; HAMMER & TRENER, 1908; SCHMIDEGG, 1936; DAL PIAZ, 1942; ANDREATTA, 1936, 1948a, 1948b, 1951, 1954). HAMMER & TRENER (1908) descrissero dettagliatamente le litologie del basamento della Falda del Tonale nella carta geologica "Bormio und Passo Tonale". ANDREATTA (1936) rivolse dapprima la sua attenzione alle rocce di alto grado della Val d'Ultimo e della Val di Lavazzè (Fig. 3) e successivamente (ANDREATTA, 1951b) alla porzione della falda che affiora nel Trentino occidentale realizzando il Foglio Monte Cevedale della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000. Descrisse in dettaglio le strutture tettoniche, le caratteristiche metamorfiche e le mineralizzazioni della Falda del Tonale, evidenziandone anche l'assenza di copertura mesozoica, in un volume monografico (ANDREATTA, 1954).

ANDREATTA (1948a) distinse per primo le unità d'Ultimo e del Tonale s.s. all'interno della Falda del Tonale, sulla base della posizione strutturale, delle caratteristiche litologiche e della storia metamorfica varisica.

Per quanto concerne la posizione strutturale, l'unità del Tonale si trova al di sotto dell'unità d'Ultimo. La prima è caratterizzata da relitti di alta temperatura e dalla presenza di marmi, la seconda dalla presenza di relitti eclogitici pre-alpini e numerose scaglie di peridotiti a granato (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998b; TUMIATI *et alii*, 2003). Il limite tra le due unità non è chiaro a causa della sovrainfrazione metamorfica tardo-varisica in facies anfibolitica che è sovrainpressa su tutte le rocce delle due unità della Falda del Tonale. Tuttavia la presenza di relitti eclogitici è peculiare solo dell'unità d'Ultimo.

Il contatto tra le due unità è situato in corrispondenza di marmi dell'unità del Tonale mineralizzati a magnetite e intensamente ripiegati lungo il versante

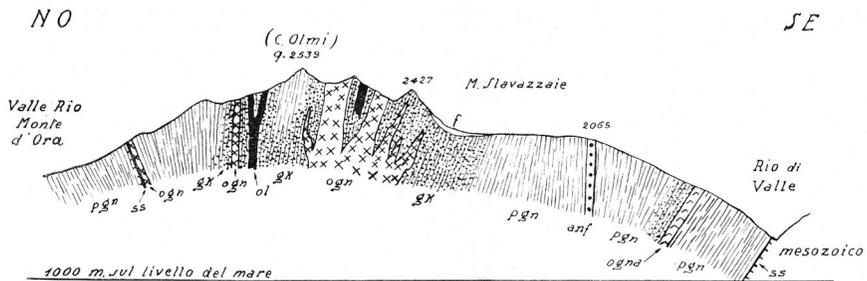


Fig. 3 - Profilo attraverso l'alta Val di Lavazzè e la Val d'Ora (tributaria destra della Val d'Ultimo).
 Legenda: pgn = paragneiss e micascisti sericitico-epidotici; ogn = ortogneiss a due miche; ogna = ortogneiss muscovitici; gn = rocce della formazione kinzigitica; ol = olivinita (peridotiti ricche in olivina); anf = anfiboliti; ss = superfici di scorrimento (ANDREATTA, 1936).

sinistro della Valle di Peio. Esso è stato localmente riattivato durante l'orogenesi alpina dal sovrascorrimento di Cima Grande. Il piano di sovrascorrimento è Nord-vergente ed è stato datato all'Eocene (MÜLLER *et alii*, 1997b) (Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007). Analogamente, in alta Val di Bresimo i marmi che affiorano nell'area della Malga Bordolona di sopra e i fels carbonatici di Cima Zoccolo potrebbero rappresentare l'originaria zona di contatto (pre-alpina) tra l'unità del Tonale e l'unità d'Ultimo.

3.1.1.1. - Unità d'Ultimo

Comprende al suo interno due sub-unità, rispettivamente di alta pressione e di ultra-alta pressione, che sono state giustapposte prima della riequilibrio in facies anfibolitica tardo-varisca: (i) l'unità d'Ultimo Sud-occidentale che affiora tra le faglie di Rumo (a NO), del Tonale (a Sud) e delle Giudicarie Nord (a SE) in facies anfibolitica (con relitti eclogitici); (ii) l'unità d'Ultimo Nord-orientale che affiora tra le faglie di Peio (a NO) e di Rumo (a SE), in facies eclogitica di ultra-alta pressione (MARTIN, 2003)

L'unità d'Ultimo Sud-occidentale è costituita da gneiss a granato, cianite ± sillimanite, gneiss a due miche, metagabbri, rare eclogiti retrocesse, peridotiti serpentizzate ed estesi corpi granitoidi, trasposti lungo la scistosità regionale pre-alpina (Fig. 4 a, b). Affiora dal Monte Pin, a NE, fino alla zona di Cima Mandrie a SO (GODARD *et alii*, 1996).

Le associazioni mineralogiche sono eclogitiche, come indicato da $P \approx 1.3$ GPa e $T \approx 750^\circ\text{C}$ (si vedano le note illustrative del Foglio 1:50.000 Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007; SUSINI, 1994). I numerosi corpi di rocce ultramafiche (duniti, lherzoliti e harzburgiti) più o meno serpentizzate presenti in quest'area, esse potrebbero rappresentare frammenti di un antico mantello sub-oceanico inseriti in un prisma orogenico prima dell'evento eclogitico pre-alpino.

Nelle rocce ultramafiche non sono mai stati osservati relitti di granato.

Nell'area della Tavola Bresimo, l'età di raffreddamento del basamento della sub-unità d'Ultimo Sud-occidentale è suggerita dalle datazioni eseguite sui metagabbri di Cima Mezzana (Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007) che hanno dato età Carbonifere (datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar su anfibolo; LAURENZI *et alii*, 1998) e dalle datazioni K-Ar eseguite sulla flogopite della peridotite a spinello di Cima Zoccolo, trasposta entro gneiss a sillimanite (300 Ma; HUNZIKER in ROST & BRENNIS, 1978).

L'unità d'Ultimo Nord-orientale affiora lungo il versante sinistro della Val di Bresimo e nell'alta Val di Lavazzè, a Nord della faglia di Rumo. E' costituita da gneiss a granato e cianite, migmatiti stromatiche, migmatiti nebulitiche ricche in leucosoma (ANDREATA, 1932, 1935; BERGER, 1989; HÖLLER & HAUZENBERGER, 1992; HAUZENBERGER *et alii*, 1993; HÖLLER, 1993; HOINKES & THÖNI, 1993;

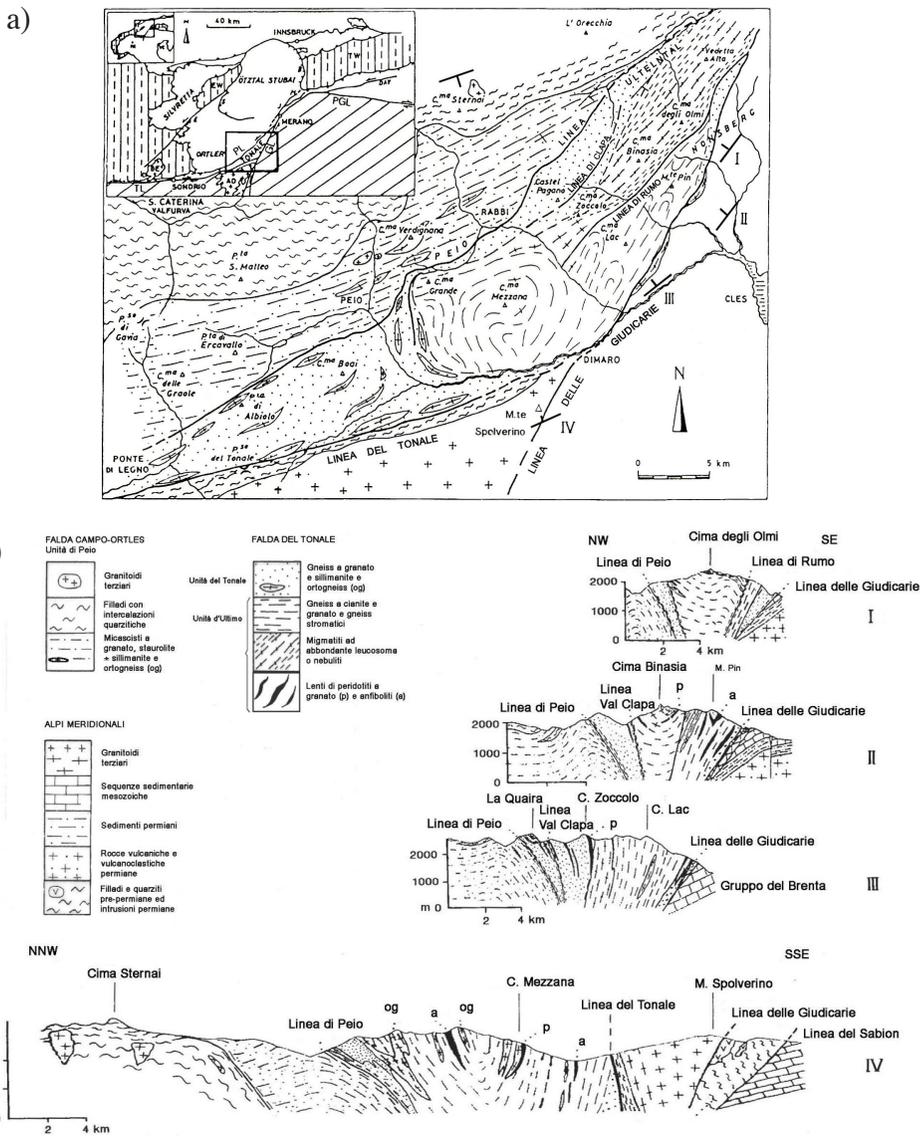


Fig. 4 - a) Carta geologica schematica del Trentino occidentale (GODARD et alii, 1996). I - IV = tracce dei profili geologici della Fig. 4b.

Legenda del riquadro sintetico: EW: Finestra tettonica dell'Engadina, TW: Finestra tettonica dei Tauri, BE: Plutone di Bregaglia, AD: Batolite dell'Adamello, E: Linea dell'Engadina, S: Linea di Slingia, TL: Linea del Tonale, PL: Linea di Peio, GL: Linea delle Giudicarie, PGL: Linea della Val Pusteria-Gailtal, DAV: Linea Deferegger-Anterselva-Valles.

Legenda della carta geologica in Fig. 4b.

b) Profili geologici tratti da TERMIER (1905), AMFERER & HAMMER (1911), ANDREATTA (1954) e modificati da MARTIN et alii, 1998b. Legenda: a: anfiboliti, og: ortogneiss, p: peridotiti.

HÖLLER & HOINKES, 1993; MARTIN *et alii*, 1994; HAUZENBERGER *et alii*, 1996), anfiboliti a granato, peridotiti a granato e spinello (BRENNEIS, 1971; ROST & BRENNEIS, 1978; GEBAUER & GRUNENFERLD, 1979; MORTEN & OBATA, 1984; OBATA & MORTEN, 1987; NTAFLS & RICHTER, 1992; NTAFLS & THÖNI, 1994; GODARD & MARTIN, 2000; NIMIS & MORTEN, 2000; RAMPONE & MORTEN 2001; TUMIATI *et alii*, 2003), metagranitoidi e leucosomi trondhjemitici a cianite (DEL MORO *et alii*, 1999) e GODARD *et alii*, 1996, MARTIN *et alii*, 1998b). Relitti eclogitici sono stati segnalati da BENCIOLETTI & POLI (1993), BONANI (1994), GODARD *et alii* (1996), HAUZENBERGER *et alii* (1996), DEL MORO *et alii* (1999), in aree situate immediatamente a Nord della Tavola Bresimo (si vedano le Note Illustrative del Foglio Rabbi alla scala 1:50.000, in fase di ultimazione).

Le pressioni stimate indicano condizioni di ultra-alta pressione e si aggirano attorno ai 1.6-2.5 GPa mentre le temperature sono dell'ordine di 750°-900°C (GODARD *et alii*, 1996; TUMIATI *et alii*, 2003). Studi sono ancora in corso su minerali metasomatici di alta pressione di recentissima scoperta, quali la La-dissakisite (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005), e sulla scapolite (LAURENZI *et alii*, 2002).

Recenti studi sull'unità d'Ultimo Nord-orientale hanno messo in evidenza il caratteristico assetto di "mélange" tettono-metamorfico di questa sub-unità (RANALLI *et alii*, 2005) e diffusi processi di metasomatismo nelle peridotiti a granato (RAMPONE & MORTEN, 2001; TUMIATI *et alii*, 2007).

Sia le rocce ultramafiche che le migmatiti stromatiche e le rocce anfibolitiche metasomatizzate al contatto tra le prime due, hanno analoghe età di raffreddamento (330 ± 6 Ma, datazioni Sm-Nd sui minerali eclogitici, di 333.3 ± 2.4 Ma, datazioni U-Pb su monaziti dei leucosomi). Questi studi petrologici e geocronologici indicano che il picco di pressione, la migmatizzazione e il metasomatismo sono avvenuti nell'ambito dello stesso evento metamorfico. La presenza di apatite ricca in Cl nelle anfiboliti metasomatizzate al contatto con le peridotiti a granato e le migmatiti, e il contenuto delle terre rare e di alcuni elementi in traccia nelle peridotiti suggeriscono inoltre un'intensa circolazione di fluidi ricchi in Cl e LILE (*large-ion lithophile elements*), forse derivati da ambiente oceanico e trasportati nelle zone di subduzione durante il metamorfismo di alta pressione. Tali fluidi avrebbero causato la pervasiva idratazione delle peridotiti, il loro arricchimento in LILE e il disequilibrio isotopico di Sm-Nd tra le fasi mineralogiche soprattutto nelle peridotiti a granato ricristallizzate (TUMIATI *et alii*, 2007).

All'interno degli gneiss migmatitici sono stati osservati filoni e apofisi di leucosomi di composizione trondhjemitica fino a granitica. A contatto con il materiale mafico (lenti di eclogiti anfibolitizzate) questi leucosomi assumono composizione tonalitica (DEL MORO *et alii*, 1999). L'età delle intrusioni trondhjemitiche e granitiche è di poco successiva a quella del metamorfismo di alta pressione e alta temperatura (post-330 Ma).

La datazione radiometrica Rb-Sr delle miche bianche nei filoni granitici ha dato età di raffreddamento triassiche superiori (205 Ma, datazione Rb-Sr su muscovite e roccia totale, dati inediti di Del Moro e Martin sul campione PV 58: pegmatite a muscovite e cianite del circo del Monte Ometto, a Nord della presente Tavola). Queste età sono più recenti delle età ottenute su anfibolo e scapolite (249.6 ± 4.3 Ma; $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ isocrona; $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ età di plateau: 251.6 ± 2.6 Ma, entrambe su scapolite) nei leucosomi affioranti presso la Malga Manzara (*Stierberg*) (Foglio 1:50.000 Rabbi, in fase di ultimazione) (LAURENZI *et alii*, 2002). La datazione della biotite in numerosi campioni, tra cui alcuni provenienti dalla Val di Lavazzè, ha dato invece età giurassiche sia negli gneiss stromatici che nei filoni leucocratici. Le datazioni Rb-Sr sui micascisti e gneiss retrocessi in prossimità della linea delle Giudicarie Nord ha dato età che vanno dal Giurassico al Cretaceo inferiore (Tab.1). Queste età testimoniano un lento raffreddamento delle rocce dell'unità d'Ultimo Nord-orientale, protrattosi dal Carbonifero fino al Giurassico e, in alcuni settori del basamento, fino al Cretaceo inferiore.

La zona di contatto tra la sub-unità d'Ultimo Nord-orientale e la sub-unità d'Ultimo Sud-occidentale è poco evidente. Essa si colloca al passaggio tra le migmatiti e gli gneiss a dominante sillimanite sottostanti (complesso della Cima Binasia-Val di Bresimo orientale) e gli gneiss stromatici fortemente deformati a cianite e granato soprastanti che affiorano nella zona di cresta tra Cima Stubele, Cima della Siromba, Cima degli Olmi e Cima Vedetta Alta (*Hochwart*).

Essa è caratterizzata dalla presenza di numerose lenti di peridotiti a granato e spinello. Nella carta geologica non è stata evidenziata.

La zona di contatto tra l'unità d'Ultimo e l'unità del Tonale è anch'essa poco evidente. Non lontano dal contatto, poco più a Sud, affiorano le peridotiti del passo di Val Clapa a granato (si tratta di filoni pirossenitici a granato trasposti nelle peridotiti, NIMIS & MORTEN, 2000; MARTIN *et alii*, 2004) e le peridotiti della Cima Zoccolo a spinello, entrambe trasposte entro gneiss stromatici a dominante sillimanite e rara cianite della sub-unità d'Ultimo Sud-occidentale. Un'altra zona di contatto tra l'unità

Val di Lavazzè e zona del Monte Pin (Unità di Ultimo)				
Campione	Roccia incassante	Ubicazione	Minerale datato	Età (Ma)
LG219	Banda micacea associata ad ortogneiss	Val di Lavazzè (1340 m s.l.m)	Biotite / roccia totale	155.0 ± 2.0
LG220	Ortogneiss	Val di Lavazzè (1360 m s.l.m)	Muscovite / roccia totale	265.0 ± 3.0 137.0 ± 1.0
LG221	Ortogneiss	Val di Lavazzè	Biotite / roccia totale	127.0 ± 1.0
A1599	Micascisti	Versante destro della Val di Lavazzè (nei pressi della Linea delle Giudicarie Nord)	Muscovite / roccia totale	258.0 ± 3.0
			Biotite / roccia totale	145.0 ± 1.0

Tabella 1 - Datazioni Rb-Sr su campioni provenienti dalla Val di Lavazzè e dalla zona del Monte Pin (singoli minerali e roccia totale; Del Moro, dati inediti).

Costanti utilizzate per il calcolo dell'età: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corretto per lo standard E.A. = 0.7080.

$$\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \right)_t = \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \right)_0 - \left(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \right) \lambda t$$

$$\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

t = età del minerale

d'Ultimo soprastante e l'unità del Tonale è visibile in valle di Peio, in prossimità del sovrascorrimento di Cima Grande (Tavola Peio 1:25.000, MARTIN, 2006). Anche in questo caso il contatto è situato lungo i marmi dell'unità del Tonale.

3.1.1.2. - Unità del Tonale

Nell'ambito della Tavola Bresimo l'unità del Tonale affiora sul versante sinistro della bassa Val di Rabbi, in corrispondenza della cresta Cima Zoccolo-Castel Pagano e Cima Tuatti-Cima Trenta in alta Val di Bresimo, e riaffiora nell'area Nord-orientale della Tavola nella media e bassa Val di Lavazzè. È costituita da paragneiss di alto grado che includono ortogneiss, marmi, rocce calc-silicatiche (fels), quarziti, anfiboliti ed epidiositi, serpentiniti (Cima Zoccolo), metapliti e metapegmatiti (CAMPANA, 1995). Il litotipo dominante è un paragneiss a grana medio-grossa a plagioclasio, granato, sillimanite \pm K-feldspato (*Tonaleschiefer* di SALOMON, 1901) retrocesso in un micascisto a due miche con rara sillimanite fibrolitica (MARTIN *et alii*, 1998b). Nell'area della Tavola Bresimo affiorano solo alcune di queste litologie, tra cui i marmi.

L'unità del Tonale mostra una storia deformativa polifasica con almeno due eventi deformativi pre-alpini in facies anfibolitica e un evento deformativo duttile alpino caratterizzato dallo sviluppo di grandi pieghe con asse orientato NE-SO, e sviluppo di fasce milonitiche.

Al Passo Tonale, nel Foglio Ponte di Legno, sono state osservate ampie cerniere di pieghe alpine ettometriche che deformano serpentiniti con filoncelli pirossenitici, fels mafici, marmi impuri a bande, localmente mineralizzati a magnetite e pirite, trasposti, i quali formano le dorsali di Punta Albiolo, Cima Redival, Cima Forzellina e Cima Boai (ANDREATA, 1954; MENDUM, 1976; RONCHI, 1987; MARTIN *et alii*, 1991; MARTIN & PROSSER, 1993; MARCATO, 1995).

L'età della scistosità regionale è stata determinata sulla base dell'età di raffreddamento (Rb-Sr) delle miche bianche di metapegmatiti trasposte nel basamento (Foglio Ponte di Legno) ed è risultata essere varisica (GRAUERT & SOPTRAJANOVA, 1972; THÖNI, 1981).

3.1.2. - LA FALDA ORTLES-CAMPO

Data l'esiguità dell'affioramento di rocce appartenenti a quest'unità (situato nell'estremo angolo Nord-occidentale della Tavola) per la descrizione di essa si rimanda alle note illustrative della Tavola limitrofa 1:25.000 "Rabbi" della Provincia Autonoma di Trento (MONTRESOR & MARTIN, 2008) e al Foglio alla scala 1:50.000 "Rabbi" della Carta Geologica d'Italia in fase di ultimazione.

3.1.3. - IL MAGMATISMO PRE-VARISICO

Il basamento Austroalpino della Falda del Tonale, nella Tavola Bresimo, mostra evidenze di eventi magmatici pre-varisici, testimoniati dalla presenza di piccoli corpi tonalitici (meta-tonaliti) situate nel circo a Nord della Malga Masa Murada e lungo la cresta presso la Cima Binasia (HAUZENBERGER *et alii*, 1993; 1996) (al di fuori della presente Tavola). A Sud della linea di Rumo è presente un corpo piuttosto esteso di ortogneiss granitici che si sviluppa entro l'unità d'Ultimo Sud-occidentale, a partire dalla Val di Rabbi attraverso la Val di Bresimo fino alla Val di Lavazzè.

Numerose intercalazioni concordanti di ortogneiss granitici sono inoltre presenti nell'unità del Tonale s.s., in alta Val di Bresimo e in Val di Rabbi.

Fin'ora sono state datate esclusivamente le apofisi granodioritiche e granitiche della cresta presso la Cima Binasia; esse hanno dato età $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ su zircone intorno a 470 Ma interpretate come età di intrusione, ed età di riequilibrio metamorfica intorno a 365 Ma (HAUZENBERGER *et alii*, 1993). Recenti datazioni sugli ortogneiss migmatizzati presso la Cima Binasia hanno dato un'età di 399 ± 1 Ma (isocrona Sm-Nd su granato-roccia totale; HAUZENBERGER *et alii*, 1996).

La scarsità di datazioni su corpi di ortogneiss poco deformati non ha permesso di riconoscere la presenza di un magmatismo di età permiana in quest'area.

3.2. - IL MAGMATISMO ALPINO PERIADRIATICO

Il magmatismo tardo alpino di questo settore delle Alpi Orientali appartiene al ciclo di intrusioni postcollisionali. Esso comprende filoni, apofisi e piccoli plutoni di composizione intermedia che tagliano le strutture pre-alpine ed eo-alpine. Fanno parte di queste manifestazioni le scaglie tonalitiche che affiorano entro il sistema di faglie del Lineamento Periadriatico (Linea delle Giudicarie Nord) note in letteratura come "*Lamellae*" (DAL PIAZ, 1926, 1934, 1942; SASSI & ZANFERRARI, 1971, 1973; EXNER, 1976; VISONÀ, 1976; VAN GOSEN, 1989) e numerosi filoni porfirici di piccole dimensioni.

Numerose intrusioni sono state cartografate da ANDREATTA (1951) nell'area del Foglio 1:100.000 Cevedale e descritte in varie pubblicazioni. Altri lavori sono stati prodotti sulle rocce intrusive da HAMMER (1903, 1908), KLEBELSBERG (1935), MINGUZZI (1940), ANDREATTA (1942, 1953), GATTO *et alii* (1976), BECCALUVA *et alii* (1979), DAL PIAZ & MARTIN (1980), BECCALUVA *et alii* (1983), VENTURELLI *et alii* (1984), DAL PIAZ *et alii* (1988), PURTSCHELLER & MOGESSIE (1988), MAIR (1991, 1995, 1998, 2002).

Nell'ambito della Tavola Bresimo, entro la Falda del Tonale, non affiorano apofisi, ma sono segnalati alcuni filoni andesitici lungo la cresta Binasia, lungo la dorsale Serra Spinal e in alta Val di Lavazzè. Contengono talora inclusi di rocce incassanti quali frammenti di anfiboliti, gabbri e peridotiti a spinello \pm granato (SUSINI & MARTIN, 1996).

Dato che questi corpi filoniani non hanno evidenze di deformazione, essi rappresentano un *marker* cronologico di prim'ordine confermando che dopo la loro intrusione non vi è stata nessuna deformazione regionale significativa né duttile né fragile e che l'assetto strutturale generale non è sostanzialmente cambiato da allora.

3.3. - LE ALPI MERIDIONALI

Le unità Sudalpine meso-cenozoiche affiorano nel settore Sud-orientale della Tavola. Si tratta di unità sedimentarie di età triassica e del Cretaceo superiore fino a eocenica (Formazione della Val d'Agola). In Val di Bresimo, queste unità non sono state oggetto di dettagliati studi geologici. A causa della limitata estensione che le contraddistingue si rimanda per ulteriori informazioni al Foglio alla scala 1:50.000 Appiano della Carta Geologica d'Italia (AVANZINI *et alii*, 2007) e alla Tavola alla scala 1:25.000 Fondo (AVANZINI *et alii*, 2002) della Carta Geologica della Provincia Autonoma di Trento.

In generale, lo spessore delle coperture mesozoiche del settore interposto tra la Val d'Adige e le Giudicarie è ridotto in quanto queste si sono depositate in una zona di transizione tra il Bacino Lombardo e l'Alto Trentino (Dolomiti Trentine) (ITALIAN IGCP 20 GROUP, 1986). La successione sedimentaria comprende anche depositi flyschoidi sinorogenici di età Cretaceo superiore-Eocene depositi lungo il paleo-margine adriatico in corrispondenza della Val di Non e della Val Meledrio (CASTELLARIN & FERRARI 1972; CASTELLARIN, 1976).

La maggior parte degli studi esistenti è focalizzata sulle caratteristiche strutturali della linea delle Giudicarie Nord lungo la quale, in epoca alpina, le falde Austroalpine sono sovrascorse sulle sequenze sedimentarie Sudalpine (SANTINI & MARTIN, 1988).

3.4. - LA STORIA DEFORMATIVA

Le falde Austroalpine del Tonale e Ortles-Campo che affiorano nell'area della Tavola conservano tracce di una storia deformativa complessa iniziata nel Paleozoico. Tuttavia la struttura e le deformazioni più evidenti sono dovute all'orogenesi alpina a cui è stata rivolta maggior attenzione nel corso del rilevamento. La giustapposizione delle falde Austroalpine è dovuta ad alcuni eventi deformativi principali che si sono succeduti nel Cretaceo, seguiti da movimenti trascorrenti e transpressivi lungo i lineamenti tettonici regionali (faglia di Peio, di Rumo, del Tonale e delle Giudicarie) durante il Terziario. Nonostante l'orogenesi alpina, la Falda del Tonale mostra ancora ben preservati sia le paragenesi di alto grado che il *fabric* pre-alpino.

Le zone di taglio maggiori (faglie di Peio e Rumo, nell'area della Tavola, e Slingia, Madriccio e Zebrù al di fuori dell'area della Tavola) presenti entro il basamento Austroalpino, hanno agito ora come faglie compressive nel corso della collisione alpina, ora come faglie distensive durante il processo di esumazione.

3.4.1. - ASSETTO PRE-ALPINO DELLA FALDA DEL TONALE

L'assetto strutturale della Falda del Tonale è piuttosto monotono, ma condizionato soprattutto dall'attività tettonica della linea delle Giudicarie Nord. In corrispondenza della Cima degli Olmi e della Cima Binasia un'ampia struttura sinforme (Fig. 4b) che continua ad Ovest nell'area della Cima Mezzana (Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007) deforma la scistosità regionale. Essa è interpretata come l'effetto della deformazione alpina indotta dalla faglia delle Giudicarie sulla scistosità regionale.

Nell'unità del Tonale gli gneiss di alto grado a sillimanite (TTP) sono caratterizzati da struttura anastomosata, con lenti e letti a biotite e mica bianca e ricchi in quarzo; la foliazione regionale è stata interpretata come S_2 sulla base di pieghe intrafoliali riconosciute nei campioni raccolti a Est del Passo Palù (FELLIN, 1998a). Queste sono state descritte anche in aree contigue a quella della Tavola Bresimo. Nell'area della Tavola, l'unità del Tonale affiora in modo limitato ed è rappresentata da rocce molto retrocesse e deformate dalla tettonica alpina.

Nell'unità d'Ultimo di più alto grado, gli gneiss a granato e cianite (TUG) sono caratterizzati da una marcata foliazione S_1 . Si passa da gneiss a bande \pm migmatitici e micascisti a granato, sillimanite e cianite (unità d'Ultimo Sud-occidentale) a gneiss e migmatiti con struttura a bande (unità d'Ultimo Nord-orientale) in cui si alternano porzioni leucocratiche e porzioni melanocratiche (restiti) suggerendo uno stadio di migmatizzazione sin- S_1 . Le porzioni leucocratiche sono costituite da plagioclasio, quarzo e minori granato e cianite. Le porzioni melanocratiche sono costituite da granato, cianite, biotite, rutilo e solfuri e talora staurolite. La struttura a bande è evidenziata dalla presenza di *boudins* restitici e da lenti eclogitiche migmatizzate orientati parallelamente alla foliazione S_1 . All'interno degli gneiss stromatici della sub-unità d'Ultimo Nord-orientale, si osservano fasce larghe anche un centinaio di metri particolarmente deformate, caratterizzate da gneiss con una marcata foliazione milonitica S_1 ("*strongly foliated gneiss*" GODARD *et alii*, 1996); una di queste bande affiora proprio in prossimità della linea di Rumo. La foliazione S_1 degli gneiss stromatici è tagliata, soprattutto nell'unità d'Ultimo Nord-orientale, da piccole apofisi con dimensioni da metrica a decametrica (es. Cima degli Olmi) e filoni trondhjemitici (DEL MORO *et alii*, 1999). A queste intrusioni sono associati localizzati processi di fusione in situ che possono essere interpretati come una migmatizzazione post- S_1 , e processi metasomatici. Localmente questi leucosomi sono poco deformati e mostrano struttura granulare e/o pegmatoide. Le rocce leucocratiche contengono talora tasche restitiche decimetrico-metriche a grana grossa a dominante granato (granatiti) oppure eclogitiche a granato, rutilo, anfiboli, epidoto e margarite. Le porzioni restitiche a dominante granato hanno composizione mineralogica e chimica diversa rispetto alle porzioni restitiche ricche in cianite associate agli gneiss

stromatici (Fig. 5 in DEL MORO *et alii*, 1999).

Una foliazione successiva S_2 non pervasiva si è sviluppata parallelamente ai piani assiali di pieghe isoclinali e aperte e ha trasposto sia gli gneiss stromatici che i filoni e le apofisi trondhjemitiche; essa è sottolineata dalla cristallizzazione di nuovi minerali quali biotite, mica bianca, cianite (di nuova generazione), sillimanite e granato. È caratterizzata da una marcata retrocessione in facies anfibolitica con cristallizzazione di abbondante mica bianca a spese del preesistente feldspato potassico, e di margarite a spese della cianite e del plagioclasio (GODARD *et alii*, 1996).

Vene pegmatitiche a mica bianca tardive tagliano le strutture sopra descritte (S_1 ed S_2); ove datata, la mica bianca ha dato età di raffreddamento triassiche.

Sulla base dei rapporti osservati sul terreno tra gneiss con relitti eclogitici e fortemente deformati (*strongly foliated gneiss*) e le migmatiti (migmatiti stromatiche) si deduce che queste ultime sono derivate per fusione parziale di preesistenti paragneiss, a luoghi milonitici, in facies eclogitica. Ove questi ultimi sono conservati (Passo Cemiglio in Val di Lavazzè) sono state osservate lenti di eclogiti con relitti di clinopirosseno sodico.

3.4.2. - LA DEFORMAZIONE EO-ALPINA DELLA FALDA DEL TONALE

La deformazione di età alpina (eo-alpina) in questo settore delle Alpi è dovuta soprattutto a sovrascorrimenti di età Cretaceo inferiore (es. linea di Slingia; SCHMID & HAAS, 1989) e lineamenti estensionali (come la linea di Peio) di età Cretaceo superiore. Nella letteratura riguardante l'orogenesi eo-alpina nelle Alpi orientali, il primo evento alpino è caratterizzato da sovrascorrimenti con vergenza verso O-ONO che hanno traslato scaglie di crosta profonda, come il basamento della Falda del Tonale su crosta continentale di grado medio-basso (Austroalpino medio *Auct.*). Questa deformazione, ove datata nei settori più orientali dell'Austroalpino, ha fornito età di 130-90 Ma. Nei settori più occidentali, come nei Grigioni/*Graubunden* l'età di questa deformazione si aggira intorno a 100-75 Ma (THÖNI, 1981). Il sovrascorrimento dell'Austroalpino inferiore (unità Err) sulla Falda Platta è stato datato intorno a 100 Ma (Albiano) (THÖNI, 1986). Questa intensa tettonica compressiva ha dato origine alle torbiditi terrigene in area Austroalpina e Sudalpina (Formazione della Val d'Agola o Flysch insubrico di età Turoniano-Maastrichtiano in Val di Non; CASTELLARIN, 1976; Flysch di Gosau, Formazione di Ponte Arche a Molveno di età eocenica; Flysch Lombardo di età Cenomaniano superiore-Campaniana; BERNOULLI & WINKLER, 1990) e ai depositi clastici precoci della falda Platta di età Aptiano-Albiano (110-96 Ma) e dell'Ortles di età Turoniano medio (circa 90 Ma; CARON *et alii*, 1982). Di questi eventi compressivi non c'è traccia nella Falda del Tonale, ma essi hanno portato alla sua sovrapposizione sulla Falda Ortles-Campo. In questo quadro la linea di

Peio, situata al letto della Falda del Tonale, può aver agito precocemente come un orizzonte compressivo.

Il secondo evento eo-alpino fu caratterizzato da una generalizzata distensione con sviluppo di faglie normali E- e ESE-vergenti che tagliavano i lineamenti e le strutture duttili precedenti con un senso di trasporto verso Est. Questa fase estensionale è stata denominata Ducan-Ela da FROITZHEIM *et alii*, (1994). La faglia di Peio (faglia transtensiva sinistra) e la faglia di Rumo (faglia transtensiva destra) sono rispettivamente esempi di questa tettonica estensionale che ha avuto corso tra il Cretaceo superiore (MÜLLER *et alii*, 1997: età $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ di 70-80 Ma su pseudotachiliti) e il Paleocene (MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992).

La faglia di Peio affiora per un piccolo tratto all'estremità Nord-occidentale dell'area della Tavola. In alta Val di Bresimo è stata identificata una fascia milonitica nota come linea del Passo Palù, orientata circa ENE-OSO appartenente alla zona di faglia di Peio, caratterizzata dalla presenza di pseudotachiliti (FELLIN *et alii*, 2002).

La datazione di due vene di pseudotachiliti dalla zona di faglia del Passo Palù con il metodo $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (*step-heating and laser ablation*) ha dato età 34.7 ± 1.0 Ma su una vena intera (campione P3, età dell'isocrona derivato da 10 punti analisi) e 46.4 ± 1.1 Ma sulla parte più vetrosa di un'altra vena (campione P4, età dell'isocrona derivata da 9 punti analisi) (MARTIN *et alii*, sottoposto). Questi dati indicano un'attività sismogenica polifasica al tetto della linea di Peio, entro la Falda del Tonale, tra l'Eocene e l'Oligocene.

La faglia di Rumo interessa tutta l'area della Tavola poiché la taglia nella sua interezza, in direzione NE-SO. E' una faglia duttile-duttile/fragile il cui piano immerge a NO di circa 60° ed è caratterizzata da miloniti e associate pseudotachiliti. Essa è stata attiva presumibilmente a partire dal Cretaceo superiore/Paleocene inferiore con movimento transtensivo destro connesso con la prima fase di deformazione estensionale registrata anche dalla faglia di Peio (PROSSER, 1992; MÜLLER, 1998). La prima datazione su pseudotachiliti associate a miloniti della faglia di Rumo con indicatori cinematici transtensivi, aveva dato età Paleoceniche (MÜLLER, 1998; FELLIN *et alii*, 2002). Recenti datazioni $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sulle pseudotachiliti hanno evidenziato una riattivazione della faglia in compressione nell'Oligocene superiore (28.3 ± 0.6 Ma; Campione P6, versante sinistro della Val di Bresimo, MARTIN *et alii*, sottoposto).

3.4.3. - LE FASI DEFORMATIVE TERZIARIE

La deformazione Terziaria è anch'essa caratterizzata da sovrascorrimenti. Si segnala il sovrascorrimento Nord-vergente di Cima Grande, al tetto della linea di Peio (ANDREATTA 1948; MARTIN *et alii*, 1991; ZAMBOTTI, 1995) di età oligocenica (datazione $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ su pseudotachiliti; MÜLLER *et alii*, 1997), che ha riattivato il contatto tra l'unità del Tonale e l'unità d'Ultimo soprastante. A questa deformazio-

ne compressiva è associata la formazione di grandi pieghe ad asse ENE-OSO (es., la struttura sinforme presso la Cima degli Olmi), che hanno riattivato le strutture eo-alpine compressive ed estensionali. Questa fase è stata denominata Blaisun da FROITZHEIM *et alii* (1994) ed è stata indicata come fase D3. Le Linee di Zebrù e di Lasa erano anch'esse attive in questo contesto cinematico (CONTI, 1998).

I sovrascorrimenti di Zebrù e di Lasa sono stati da sub-contemporanei (intrusione del Passo della Bottiglia) a poco precedenti l'intrusione di apofisi e filoni (MAIR, 1998).

Nell'Oligocene, entro la Falda del Tonale, erano attive le faglie transpressive del Tonale (MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000) lungo la Val di Sole e delle Giudicarie Nord lungo la Val di Non (con incluse scaglie di tonalite milonitica; PROSSER, 1990; MARTIN *et alii*, 1993), e numerose altre zone di taglio duttili e duttile-fragili (MENDUM, 1976). Alcune di queste zone di taglio, datate con metodo $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sulle pseudotachiliti associate alle miloniti, hanno confermato un'intensa attività tettonica di età oligocenica (zona di taglio di Pellizzano, nell'alta Val di Sole: 29.3 Ma, età apparente; 31.7 ± 8.2 Ma, isocrona sulla matrice di una vena di pseudotachilite; MÜLLER *et alii*, 2001; zona di taglio di Vermiglio, nell'alta Val di Sole, età: 32-30 Ma, età apparente; MARTIN *et alii*, sottoposto).

Nell'Oligocene superiore la faglia delle Giudicarie Nord e altre faglie orientate NNE-NE sono state riattivate come faglie transpressive sinistre e compressive (PROSSER, 1992; MARTIN *et alii*, 1993; MARTIN *et alii*, 1998b). Tra queste vanno segnalate la faglia della Val Clapa e la zona di taglio di Samerberg (FELLIN *et alii*, 2002; MARTIN *et alii*, sottoposto). La datazione delle pseudotachiliti associate alle miloniti di Samerberg ha dato un'età $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ di 21.3 ± 0.1 Ma (*step heating*, su vetro rosso della vena), confermando una attività tettonica fragile della faglia delle Giudicarie Nord entro la Falda del Tonale, tra la fine dell'Oligocene e il Miocene (MARTIN *et alii*, sottoposto). Nella letteratura svizzera questa fase deformativa è indicata come fase Turba o D4.

Al di fuori della Tavola Bresimo, le faglie di Zebrù e Madriccio hanno registrato invece un'evoluzione duttile a carattere transpressivo nel Cretaceo superiore e sono state riattivate nel corso dell'Eocene-Oligocene inferiore come sovrascorrimenti Nord-vergenti (CONTI, 1997). La faglia di Lasa mostra invece esclusivamente evidenze di un movimento compressivo Nord-vergente di età alpina (l'età non è ancora ben definita) (Foglio 1:50.000 Rabbi, in fase di ultimazione).

La deformazione alpina posteriore al magmatismo oligocenico è ben documentata nelle Alpi Meridionali e in particolare nella zona di faglia delle Giudicarie dove sono state riconosciute e descritte tre fasi deformative. Il campo di *stress* è variato nel tempo da una direzione di massima compressione orientata NO-SE di età Oligocene superiore-Miocene inferiore, a NNO di età Miocene medio ed infine a ONO (Miocene superiore; CASTELLARIN *et alii*, 1992; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000; CASTELLARIN *et alii*, 2005). Attualmente, nella zona di faglia

delle Giudicarie Sud, la direzione dello *stress* massimo è orientata NO-SE e coincide con la direzione del vettore deformazione (VIGANÒ *et alii*, 2008).

Nell'area della Tavola Bresimo le fasi deformative post-oligoceniche sono legate all'attività della linea delle Giudicarie Nord che affiora nella bassa Val di Bresimo. Essa rappresenta il tratto settentrionale della zona di faglia delle Giudicarie, che si estende dalla Val Giudicarie fino a Merano, dove, durante il Neogene, si è concentrata la compressione tra la microplacca Adria e la catena neo-alpina in formazione (RATSCHBACHER *et alii*, 1991; CASTELLARIN *et alii*, 1992; MARTIN *et alii*, 1996; PROSSER, 1998). In particolare, la faglia delle Giudicarie Nord ha agito come faglia trascorrente destra prima dell'Oligocene (PROSSER, 1998, 2000), transpressiva sinistra nel Miocene medio (LAUBSCHER, 1988; PROSSER, 1990, 1998, 2000; RATSCHBACHER *et alii*, 1991) e sovrascorrimento con vergenza ESE nel Miocene superiore (CASTELLARIN *et alii*, 1992).

Nell'area in esame, sono presenti altre zone di taglio con cinematica compressiva che appartengono al sistema della Giudicarie, quali la faglia della Valle dell'Acqua e la faglia della Val Burlini (FELLIN *et alii*, 2002).

4 – LITOSTRATIGRAFIA

4.1. - SISTEMA AUSTRALPINO

4.1.1. - LA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale occupa la quasi totalità dell'area della Tavola Bresimo e si estende fino alla linea delle Giudicarie Nord (nella porzione orientale della Tavola), ad Est della quale affiorano le sequenze di copertura del Sudalpino. Costituisce la parte sommitale della pila di falde alpine. In particolare l'unità d'Ultimo, rappresenta l'unità tettono-metamorfica strutturalmente più elevata e con impronta metamorfica alpina evidente esclusivamente lungo le zone di taglio.

4.1.1.1. - Unità d'Ultimo

Affiora in Val di Lavazzè e nella Val di Bresimo, ad esclusione della testata. E' costituita in modo predominante da gneiss a grana medio - fine, localmente milonitici (TUG), che includono lenti di anfiboliti con relitti di eclogiti (TUA), ortogneiss (TUGa) e peridotiti \pm serpentinite (TUD). A Nord della faglia di Rumo diventano predominanti le migmatiti nebulitiche (TUGc) le migmatiti o gneiss stromatici (TUGb) con locali corpi restitici (TUGd) a cui sono associate peridotiti a granato (TUD, indistinte).

4.1.1.1.1. - *Paragneiss a granato e cianite (TUG)*

Affiorano in Val di Bresimo, prevalentemente a Sud della linea di Rumo, nella fascia allungata SO-NE che si estende da Cima Mandrie-Cima Lainert, comprende il Monte Pin e costituisce alcuni affioramenti in Val di Lavazzè.

Si tratta di gneiss di medio-alto grado, la cui composizione mineralogica è data da quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, granato, cianite \pm sillimanite fibrolitica. La grana è variabile con biotite, muscovite, granato e cianite riconoscibili macroscopicamente. Nella zona di affioramento sono state osservate diverse litologie che danno luogo a passaggi gradualmente. Si osservano gneiss a grana grossa, con granati e talora cianite di dimensioni centimetriche e abbondante biotite, gneiss a grana fine e tessitura milonitica fino a gneiss a grana media con

letti leuco- e melanocratici di spessore millimetrico-centimetrico, che indicano una incipiente migmatizzazione. Entro gli gneiss a granato e cianite sono talora presenti intercalazioni di gneiss quarzosi, quarziti impure e gneiss leucocratici tabulari (MARTIN *et alii*, 1998b).

A Sud della linea di Rumo, nell'area del Monte Pin, i paragneiss a granato e cianite sono localmente associati a micascisti con diffusa retrocessione alpina caratterizzata dalla presenza di abbondante clorite e sericite. Affiorano a Sud della Val di Bresimo, lungo la cresta che separa quest'ultima dalla Val di Rabbi, tra Cima Mandrie e Cima Lainert e tra Malga Preghena e Cima Zoccolo.

I paragneiss a granato e cianite passano, verso Nord, gradualmente a migmatiti stromatiche (TUGb).

Nel quadro geologico iniziale queste rocce costituiscono la litologia dominante della sub-unità eclogitica d'Ultimo Sud-occidentale.

4.1.1.1.2. - Migmatiti stromatiche (TUGb)

Affiorano negli alti circhi alla testata della Val di Lavazzè intorno a Malga Masa Murada (al Lago Poinella) e in Val di Bresimo nel circo che si apre a Sud di Cima Binasia (BONANI, 1994).

Le migmatiti stromatiche hanno struttura a bande e sono costituite da letti millimetrici a quarzo, plagioclasio e K-feldspato (microclino) e bande-melanocratiche composte da granato, cianite, biotite \pm staurolite e rutilo (Fig. 5 a, b).

Il feldspato potassico e il plagioclasio formano porfiroclasti nella porzione leucocratica della roccia.

All'interno di questo litotipo sono presenti anche gneiss a grana fine e marcata foliazione (S_1) che corrispondono agli "gneiss blastomilonitici" descritti da vari autori (o "*strongly foliated gneiss*" MARTIN *et alii*, 1993; GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998b), caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti di feldspato e mica e da *ribbons* di quarzo.

Gli gneiss milonitici affiorano in una fascia vicina alla linea di Rumo, a NO di questa. Questa fascia milonitica, verosimilmente paleozoica, è divenuta successivamente sede anche di una deformazione duttile e fragile alpina, nota come linea di Rumo. I minerali fondamentali di queste rocce sono: quarzo, biotite, plagioclasio, muscovite, granato, cianite \pm feldspato potassico. Gli accessori sono apatite, zircone, tormalina, margarite e rutilo. I minerali secondari di alterazione sono clorite, saussurrite e sericite.

Nel dettaglio, gli gneiss stromatici sono caratterizzati da una struttura a bande nella quale si alternano livelli millimetrico-centimetrici melanocratici composti da biotite, granato, cianite e rutilo e livelli leucocratici a prevalenti quarzo, plagioclasio \pm K-feldspato. La struttura a bande è evidenziata dalla presenza di *boudins* restitici. I porfiroclasti di K-feldspato dei leucosomi sono quasi com-

pletamente ricristallizzati in microclino e oligoclasio sincinematici rispetto alla foliazione S_1 (Fig. 5c). I porfiroclasti di cianite mostrano diffusi *sub-grains* a testimonianza di processi di ricristallizzazione dinamica durante lo sviluppo della S_1 (GODARD *et alii*, 1996).

La mica bianca di prima generazione (fengitica) è rara e tende ad essere sostituita da biotite, mentre la mica bianca di retrocessione (muscovite) è abbondante e, insieme alla biotite, sottolinea la scistosità regionale (S_1) (GODARD *et alii*, 1996) e localmente una nuova scistosità S_2 . I granati sono da pre- a sin-cinematici rispetto alla foliazione principale e talora includono biotite e rara mica bianca. Altrove, la biotite si trova nelle ombre di pressione dei granati o forma corone attorno ad esso (MARTIN *et alii*, 1998b). Il plagioclasio forma aggregati a grana fine di composizione oligoclasica (MARTIN *et alii*, 1993).

La cianite è generalmente circondata da un bordo di margarite o sericite, o entrambe, indice di un processo di retrocessione in condizioni statiche in facies anfibolitica. Analoghe corone sono state descritte anche negli gneiss a cianite-granato della bassa Val di Rabbi (MARTIN & SANTINI, 1989).

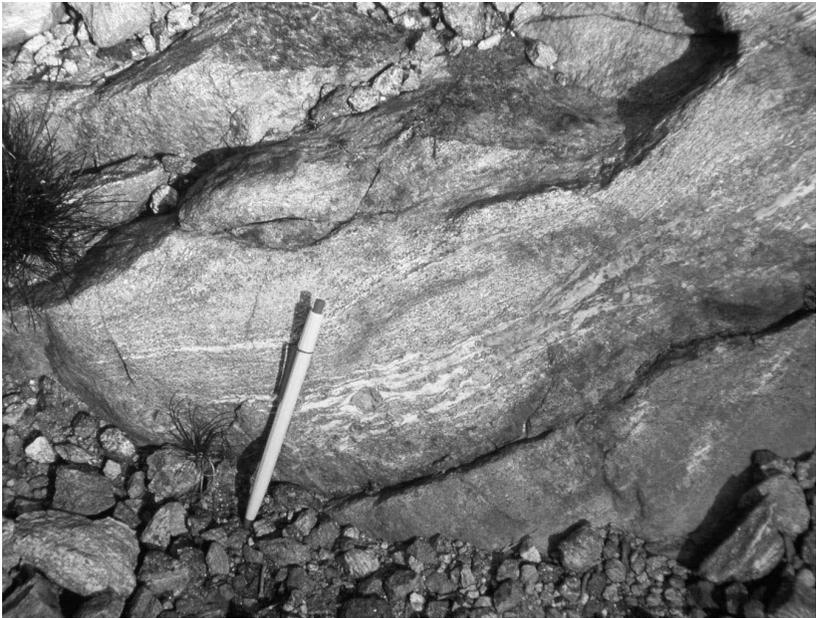
Le migmatiti stromatiche possono mostrare plagioclasio anche nelle porzioni restitiche, a causa di infiltrazioni di magma trondhjemitico avvenute in condizioni da sin- a post migmatizzazione. Le porzioni restitiche contengono biotite e talora anfibolo, indicando il permanere di condizioni idrate durante il metamorfismo di alto grado e la fusione in situ. Le migmatiti stromatiche contengono plagioclasio di seconda generazione con composizione calcica, K-feldspato, abbondante biotite, cianite in piccoli cristalli e granato. Il quarzo dei *ribbons* è ricristallizzato con strutture equigranulari a grana maggiore e a giunti tripli.

Analogamente ai paragneiss a granato e cianite (TUG) anche le migmatiti stromatiche possono conservare lungo la scistosità regionale le tracce del processo di deformazione e ricristallizzazione dinamica avvenuto in facies eclogitica. Si possono osservare localmente la cianite di prima generazione (in porfiroclasti centimetrici) con ai bordi piccoli cristalli di cianite di seconda generazione e rari relitti di mica bianca prograda conservati entro cristalli di cianite e/o granato. Rispetto ai paragneiss TUG, le migmatiti mostrano ricristallizzazione statica e locale fusione parziale che possono aver obliterato la storia eclogitica precedente.

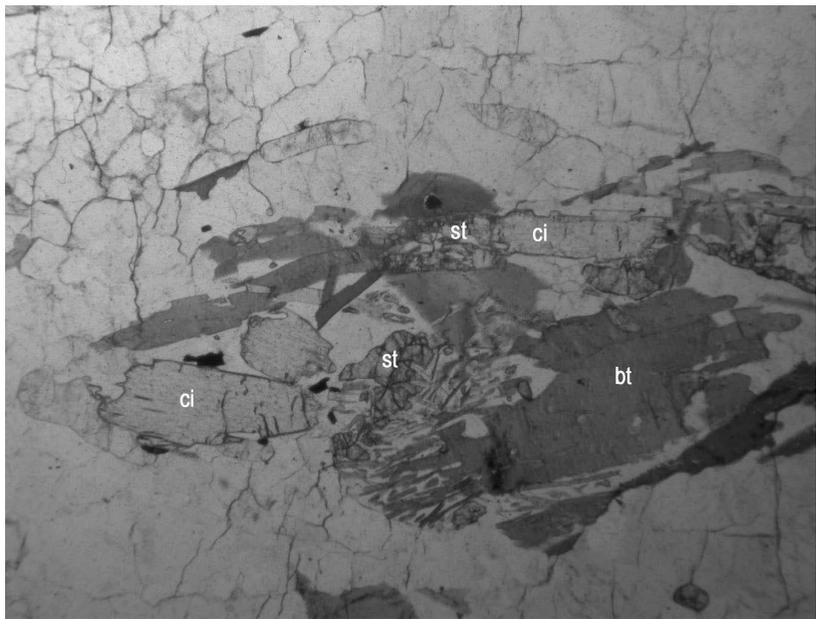
A contatto con le lenti di anfiboliti e/o eclogiti retrocesse, le porzioni leucocratiche e melanocratiche degli gneiss possono contenere anfibolo, analogamente agli gneiss nebulitici (TUGc) descritti nel paragrafo successivo.

In tutta l'area, le migmatiti stromatiche includono lenti ultramafiche costituite da peridotiti a granato e spinello.

a)



b)



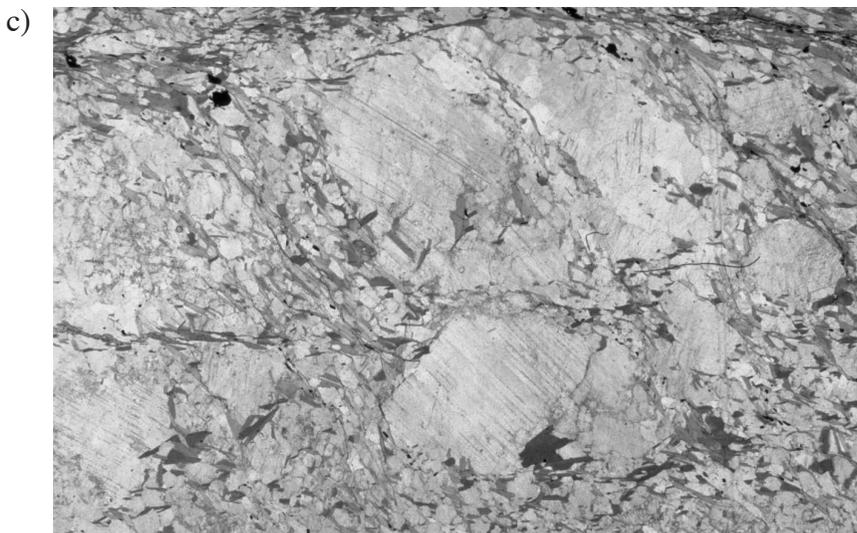
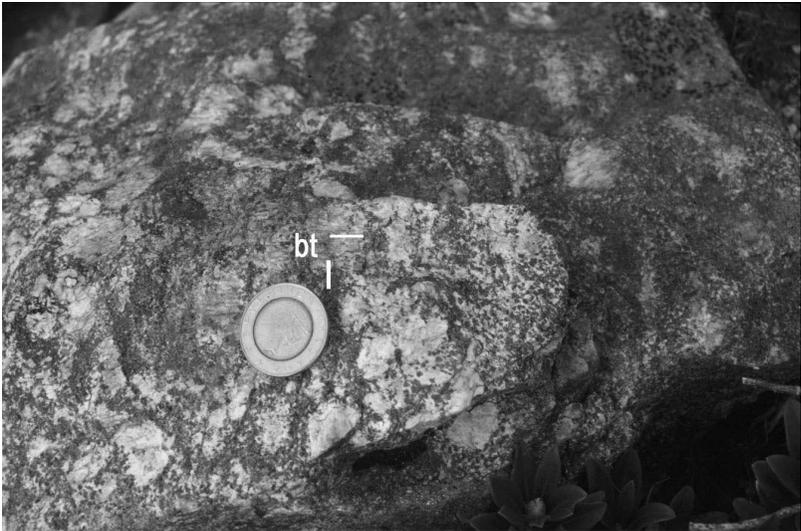


Fig. 5 - a) Migmatiti stromatiche (TUGb) nella zona di Masa Murada, Val di Lavazzè; si osservi la struttura a bande della roccia; b) foto al microscopio delle migmatiti stromatiche (simboli nella foto: ci: cianite; bt: biotite; st: staurolite) (larghezza della foto 2,5 mm); c) leucosoma di una migmatite stromatiche con porfiroclasti di K-feldspato ricristallizzati in microclino e oligoclasio (larghezza della foto: 2,5 mm).

4.1.1.1.3. - Migmatiti nebulitiche (TUG_c)

Sono rocce leucocratiche a grana grossa e struttura da granulare fino a pegmatitica che affiorano prevalentemente lungo le creste Cima Stubele-*Stübele*, Cima della Siromba-*Schrumpspitz*, Cima degli Olmi-*Ilmenspitz* (Fig. 6a, b). La paragenesi della roccia comprende dominante plagioclasio sodico in grandi cristalli idiomorfi, granato ± biotite, talora ± mica bianca ± cianite. Si riconosce una seconda generazione di cianite minuta che si sviluppa in associazione con quarzo ai bordi dei plagioclasti calcici di seconda generazione (Fig. 6c). La composizione di queste rocce di origine magmatica è generalmente trondhjemitica, e più raramente granitica, ma diventa localmente tonalitica quando i leucosomi reagiscono metasomaticamente con rocce femiche ad anfibolo (DEL MORO *et alii*, 1999). Le migmatiti nebulitiche ad anfibolo sono state cartografate nei pressi della Malga Masa Murada (Lago Poinella) in Val di Lavazzè e lungo la cresta Binasia (Val di Bresimo). Un altro affioramento di migmatiti ad anfibolo è situato presso la Malga Manzara, a Nord della presente Tavola. In questo affioramento, sia le porzioni leucosomatiche che le porzioni restitiche sono caratterizzate dalla presenza di scapolite cristallizzata tardivamente (dovuta a processi magmatico/idrotermali Permo-triassici, LAURENZI *et alii*, 2002), a spese del plagioclasio delle infiltrazioni di magma trondhjemitico (DEL MORO *et alii*, 1999).

a)



b)



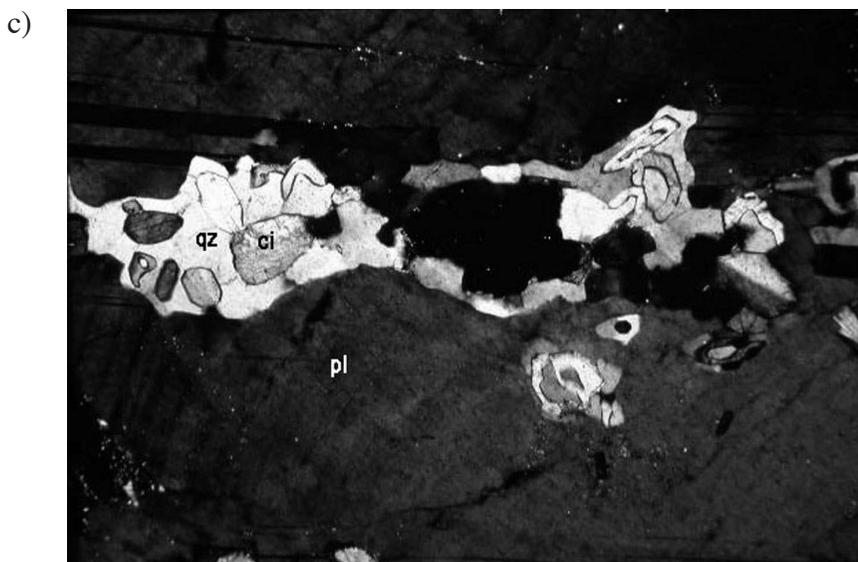


Fig. 6 - a) Migmatiti nebulitiche in alta Val di Lavazzè (Malga Masa Murada); b) struttura a bande nelle migmatiti al Passo Binasia; c) cianite di seconda generazione e quarzo ai bordi del plagioclasio calcico in un leucosoma trondhjemitico (larghezza della foto 2 mm circa). (Simboli nelle foto: bt:biotite; ci: cianite; pl:plagioclasio; qz:quarzo).

Le migmatiti nebulitiche includono talora porzioni centimetrico-plurimetriche di restiti a granato (granatiti), granato e minore cianite, a granato, cianite, anfibolo e biotite. Spesso assumono un assetto filoniano e tagliano la scistosità S_1 . Sono riconoscibili a distanza perché costituiscono distinte chiazze chiare entro le migmatiti stromatiche.

I *pod*s restitici e i filoni trondhjemitici intrusi entro le migmatiti sono deformati e trasposti entro una foliazione (S_2) riconoscibile localmente.

In Val di Bresimo lenti leucocratiche di composizione trondhjemitico/granitica e spessore metrico affiorano in prossimità delle peridotiti a granato circa 300 metri a Est del Passo di Val Clapa. Questi filoni e lenti leucocratiche mostrano rapporti di concordanza con gli gneiss stromatici (TUG_b) circostanti; tuttavia la foliazione interna è poco evidente.

4.1.1.1.4. - Restiti (TUG_d)

Alcuni corpi restitici di dimensione decimetrico-metrica, di colore rossastro, affiorano alla base di Cima degli Olmi, sul versante destro dell'Alpe di Val a quota 2225 metri (VIOLA, 1995; PENZO, 1996). Essi sono associati alle migmatiti leucocratiche di composizione trondhjemitica o granitica (TUG_c).

I corpi restitici sono costituiti da dominante granato, oppure granato e cianite,

cui si aggiungono quarzo, biotite, staurolite (a spese della cianite), talora epidoto, sericite e margarite di retrocessione (Fig. 7a, b). Tra i minerali accessori sono abbondanti il rutilo e i solfuri.

In particolare, la composizione chimica delle lenti restitiche associate ai

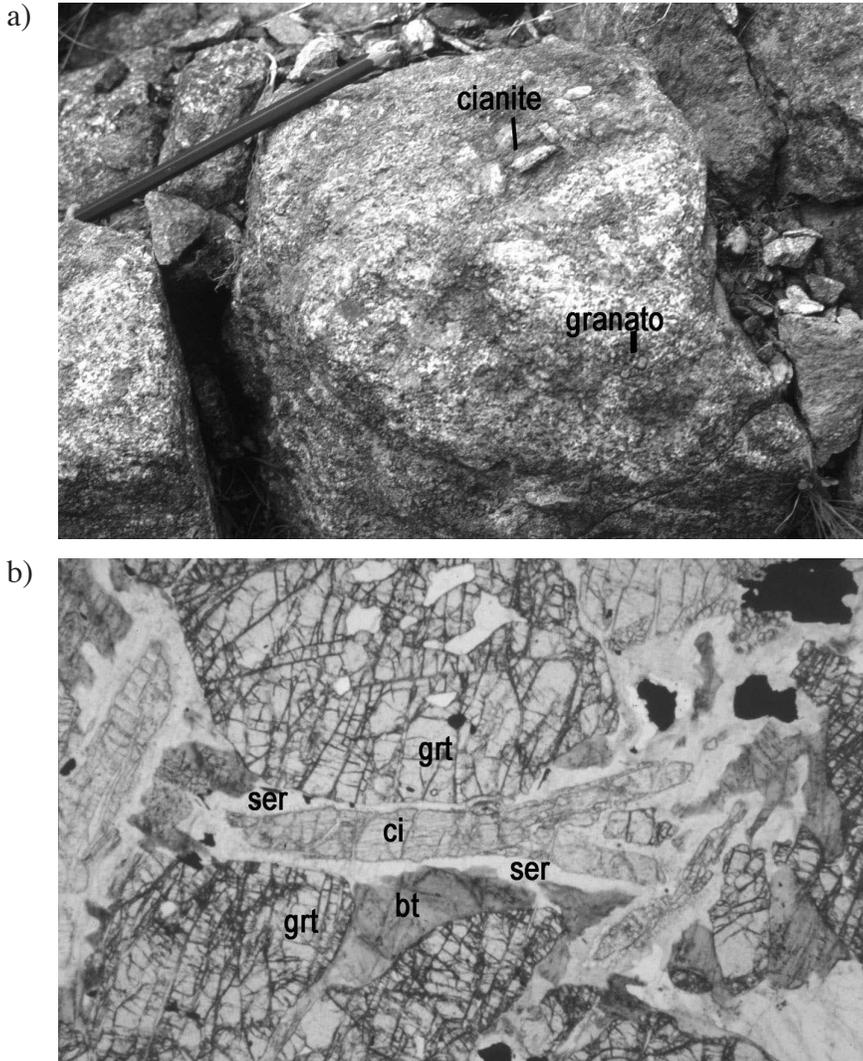


Fig. 7 - a) Restite a cianite centimetrica in matrice a granato dominante e subordinata biotite (Malga Masa Murada); b) foto al microscopio di una restite (grt = granato; ci = cianite; bt = biotite; ser = sericite); corone di margarite e sericite attorno alla cianite dovute a retrocessione metamorfica (larghezza della foto 2,5 mm, ca).

leucosomi trondhjemitici è caratterizzata da un elevato contenuto di Mg e Fe. Questa composizione è diversa da quella dei corpi restitici associati alle migmatiti stromatiche, caratterizzati invece da elevati contenuti in Al (DEL MORO *et alii*, 1999, Fig. 7).

I corpi restitici mostrano infiltrazioni di magma leucocratico di composizione trondhjemitica, come osservato nelle restiti a scapolite della Malga Manzara, in alta Val di Non.

4.1.1.1.5. - *Ortogneiss (TUO)*

Ortogneiss occhadini di composizione da granitica a leucogranitica costituiscono un grande corpo ettometrico che si sviluppa a Sud-Est della linea di Rumo attraverso il versante sinistro della Val Zambuga (Val di Rabbi) a Ovest, la Val di Bresimo, fino alla Val di Lavazzè ad Est, entro i paragneiss a granato e cianite (TUG) \pm sillimanite (ANDREATTA, 1935). Altri piccoli corpi tonalitici e granitici non cartografabili affiorano in alta Val di Lavazzè.

Nell'area della Val di Bresimo gli ortogneiss sono intensamente foliati parallelamente alla direzione della linea di Rumo e assumono una tessitura milonitica. Entro la foliazione si osservano porfiroclasti di feldspato potassico, albite e *ribbons* di quarzo alternati a letti a prevalente clorite di colore verde intenso. Verso la terminazione occidentale del corpo gneissico si osserva un aumento della grana che diviene quasi pegmatoide.

Nei corpi tonalitici dell'alta Val di Lavazzè (Fig. 8a, b) sono presenti inclusi microgranulari zonati a corindone, epidoto, sillimanite, staurolite e margarite (GODARD *et alii*, 1996), interpretati come xenoliti del basamento circostante ricristallizzati.

Le lenti di ortogneiss granitici incluse negli gneiss migmatitici della cresta a Nord di Cima Binasia (alta Val Lavazzè) sono state datate da HAUZENBERG *et alii* (1993, 1996) e hanno dato un'età di intrusione pre-varisica e un'età metamorfica varisica (si veda per i riferimenti bibliografici l'inquadramento geologico).

4.1.1.1.6. - *Anfiboliti (TUA)*

Lenti decametrico-ettometriche di anfiboliti affiorano entro i paragneiss a granato \pm cianite (TUG) sul versante meridionale del Monte Pin, a monte del Castello di Altaguardia. Rare lenti decimetrico-metriche di anfiboliti sono presenti inoltre in Val di Lavazzè entro le migmatiti stromatiche.

I minerali fondamentali sono: anfibolo, plagioclasio calcico, granato, epidoto \pm quarzo \pm biotite \pm clinopirosseno \pm clorite \pm K-feldspato, i minerali accessori sono il rutilo preservato entro ilmenite, titanite, margarite ed apatite. Il granato è presente in individui millimetrici rosati distribuiti omogeneamente nella matrice ad anfibolo verde scuro (pargasite) e plagioclasio.

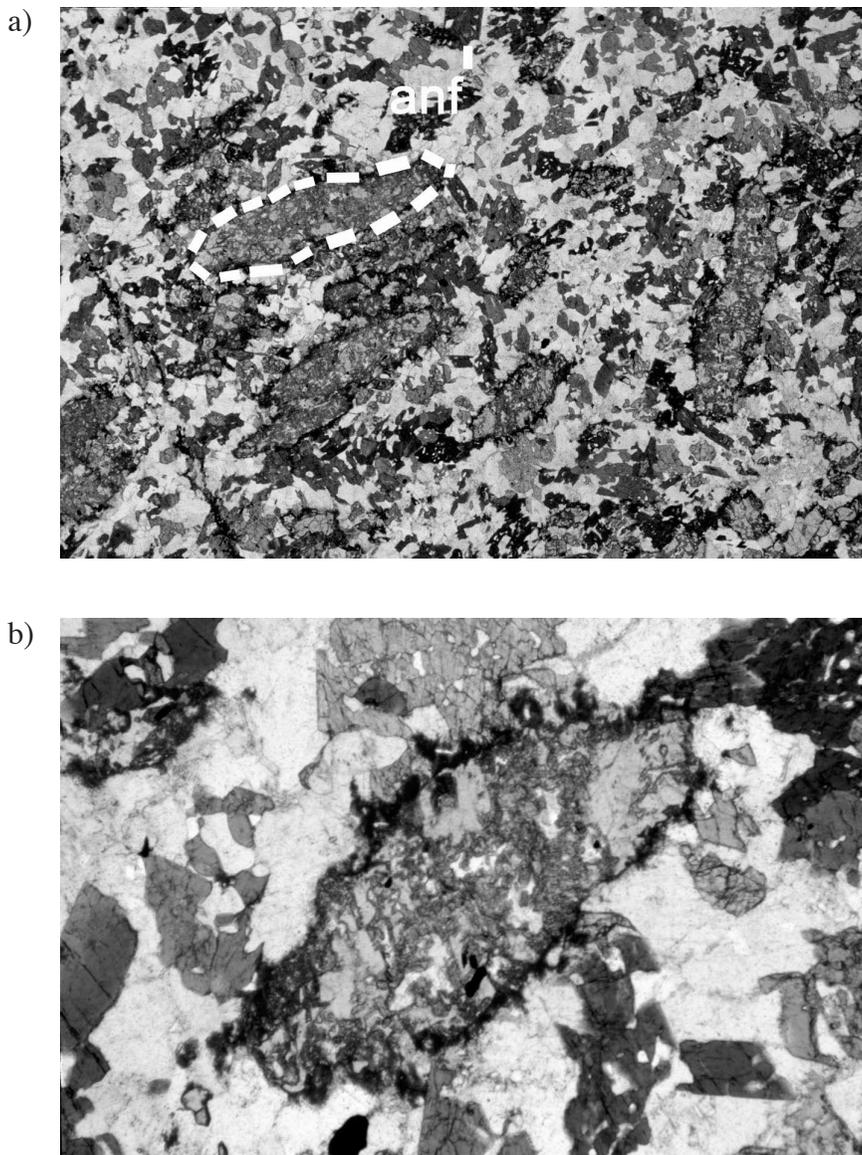


Fig. 8 - a) Strutture coronitiche negli inclusi degli ortogneiss tonalitici in alta Val di Lavazzè; nella roccia composta da quarzo, plagioclasio e anfibolo verde spiccano gli aggregati policristallini (evidenziati nella foto) circondati da corone ad epidoto e granato (località: zona di Malga Masa Murada; larghezza della foto 2 mm, ca.); b) dettaglio della foto precedente.

Le anfiboliti della Val di Lavazzè sono generalmente ricristallizzate a grana grossa, a causa del processo di migmatizzazione (GODARD *et alii*, 1996). Solo localmente, ove la migmatizzazione è stata meno pervasiva, le anfiboliti sono a grana fine, con struttura massiccia e conservano relitti eclogitici. Alcune lenti entro gli gneiss stromatici (nel circo a Sud di Cima degli Olmi e nella zona di Malga Masa Murada; Fig. 9) includono rari relitti eclogitici di colore verde marcio a grana fine. Le eclogiti contengono relitti di onfacite (contenuto in giadeite: fino a 37%), granato (piropo fino a 38%), quarzo, rutilo, anfibolo pargasitico e plagioclasio (An 13%) e abbondante apatite. L'onfacite è sostituita da simplettili di anfibolo, plagioclasio e/o clinopirosseno diopsidico a loro volta sostituite da orneblenda verde (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998b). Un campione di eclogite raccolto alla testata della Valle Nera (*Einerthal*) (immediatamente a Nord della presente Tavola) datato con metodo Sm-Nd, ha dato un'età di raffreddamento di 340 Ma (TUMIATI *et alii*, 2003).

Le anfiboliti sono state interpretate come il prodotto di ricristallizzazione, per effetto del metamorfismo di alto grado associato a locale fusione parziale dei paragneiss TUGb, di metabasiti eclogitiche. Spesso nella zona di contatto tra lenti di rocce femiche e le rocce leucocratiche di composizione trondhjemitica sono presenti bande di composizione tonalitica di spessore variabile (cm-dm) (MARTIN *et alii*, 1998b; DEL MORO *et alii*, 1999).

Le anfiboliti che affiorano nella zona del Monte Pin sono a grana fine, con tipica struttura a bande di epidoto alternate a bande a prevalente anfibolo. L'associazione mineralogica comprende anfibolo (orneblenda verde) plagioclasio, epidoto, biotite, quarzo ± granato ± rutilo ± titanite, rari microclino e clinopirosseno. La loro composizione è quindi basaltica con affinità toleitica (BARGOSSO & MORTEN, 1978).

4.1.1.1.7. - *Peridotiti* (TUD)

Le peridotiti si presentano generalmente in corpi di dimensioni metrico-ettometriche lenticolari distribuiti in un orizzonte discontinuo, al limite tra le migmatiti stromatiche (TUGb) e le soprastanti migmatiti nebulitiche (TUG_c). Sono presenti peridotiti a differente composizione: lherzolitica, ad olivina, orto- e abbondante clinopirosseno; harzburgitica, ad olivina e prevalente ortopirosseno rispetto al clinopirosseno; dunitica ad olivina dominante (peridotiti restitiche) (Fig. 10a). A questi minerali fondamentali possono essere associati il granato, lo spinello e i carbonati (dolomite) nonché minerali di retrocessione quali il serpentino e l'anfibolo (Fig. 10b). Peridotiti a granato affiorano qualche centinaio di metri ad Est di Passo Val Clapa, sopra Malga Campivel di Sopra (q. 2320 m), in alta Val di Lavazzè presso la Malga Masa Murada (Lago Poinella), nel circo a Nord-Est di Cima Binasia. In Val di Bresimo, peridotiti tettonitiche a spinello di composizione harzburgitica serpentinizzate affiorano lungo il versante destro entro i paragneiss a sillimanite (Cima Zoccolo, presso Malga Preghena). Queste ultime sono tagliate da numerose vene di



Fig. 9 - Lente di anfibolite nei leucosomi delle migmatiti nebulitiche (Malga Masa Murada).

serpentino, antofillite e talco (MORTEN *et alii*, 1986). Queste rocce mostrano bande a differente contenuto modale di pirosseno e granato, orientate parallelamente alla foliazione della peridotite stessa.

L'associazione mineralogica e la grana delle peridotiti sono variabili secondo il grado di retrocessione e l'intensità della deformazione subita successivamente al picco metamorfico. Si osservano sia peridotiti poco deformate a spinello e/o granato sia rocce intensamente deformate e serpentizzate.

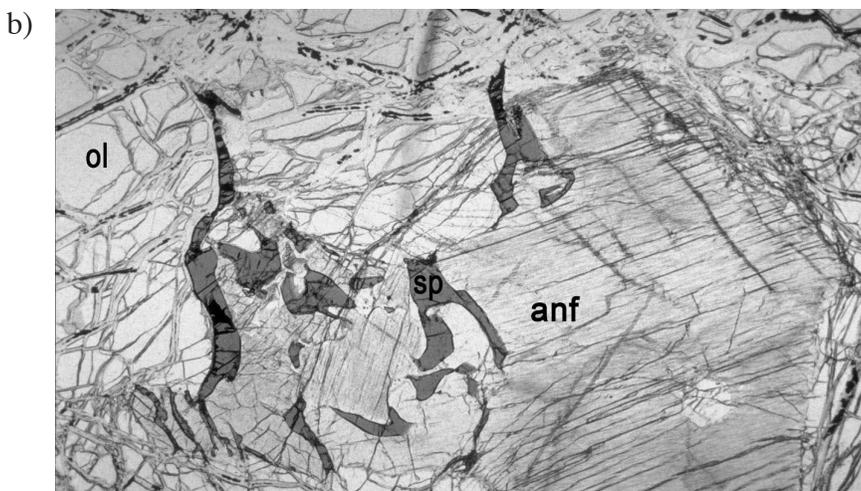
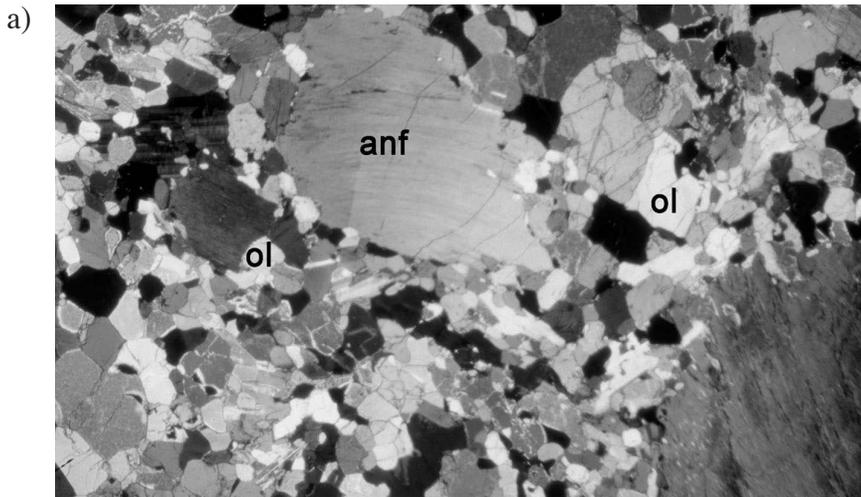
Talora si osservano peridotiti a grana grossa con porfiroclasti centimetrici di granato, orto- e clinopirosseno; talora peridotiti a grana fine con granato porfiroblastico ed anfibolo.

La foliazione delle peridotiti, a grande scala, è concordante con quella degli gneiss circostanti. Il contatto tra le peridotiti e le migmatiti, laddove esposto, è sottolineato da bande metasomatiche ad anfibolo e flogopite ed è in genere tettonizzato (GODARD *et alii*, 1996).

Al microscopio le peridotiti a granato presentano generalmente microstrutture equigranulari sottolineate da olivina con rari porfiroclasti di pirosseni e granato e/o blasti di granato di dimensioni fino a centimetriche; microstruttura a grana grossa spesso porfiroclastica (OBATA & MORTEN, 1987). Il granato è talora allungato lungo i piani della foliazione e indica che la deformazione principale

di queste rocce è avvenuta in condizioni dinamiche in regime di forte *strain*, verosimilmente all'interno di un *melange* eclogitico (RANALLI *et alii*, 2005). Gli ortopirosseni mostrano lamelle di essoluzione di granato, clinopirosseno ed anfibolo orientate secondo i piani cristallografici (100); il processo di essoluzione è da attribuirsi all'evento metamorfico di alta pressione (MARTIN *et alii*, 1998b).

La composizione dei pirosseni primari, precedentemente all'essoluzione, è stata ricostruita con varie tecniche (AMTHAUER *et alii* 1971; MORTEN & OBATA, 1983; OBATA & MORTEN, 1987; GODARD *et alii*, 1996; NIMIS & MORTEN, 2000): essa è risultata essere piuttosto alluminosa e suggerisce elevate tem-



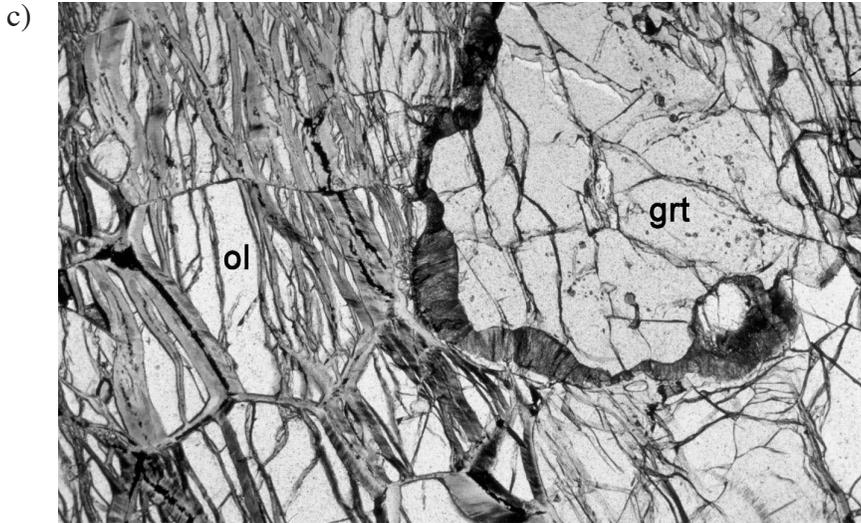


Fig. 10 - a) Peridotite a prevalente olivina in cristalli minuti e anfibolo in blasti di maggiori dimensioni (località: Maso Bernardi, versante sinistro della Val di Bresimo) (ampiezza della foto: 5 mm ca.); b) peridotite retrocessa in cui si osserva la crescita di spinello (minerali scuri) e individui di anfibolo ricristallizzato a grana maggiore in matrice di serpentino (località: Malga Masa Murada) (ampiezza della foto 5 mm ca.); c) peridotite a granato retrocessa con sviluppo di corone simplectitiche attorno al granato. Le simplectiti sono costituite da una doppia corona: la corona a spese di granato è data da ortopirosseno+spinello e la corona a spese di olivina è costituita da ortopirosseno+spinello e a luoghi anfibolo+ortopirosseno (località: Seefeld Alm in Val d'Orta, immediatamente a Nord dell'area della Tavola) (ampiezza della foto: 2 mm ca.). (Simboli nelle foto: anf: anfibolo; ol: olivina; sp: spinello; grt: granato).

perature di cristallizzazione nel mantello (circa 1400° C).

Le peridotiti mostrano, oltre ad una composizione mineralogica variabile, anche diverso carattere isotopico (PETRINI & MORTEN, 1993) e diverso grado di alterazione metasomatica con arricchimento in elementi volatili (LILE) e terre rare leggere (LREE), concentrati nei minerali idrati come l'anfibolo (BONDI *et alii*, 1992; GODARD *et alii*, 1996; RAMPONE & MORTEN, 2001) e La-dissakisite, quest'ultima scoperta recentemente nelle peridotiti di Cima *Hochwart*, in un'area a Nord della presente Tavola (TUMIATI *et alii*, 2003; 2005).

L'evoluzione retrograda delle peridotiti a granato è testimoniata dalla crescita statica di corone simplectitiche al contatto tra olivina e granato (*kelyphiti*). Le simplectiti mostrano diverse composizioni mineralogiche come, ad esempio, ortopirosseno + spinello a contatto con l'olivina, e anfibolo + spinello a contatto con il granato (Fig. 10c), o clinopirosseno + spinello (per maggiori dettagli si veda MARTIN *et alii*, 1998b; GODARD & MARTIN, 2000).

All'interno di lenti peridotitiche sono state osservate localmente anche vene di pirosseniti a granato (Fig. 11) (Val di Bresimo e Val Clapa; HERZBERG *et alii*,



Fig. 11 - Filoncello di pirossenite a granato all'interno di una lente di peridotite a granato. Si osservi l'intensa deformazione (boudinage) della pirossenite e la foliazione metamorfica evidenziata dall'allineamento della magnetite (Mt in figura) (Est del Passo di Val Clapa).

1977; Hochwart, TUMIATI *et alii*, 2003; Val d'Ora) o anche prive di granato (Monte Ometto, a Nord dell'area compresa nella presente Tavola; ROST & BRENNIS, 1978; MORTEN & OBATA, 1983; OBATA & MORTEN, 1987; SUSINI & MARTIN, 1996; NIMIS & MORTEN, 2000). La presenza di vene pirossenitiche a grana grossa all'interno delle peridotiti suggerirebbe un'intrusione di fusi idrati a temperatura elevata (> 1400°C; NIMIS & MORTEN, 2000) provenienti da zone profonde del mantello, prima che le peridotiti a granato entrassero come scaglie tettoniche entro il *mélange* eclogitico.

4.1.1.2. - Unità del Tonale

L'unità del Tonale affiora in Val di Rabbi, nell'alta Val di Bresimo e nella media e bassa Val di Lavazzè.

È costituita da paragneiss a due niche, sillimanite ± granato con frequenti e spesse intercalazioni di ortogneiss, metapegmatiti, marmi, *fels* a silicati di calcio, quarziti e anfiboliti a plagioclasio. Sul versante sinistro dell'alta Val di Bresimo affiorano orizzonti di marmi intensamente deformati a causa della posizione strutturale (tetto dell'unità del Tonale).

4.1.1.2.1. - *Paragneiss a sillimanite (TTP)*

I paragneiss del Tonale sono rocce a grana medio-grossa con tessitura anastomosata, costituiti da quarzo, feldspato, biotite, mica bianca, sillimanite \pm granato talora abbondantemente sostituiti da clorite e sericite di retrocessione.

Nell'area della Tavola sono stati osservati tipi diversi di paragneiss. I paragneiss che affiorano nella fascia orientata NE-SO delimitata da Passo Palù e da Cima Zoccolo, sono caratterizzati da grana medio-grossa e dalla presenza di biotite, sillimanite prismatiche e granato con frequenti lenti centimetrico/decimetriche più raramente metriche, quarzoso-feldspatiche. Data la presenza di questi letti e lenti, la scistosità regionale in queste rocce è anastomosata. La sillimanite prismatiche è quasi sempre sostituita da sillimanite fibrolitica. I paragneiss che affiorano soprattutto nella zona di Cima Tuatti-Cima Trenta, e in generale sulla sinistra idrografica della Val di Bresimo, sono caratterizzati da grana fine, dominante mica bianca e pervasiva retrocessione. In questa fascia sono frequenti i livelli quarziticci a grana fine con spessore decimetrico; è inoltre assente la sillimanite prismatiche.

La transizione tra i due tipi di paragneiss coincide con una vallecchia a Est di Cima Tuatti, i cui versanti hanno caratteri morfologici diversi. In coincidenza delle frequenti zone di taglio i paragneiss sono associati a fasce di micascisti (FELLIN, 1998a; MAGAGNA, 1999).

4.1.1.2.2. - *Quarziti (TTQ)*

Affiorano nell'angolo Nord-occidentale della Tavola e sono intercalate negli gneiss a sillimanite (TTP) in lenti e orizzonti più o meno continui, spesso non cartografabili. In Val di Bresimo le quarziti costituiscono il fianco Sud-orientale di Castel Pagano e si estendono da quota 2600 metri a quota 2220 metri circa.

Sono rocce di colore grigio talora tendente al nocciola, a grana piuttosto fine, massicce. Esse mostrano generalmente passaggi graduali verso i paragneiss. La loro composizione è data, oltre che da quarzo, da mica bianca \pm biotite. In corrispondenza di zone di taglio queste rocce assumono una marcata foliazione.

4.1.1.2.3. - *Ortogneiss (TTO)*

Nell'area della Tavola, entro i paragneiss a sillimanite (TTP), le intercalazioni di ortogneiss sono frequenti e di vario tipo. Essi affiorano in corpi di dimensioni generalmente metriche, a composizione granitica e danno luogo a risalto morfologico. Si tratta di: (i) ortogneiss a grana fine costituiti da letti quarzoso-feldspatici alternati a sottili letti a biotite \pm muscovite; (ii) ortogneiss a grana grossa, con composizione e tessitura pegmatitica e (iii) ortogneiss occhiadini, con ocelli di dimensioni centimetriche (Malga Bordolona di sopra) (FELLIN, 1998a).

Gli ortogneiss mostrano una foliazione più o meno penetrativa a seconda della grana della roccia. Questi corpi sono generalmente trasposti parallelamente alla scistosità dei paragneiss incassanti, in alcuni casi la loro giacitura risulta essere discordante anche se la foliazione interna all'ortogneiss è sub-parallela a quella delle rocce circostanti, confermando che la loro intrusione è avvenuta precedentemente allo sviluppo della scistosità regionale varisica (Fig. 12).



Fig. 12 - *Ortogneiss a grana grossa (sinistra nella foto) con giacitura discordante rispetto alla scistosità delle rocce circostanti, ma con foliazione interna parallela a quella della roccia incassante (SSO di Cima Trenta, Val di Bresimo).*

4.1.1.2.4. - *Anfiboliti (TTA)*

Affiorano in corpi discreti intercalati nei paragneiss a sillimanite (TTP). Corpi continui e concordanti di anfiboliti affiorano lungo il versante orientale di Castel Pagano, poco a Nord della Malga Bordolona di sopra e lungo lo sperone di Cima Tuatti con direzione circa OSO-ENE; altri corpi non molto estesi affiorano nella bassa Val di Rabbi.

La loro associazione mineralogica è data da anfibolo (orneblenda) plagioclasio, biotite, ilmenite e raro granato (MARTIN *et alii*, 1998b). Sono state osservate in campagna anfiboliti diverse tra loro per la grana e la struttura. Un gruppo è caratterizzato da grana medio-fine e tessitura piano-parallela, evidenziata da livelli millimetrici a

plagioclasio e livelli ad anfibolo di spessore da millimetrico a centimetrico (si tratta del litotipo più diffuso che costituisce gli affioramenti più continui). Altre sono a grana fine con lenticelle di plagioclasio di dimensioni millimetriche, scistosità piana e poco penetrativa; queste ultime costituiscono piccole lenti entro i paragneiss di Cima Tuatti-Cima Trenta. Altre anfiboliti sono a grana grossa, con scistosità poco evidente. In campagna, nell'area della Tavola Bresimo, è stato cartografato un solo affioramento di quest'ultimo tipo, a quota 2320 metri, a Est di Cima Tuatti (FELLIN, 1998a). Queste rocce, a differenza dell'unità d'Ultimo, non mostrano mai relitti eclogitici e verosimilmente derivano da originari gabbri o basalti (MARTIN *et alii*, 1998b).

4.1.1.2.5. - *Marmi (TTM)*

I marmi mostrano una struttura a bande grigie e giallastre, tipica dei marmi dell'unità del Tonale; raramente sono state osservate cerniere di pieghe isoclinali.

In Val di Bresimo i marmi formano lenti di spessore non superiore a 2-3 metri, colore bianco-latteo, talora a bande grigie; sono deformati da numerosi piani di taglio duttili e fragili associati alla zona della faglia di Val Clapa (si vedano gli affioramenti a Sud di Cima Trenta, Valle del Vento) (FELLIN, 1998a).

Fels a clinopirosseno e olivina sono stati osservati in piccoli affioramenti presso Cima Zoccolo; fels anfibolici a clinopirosseno sono associati a marmi e ortogneiss alle pendici di Cima Zoccolo (CAMPANA, 1995). Nell'area della Tavola Bresimo i marmi del Tonale non contengono le tipiche mineralizzazioni a magnetite come a Celledizzo, Santa Lucia e lungo il Torrente Drignana, in Val di Peio (si veda l'adiacente Foglio Malè alla scala 1:50.000 della Carta Geologica d'Italia, DAL PIAZ *et alii*, 2007).

4.1.1.2.6. - *Filoni aplitico-pegmatitici (ft)*

Si tratta di corpi di spessore metrico di pegmatiti a grana grossa, ricchi in feldspato, spesso assimilabili ad ortogneiss. Sono facilmente distinguibili perché danno luogo a risalto morfologico. Numerosi filoni sono stati osservati a Sud di Cima Trenta (Valle del Vento) e presso Cima Tuatti. L'associazione mineralogica è caratterizzata da quarzo, feldspato, muscovite, rara biotite, granato ± tormalina.

4.2. - SUCCESSIONI MESOZOICO - CENOZOICHE DELLE ALPI MERIDIONALI (a cura di M. Avanzini)

La successione sedimentaria mesozoico-cenozoica è esposta all'imbocco della Valle di Bresimo in un'area di estensione piuttosto limitata caratterizzata da un forte grado di deformazione, dovuto alla tettonica legata alla linea delle Giudicarie Nord e di altre faglie di importanza regionale. A causa dell'intensa deformazione, per elisione tettonica di varie unità, la successione risulta molto lacunosa.

4.2.1. - CALCARE DI ANGOLO (ANG)

Si tratta di dolomie e calcari scuri fino a neri, in strati tabulari, fittamente stratificati a superficie piana o ondulata e argilliti micacee nerastre in straterelli centimetrici fittamente laminati. Le strutture sedimentarie più frequenti sono rappresentate da laminazioni parallele di origine trattiva e da onda (*ripples e hummocky*).

Il contenuto fossilifero è dato da brachiopodi (*Tetractinella trigonella*), lamelibranchi, gasteropodi, ostracodi, frammenti di crinoidi (*Dadocrinus gracilis* ed *Encrinus liliiformis*), alghe *Dasycladacee* e foraminiferi del genere *Glomospirella*.

Affiora in un singolo affioramento nel settore più orientale della Val di Bresimo, lungo un'incisione torrentizia che incide il versante del Pramustel, poco a monte della località Molino, in sinistra orografica del Torrente Barnes.

Il Calcare di Angolo ha origine in un ambiente deposizionale a sedimentazione mista prevalentemente carbonatica di baia subtidale.

Il limite inferiore non è affiorante.

In Val di Bresimo il Calcare di Angolo è a contatto netto e paraconcordante con la sovrastante formazione di Giovo (GIV) e precisamente con il Membro del Passo Palade (GIV₁). Lo spessore di questa formazione è di 40 metri.

Età: Anisico Inferiore (Bitinico) – Anisico Medio (? Pelsonico inferiore).

4.2.2. - FORMAZIONE DI GIOVO (GIV)

Si tratta di una successione litologicamente eterogenea che comprende sia carbonati che depositi clastici a granulometria variabile deposti in un ambiente marino marginale. Sono stati distinti tre membri generalmente sovrapposti e parzialmente eteropici.

La formazione di Giovo è esposta lungo una stretta incisione torrentizia a poca distanza dalla località Molino, all'ingresso della valle.

La porzione di questa unità esposta nell'area della Tavola è molto limitata. Tuttavia vi affiorano tutti e tre i membri che la caratterizzano e cioè: il membro del Passo Palade (GIV₁), il membro di Cortaccia (GIV₂) ed il membro del Monte Ozol (GIV₃).

Età: Anisico Medio (Pelsonico p.p.).

4.2.2.1. - Membro del Passo Palade (GIV₁)

Si tratta di litareniti giallo-grigiastre a cemento carbonatico e conglomerati a stratificazione incrociata e gradati con abbondanti resti di vegetali e crinoidi (*Encrinus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*). I litoclasti derivano essenzialmente dalle unità carbonatiche (dolomie evaporitiche) e clastiche che caratterizzano il tetto del Conglomerato di Voltago. Peliti grigiastre bioturbate ricchissime di resti vegetali sono intercalate alle litareniti. Si notano spesso laminazioni incrociate a

piccola e grande scala e strutture da collasso (*slumpings*). Affiora lungo la stretta incisione torrentizia a poca distanza dalla località Molino.

Il limite inferiore corrisponde ai livelli di litareniti e conglomerati grigio-giallastri che si sovrappongono con contatto erosivo a pochi decimetri di siltiti rosse. Tali siltiti, di fatto rappresentano il Conglomerato di Voltago, che per la sua esiguità non risulta cartografabile.

Raggiunge uno spessore di 15 metri.

L'ambiente di sedimentazione è di tipo marino marginale (*foreshore*) con forti apporti clastici da aree emerse.

4.2.2.2. - Membro di Cortaccia (GIV₂)

Si tratta di siltiti e marne grigio scure ricche di frustoli vegetali che passano verso l'alto ad un'alternanza di calcari peritidali e arenarie siltose grigio-giallastre. Gli strati hanno spessori variabili da 5 a 20 cm e sono spesso caratterizzati da un'intensa bioturbazione che conferisce un aspetto nodulare alla roccia. Verso l'alto aumentano progressivamente i livelli calcarei subtidali costituiti da calcareniti bioturbate nodulari ad ostracodi, crinoidi e brachiopodi. Anch'esso è ben riconoscibile lungo la stretta incisione torrentizia a poca distanza dalla località Molino.

Il limite inferiore con GIV₁ è netto; il passaggio superiore al membro del Monte Ozol (GIV₃) è graduale.

Nei livelli basali sono abbondanti i frustoli carboniosi, resti di piante e tracce fossili di invertebrati (*Rizocorallium*). Sono presenti alghe (*Diplopora* sp.) e foraminiferi (*Glomospira* sp.) che si associano a ostracodi, brachiopodi (*Tetractinella trigonella*, *Rhynchonella decurtata*, *Coenothyis vulgaris*) e crinoidi (*Encrinus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*).

Lo spessore raggiunge 20-25 metri.

L'ambiente di sedimentazione comprendeva lagune e bracci di mare a debole profondità (e temporaneamente emersi) passanti gradualmente ad un ambiente aperto, sede di sedimentazione carbonatica di piattaforma subtidale.

4.2.2.3 - Membro del Monte Ozol (GIV₃)

È costituito da dolomie grigiastre fittamente stratificate (strati decimetrici). Alla base sono presenti dolomie e calcari nodulari grigio-nerastri in strati sottili moderatamente bioturbati con abbondanti resti di crinoidi. I bioclasti sono rappresentati quasi esclusivamente da frammenti di crinoidi, che sono talora così abbondanti da formare dei veri e propri livelli (*lags*) encrinidici nei quali si rinvenivano frammenti di *columnalia*.

Affiora in modo più evidente dei precedenti lungo la stretta incisione torrentizia a poca distanza dalla località Molino.

Il limite inferiore è graduale su GIV₂, quello superiore con la Formazione del Contrin è marcato da alcuni livelli centimetrici di argille di origine vulcanoclastica. Spessore 20-25 m.

L'ambiente deposizionale corrisponde a quello di una laguna a circolazione ristretta passante ad un ambiente di piana tidale a sedimentazione carbonatica.

4.2.3. - FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR)

È costituita da dolomie subtidali ad alghe calcaree grigio chiare con abbondanti frammenti di alghe calcaree organizzate in strati potenti fino al metro con giunti piano-paralleli e al tetto orizzonti intertidali di doloareniti grigio-verdastre. Nella parte alta, in corrispondenza di una diminuzione dello spessore degli strati, sono frequenti livelli decimetrici di argille rosse e verdastre (vulcanoclastiti alterate) e dolomie siltose rosso-giallastre.

Questa unità è particolarmente ben esposta lungo la strada provinciale di Bresimo in località Pramustèl.

Il limite inferiore è paraconcordante e graduale su GIV₃ marcato da alcuni livelli centimetrici di argille vulcaniche. Lo spessore della formazione raggiunge 100-200 metri. L'ambiente deposizionale è quello tipico di una piattaforma carbonatica subtidale variamente subsidente.

Età: Anisico Superiore (Illirico).

4.2.4. - FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)

Questa formazione è costituita da una monotona successione di dolomie bianco-rosate in strati spessi 30-100 cm, ricchi di alghe *Dasycladacee* cui si sovrappongono dolomie stromatolitiche in banchi da decimetrici a metrici.

Livelli di peliti rosse sono presenti al tetto dei cicli peritidali mentre intercalazioni di argille vulcaniche sono presenti alla base. Il contenuto paleontologico è limitato a piccoli bivalvi, gasteropodi e alghe *Dasycladacee* (*Diplopora* sp.). Caratterizza il fianco meridionale dell'Avert e fascia alla base il Monte Cort, all'imbocco della Val di Bresimo.

Il limite inferiore sulla Formazione del Contrin (CTR) è graduale rapido e concordante ed è segnato da variazione di facies associate alla comparsa di dolomie e/o calcari dolomitici marnosi di colore rossastro, da paleokarst e da livelli di vulcanoclastiti. Tale passaggio è visibile lungo la strada provinciale di Bresimo in località Pramustèl.

Lo spessore varia tra 200 e 350 metri.

L'ambiente di deposizione dell'unità corrisponde ad una piattaforma carbonatica tidale aggradante, periodicamente e anche lungamente emersa in vasti settori, delimitata verso Sud-Est da stretti bacini subsidenti.

Età: Anisico Superiore (Illirico p.p.) – Ladinico (? Fassanico).

4.2.5. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

La Dolomia Principale affiora estesamente lungo i versanti della Val di Bresimo a Sud della linea delle Giudicarie Nord. Il versante destro della Valle di Bresimo è caratterizzato da un assetto strutturale complesso dovuto alla presenza di faglie ad alto angolo, con rigetti notevoli. Lungo il versante sinistro della Val di Bresimo, la Dolomia Principale è in contatto tettonico con la formazione di Val d'Agola. Essa è intensamente deformata da piani di faglia, mostra cataclasi pervasiva ed è talora ricristallizzata. Nonostante l'intenso grado di deformazione, l'assetto strutturale è ben riconoscibile e caratterizzato da giacitura degli strati costantemente immergenti verso ONO con inclinazione variabile tra 60° e 15°. La Dolomia Principale è costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici di dolomie stromatolitiche massicce, microcristalline e dolomie vacuolari di colore grigio che formano banchi potenti (fino a 2 m), con ampie cavità di dissoluzione paleocarsiche. Gli strati sono caratterizzati da lamine algali e da intraclasti dovuti a processi di disseccamento che hanno smembrato il sedimento sottostante dando origine a livelli a breccie.

Localmente, il tetto della formazione è caratterizzato da calcari dolomitici neri o grigio scuri con abbondanti solfuri.

Il limite con la formazione dello Sciliar è paraconcordante, graduale, caratterizzato da variazioni di facies molto blande associate alla comparsa di dolomie e/o calcari dolomitici di colore grigio scuro talora violaceo, e dalla presenza di rari clasti millimetrici/submillimetrici di origine vulcanica. Tali litofacies di base, che corrispondono verosimilmente alle unità cartografate altrove come arenarie di Val Sabbia e formazione di Travenanzes (Gruppo di Raibl *Auct.*) affiorano in modo discontinuo e in spessori non cartografabili.

Lungo la strada da Fontana Nuova verso Masi dei Plagi si osservano cavità di dissoluzione riempite da siltiti rossastre ed un sistema precoce di fratture estensionali riempite da calcite. In questo settore la Dolomia Principale è costituita da calcari grigio scuri e mostra delle facies a scarso grado di dolomitizzazione.

La Dolomia Principale contiene fin dalla sua base *Megalodon gümbeli* e *Wortenia escherii*. Sono anche frequenti alghe Dasycladacee (*Gryphoporella* sp., *Giroporella* sp.), piccoli bivalvi (*Isognomon* sp. e *Costatoria* sp.) e alghe (*Thaumatoporella parvovesiculifera*).

Il limite superiore non è esposto oppure è eliso lungo la faglia delle Giudicarie Nord, laddove la formazione è in contatto tettonico con il soprastante basamento della Falda del Tonale. Il limite inferiore paraconcordante sulla formazione dello Sciliar (SCI) è ben esposto lungo la strada provinciale a valle di Baselga di Bresimo.

Lo spessore varia tra 230 e 250 metri.

L'ambiente deposizionale è quello di una vasta ed articolata piattaforma carbona-

tica dolomitizzata precocemente, con prevalenti facies lagunari e di piana tidale.

Età: Norico – Retico?

4.2.6. - CALCARE DI ZU (ZUU)

Il calcare di Zu del settore settentrionale del Gruppo di Brenta, al limite con l'area rappresentata in carta, è suddiviso in due membri: uno inferiore di rampa carbonatica subtidale (membro del Grosté, ZUU₁) ed uno superiore di ambiente peritidale (membro di Tremalzo, ZUU₃).

Il membro inferiore (ZUU₁), trasgressivo sulla Dolomia Principale, non affiora nell'area descritta, ma è stato individuato in località Monticello nell'adiacente Foglio "Malè" alla scala 1:50.000 della Carta Geologica d'Italia (DAL PIAZ *et alii*, 2007); per questo motivo, essendo verosimile il suo prolungamento nel settore descritto, è rappresentato in carta a livello interpretativo.

Alcuni piccoli affioramenti di calcari dolomitici grigio chiari a strati spessi sono stati attribuiti al membro di Tremalzo. Il limite superiore con la formazione di Monte Zugna è graduale e avviene entro pochi metri. L'unità contiene megalodonti e foraminiferi (*Triasina hantkeni*) genericamente attribuibili al Retico.

Età: Retico.

4.2.6.1. - Membro del Grosté (ZUU₁)

Si tratta di calcari micritici scuri, marne e argilliti nere, biocalcareni gradate a molluschi e brachiopodi in strati medio-sottili. Localmente verso l'alto sono presenti coralli. Il limite inferiore è trasgressivo sulla Dolomia Principale (DPR). Lo spessore è intorno a 40 metri.

Il membro del Grosté è stato individuato in località Monticello nell'adiacente Foglio Malè, dove è caratterizzato da una potenza di 20-30 metri, mentre nell'area in esame non è stato identificato in affioramento. Questa lacuna è stata interpretata come dovuta a condizioni di esposizione non favorevoli e non come una lacuna stratigrafica o dovuta ad attività tettonica.

4.2.6.2. - Membro di Tremalzo (ZUU₃)

Questa unità è formata da calcari e calcari dolomitici ben stratificati, con rare intercalazioni argillitiche, meno frequenti verso l'alto. Affiora nei pressi di Masi dei Plagi, nella parte medio-alta della valle che incide il fianco sud-orientale del Monticello. La successione stratigrafica è omogenea con scarse variazioni laterali di facies, è scomponibile in cicli di tipo *shallowing-upward* di spessore metrico (1-3 metri) nei quali si passa da micriti subtidali bioturbate, nella parte inferiore del ciclo, a depositi inter- e sopratidali caratterizzati da *birds eyes*, piccoli *tepees* e laminazioni stromatolitiche. Gli strati sono medio-spessi. Il limite inferiore non

affiora; il limite superiore è eliso tettonicamente dalla Linea delle Giudicarie che mette in contatto questa unità con la Formazione di Val d'Agola. Lo spessore è superiore o pari a 120 metri.

L'unità è riferibile ad un ambiente di piattaforma carbonatica tidale.

4.2.7. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI (CG)

Il Gruppo dei Calcari Grigi è poco o nulla rappresentato nell'area della Tavola Bresimo. Affiora nelle adiacenti valli di Sole e dei Rivi. Piccoli affioramenti di difficile attribuzione sono stati riconosciuti in località Masi dei Plagi.

Questo gruppo è costituito da sedimenti di piana tidale carbonatica. Nella Tavola affiorano la formazione di Rotzo (RTZ) e la formazione del Monte Zugna (FMZ).

4.2.7.1. - Formazione di Monte Zugna (FMZ)

Si tratta di calcari micritici grigi ad intraclasti, oncoliti a volte ooliti, foraminiferi e molluschi, talora con interstrati marnosi verdastri.

Affiora in una scaglia tettonica sul versante orientale del Ponticello.

Si differenzia dalle altre unità del Gruppo dei Calcari Grigi per la natura prevalentemente micritica e localmente per la presenza di micriti scure alternate a sottili livelli argillosi.

Limiti non determinabili. Lo spessore in aree contigue non è inferiore a 40 metri.

Età: Retico - Sinemuriano.

4.2.7.2. - Formazione di Rotzo (RTZ)

Si tratta di calcari bioclastici organizzati in cicli peritidali e calcari oolitici in banchi massicci. La formazione di Rotzo affiora presso la Val della Calcara dove sono esposti calcari micritici grigi in strati spessi, con numerose e grandi tasche di silt rosso, e vene estensionali riempite da calcite. La formazione di Rotzo affiora in scaglie tettoniche lungo la linea delle Giudicarie Nord.

Il limite inferiore non affiora. Lo spessore non è inferiore a 50 m.

Età: Sinemuriano - Pliensbachiano.

4.2.8. - OOLITE DI SAN VIGILIO (OSV)

Si tratta di calcareniti ed encriniti rossastre che affiorano in limitatissime scaglie lungo la linea delle Giudicarie Nord e difficilmente individuabili in affioramento nella Valle dei Rivi.

Il limite inferiore è netto e concordante sulla formazione di Rotzo (RTZ). Lo spessore non è inferiore a 50 m.

Età: Toarciano - Aaleniano inferiore.

4.2.9. - FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG)

La formazione di Val d'Agola rappresenta l'equivalente Nord-orientale del Flysch Lombardo. In Val di Bresimo è caratterizzata da litofacies carbonatiche e silicoclastiche la cui successione è scomposta da faglie compressive e transpressive sinistre.

La formazione della Val d'Agola affiora lungo il versante a valle del Castello di Altaguardia e lungo la strada forestale da Fontana a Masi dei Plagi. E' costituita da sedimenti principalmente di tipo terrigeno e misti carbonatico-terrigeno provenienti da Nord dove nel Cretaceo superiore emergeva una porzione della catena alpina.

La formazione della Val d'Agola è stata suddivisa in tre unità di cui nell'area della Tavola Rabbi ne affiorano solo due: il membro basale di Bregn da l'Ors (VAG₁) e il membro intermedio delle Coste di Gual (VAG₂).

I rapporti fra i due membri sono visibili lungo la strada forestale da Fontana a Masi dei Plagi. Lo spessore delle due unità è difficilmente valutabile in quanto il tetto ed il letto sono elisi da piani di faglia: lo spessore esposto decresce da Sud verso Nord. Lo spessore massimo è di circa 500 m.

Età: Cretaceo Superiore – Eocene Medio.

4.2.9.1. - Membro di Bregn da l'Ors (VAG₁)

Il membro di Bregn da l'Ors (VAG₁) è costituito da marne, marne argillose e siltose fittamente fogliettate, nerastre, grigio-verdastre, grigio scure con intercalazioni di areniti ibride torbiditiche in intervalli da pochi decimetri a parecchi metri. La successione contiene corpi conglomeratici lenticolari di spessore variabile da metrico a decametrico, in matrice arenitica, costituiti da ciottoli quasi sempre arrotondati (Fig. 13), con diametro pluricentimetrico di selce, rocce carbonatiche mesozoiche, quarzo, rocce metamorfiche, plutoniti e vulcaniti (Castellarin et al. 1976).

Questa unità detritico-silicoclastica è ben rappresentata nella zona del Castello di Altaguardia.

Il limite inferiore è eliso tettonicamente. Lo spessore non è mai inferiore a 200 m.

Età: Turoniano - Santoniano.

4.2.9.2. - Membro delle Coste di Gual (VAG₂)

Il membro delle Coste Gual è costituito da calcari marnosi e arenacei da rossastri a grigi, torbiditi carbonatiche con ciottoli di VAG₁ e di rocce metamorfiche. La frazione fine è costituita da quarzo, biotite e frammenti di alghe rosse, foraminiferi, rare e piccole *Discocycline*. Affiora presso il Castello di Altaguardia e lungo la strada che dalla Segheria Veneziana presso Fontana



Fig. 13 - Lente di conglomerato poligenico intercalato nel flysch cretaceo, formazione di Val d'Agola, membro di Bregna da l'Ors. Il conglomerato è composto da clasti più o meno arrotondati e mostra gradazione inversa (località: sentiero da Baselga verso il Castello d'Altaguardia, Val di Bresimo).

conduce a Monticello (a SO di località Prato Rovinale). Il tetto di questa unità è costituito da calcari micritici grigi (affioranti presso il Passo Gioél) e da areniti grigie (a SO di località Prato Rovinale).

Si differenzia dal membro di Bregna da l'Ors per la presenza di marne rosa-rossastre nella parte inferiore della successione, alternate a marne calcaree grigie, calcareniti e marne calcaree grigie con sottili intercalazioni pelitiche.

Il limite inferiore è stratigrafico su VAG₁. Nell'area della Tavola Bresimo lo spessore varia da 5 a 50 metri.

Età: Campaniano - Maastrichtiano.

4.3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Nell'ambito del basamento Austroalpino della Falda del Tonale, il magmatismo tardo-alpino è rappresentato da rari filoni di composizione intermedia (fz) e da corpi di composizione tonalitica che affiorano come scaglie tettoniche in corrispondenza della linea delle Giudicarie Nord, note in letteratura come "Lamelle tonalitiche".

4.3.1. - FILONI

4.3.1.1. - Filoni intermedi (fz)

I filoni sono di colore nero, grigio-verde o verde scuro. Hanno spessore da decimetrico a metrico. Sono di composizione intermedia (andesitica) o basica (andesitico-basaltica). Sono alterati in superficie e coperti da patine biancastre. Sono spesso intrusi lungo la scistosità regionale (direzione NE-SO) e in affioramento non mostrano foliazione.

In Val di Bresimo sono presenti alcuni filoni di composizione intermedia lungo la cresta di Serra Spinal (unità d'Ultimo). In alcuni casi essi non sono stati osservati direttamente in affioramento, ma la loro presenza è indicata dal ritrovamento di ciottoli andesitici nei depositi glaciali a NO di Malga Binasia.

In sezione sottile queste rocce presentano una struttura porfirica, talvolta glomerofirica (aggregati di cristalli), più raramente granulare. La massa di fondo ha struttura microcristallina ed è data da quarzo, feldspato e biotite (spesso trasformati in clorite e sericite) e vetro. I fenocristalli osservati sono orneblenda (due generazioni), plagioclasio zonato, biotite e feldspato. I minerali accessori sono apatite, pirite, mentre i secondari sono rappresentati da clorite, sericite, calcite, titanite, ossidi, epidoto, ilmenite.

Altri filoni andesitici con xenoliti gabbrici ad anfibolo e plagioclasio tagliano gli gneiss stromatici in alta Val di Lavazzè, presso la Malga Masa Murada (q. 2010 m s.l.m.) e a Ovest della Malga (a Sud del Lago Poinella) (Fig. 14).

In particolare questi filoni mostrano oltre ad inclusi basici, anche inclusi di peridotiti dell'unità d'Ultimo.

Nella Tabella 2 è riportata la composizione chimica di uno dei due filoni che affiorano presso la Malga Masa Murada.

4.3.2. - CORPI TONALITICI (TLG)

Sono lenti di dimensione metrico-decametrica (fino a raggiungere lo spessore massimo di 50 metri nella zona di Malga Montanzana) di composizione variabile da tonalitica a quarzo-gabbrica (BARGOSS *et alii*, 1978; MARTIN *et alii*, 1993) comunemente denominate "Lamelle Periadriatiche" (EXNER, 1976).

Affiorano in Val dei Rivi e in altre tre località della Val di Bresimo: in prossimità del Castello di Altaguardia, lungo il sentiero che da Baselga porta alla Malga Montanzana e lungo la Val Verniani. Sono difficilmente localizzabili in affioramento perché non hanno alcun risalto morfologico, ma spesso è possibile individuarle per l'abbondante detrito a ciottoli spigolosi che producono.

Queste rocce affiorano come scaglie tettoniche entro la zona di faglia delle Giudicarie Nord al contatto tra gli gneiss (TUG) e le anfiboliti a bande (TUA) dell'unità d'Ultimo, a tetto, e la formazione di Val d'Agola (VAG) al letto della

zona di faglia. In particolare, in Valle dei Rivi, gli gneiss TUG a contatto con le tonaliti mostrano una struttura milonitica con livelli a carbonato, anfibolo, epidoto e scapolite cristallizzati in profondità per effetto probabilmente del metamorfismo di contatto (MARTIN *et alii*, 1993).

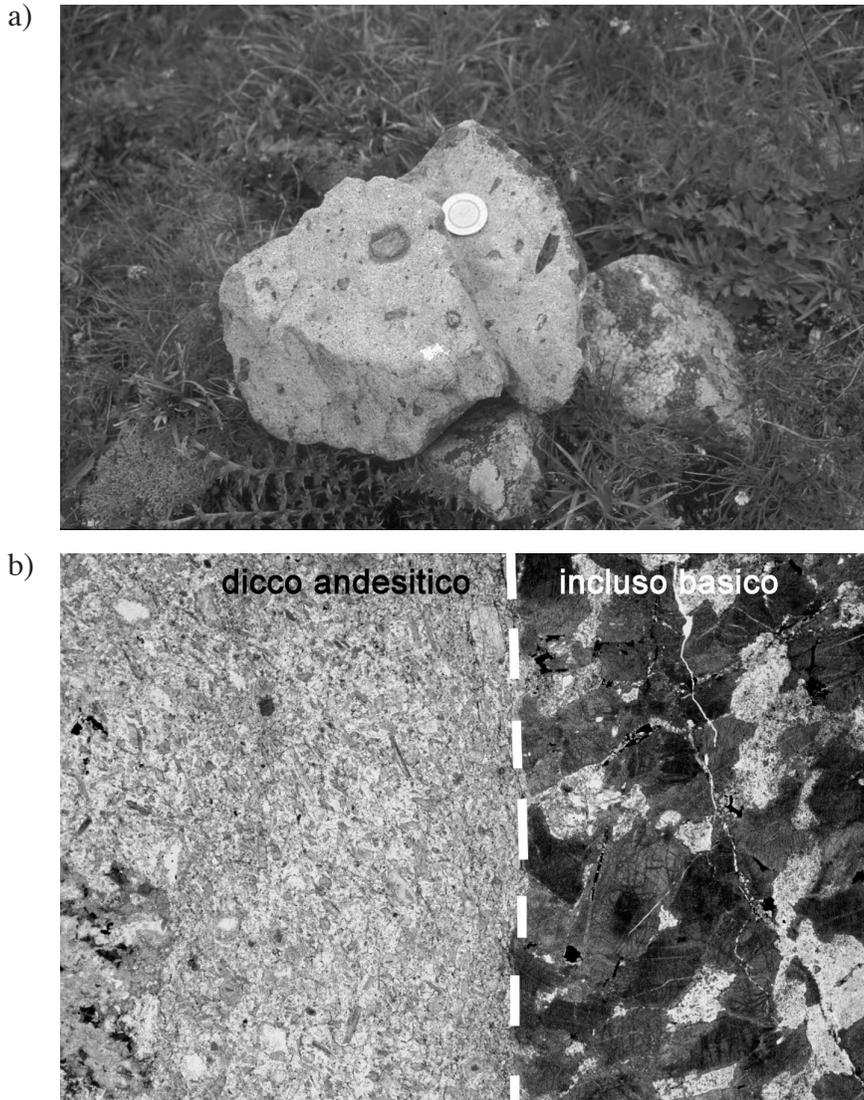


Fig. 14 - a) Filone a composizione intermedia con inclusi; b) microstruttura del filone e dell'incluso basico (larghezza della foto: 5 mm) (località: Malga Masa Murada, Val di Lavazzè).

CAMPIONE A 1257 (Val di Lavazzè)					
Elementi maggiori (%)		Elementi in tracce (ppm)		Terre rare (ppm)	
SiO ₂	54,15	Ba	1049	La	21,2
Al ₂ O ₃	15,85	Be	2	Ce	40,39
Fe ₂ O ₃	6,19	Co	24	Nd	17,72
MnO	0,08	Cr	280	Sm	3,75
MgO	7,45	Cu	62	Eu	1,08
CaO	4,29	Ga	< 5	Gd	2,95
Na ₂ O	2,81	Nb	< 5	Dy	2,54
K ₂ O	4,37	Ni	192	Er	1,28
TiO ₂	0,76	Rb	135	Yb	1,23
P ₂ O ₅	0,17	Sc	16,28	Lu	0,17
P.F.	3,51	Sr	258	Y	14,11
Tot	99,63	Th	< 5		
		V	133		
		Y	12		
		Zn	80		
		Zr	95		

Tabella 2 - Elementi maggiori, tracce e Terre Rare di un filone della Val di Lavazzè.

L'associazione mineralogica magmatica delle tonaliti è data da: plagioclasio zonato, orneblenda bruna, biotite, minore quarzo ± K-feldspato. Ilmenite, apatite, zircono e solfuri compaiono come minerali accessori. Queste rocce contengono piccoli nuclei di concentrazione femica di dimensioni centimetrico-decimetriche con bordi di biotite, costituite da cummingtonite, orneblenda bruna e ilmenite (MARTIN *et alii*, 1993).

Le tonaliti sono di colore biancastro; mostrano struttura da granulare a marcatamente foliata, fino a milonitica; quest'ultima è sottolineata da aggregati di quarzo nastriforme, ricristallizzati a grana fine (Fig. 15), epidoto, biotite e orneblenda verde.

La deformazione delle tonaliti è di età oligocenica superiore (28 ± 1 Ma, età Rb-Sr su biotite e roccia totale, MARTIN *et alii*, 1993; MÜLLER, 2001). Date le analogie mineralogiche e geochimiche di queste rocce con le rocce del settore Nord-orientale del plutone della Presanella, non si esclude che esse costituiscano un'apofisi di questo plutone. Stime sulla messa in posto di queste rocce hanno indicato condizioni di intrusione poco profonde: $P = 0.3$ GPa e T compresa tra 950 e 800°C (MARTIN *et alii*, 1993).

Non lontano dal contatto tettonico sono state osservate, entro gli gneiss TUG, in vari punti, vene pseudotachilitiche.

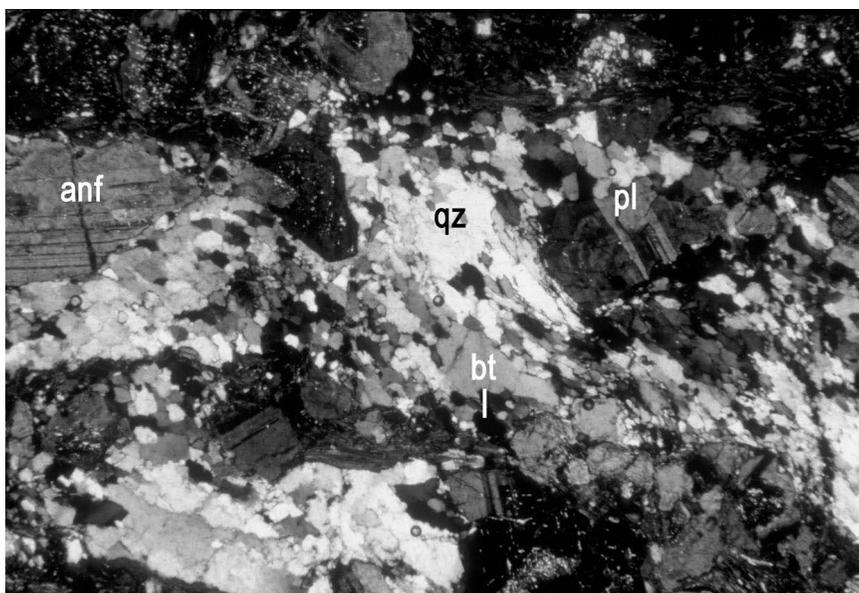


Fig. 15 - Foto al microscopio delle tonaliti foliate presenti in scaglie tettoniche lungo la faglia delle Giudicarie Nord. Nella foto si osservano plagioclasio, quarzo minuto caratterizzato da ricristallizzazione dinamica e minore clorite (larghezza della foto 5mm ca.; nicols incrociati) (località: Samoclevo). (Simboli nella foto: anf: anfibolo; qz: quarzo; pl: plagioclasio; bt: biotite).

5 – SUCCESSIONI QUATERNARIE

5.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE

La Tavola 25 II SE Bresimo comprende un'area di alta montagna che va da quota 2700 m (Cima Tuatti 2699 m s.l.m.) ai 950 metri circa nel fondovalle della Val di Bresimo. Gran parte della Tavola comprende zone situate a quote superiori a 1800 m s.l.m..

I ghiacciai che nel corso del Pleistocene occupavano la maggior parte dell'area della Tavola hanno influenzato fortemente sia la morfologia che la distribuzione e la tipologia dei depositi quaternari.

I depositi glaciali legati all'Ultima Massima Espansione Glaciale (L.L.G.M., *Local Last Glacial Maximum*, con picco intorno ai 18.000-20.000 anni B.P.) e soprattutto alle fasi tardiglaciali (cioè la ripresa del glacialismo con i diversi stadi di pulsazione tra 15.000 e 10.000 anni B.P.) sono ampiamente rappresentati rispettivamente alle quote intermedie (1000 m -1800 m) ed elevate dei versanti (1800 m - 2400 m). I *rock glaciers*, anche se generalmente inattivi, sono forme molto diffuse, soprattutto nei circhi situati alle quote più elevate.

Il detrito di versante è abbondante alla base delle pareti rocciose. La parte inferiore dei versanti vallivi è ricoperta, oltre che da falde detritiche, anche da conoidi da *debris flow* che si raccordano alla piana alluvionale di fondovalle.

I fenomeni dovuti a frane sono poco frequenti nell'area della Tavola, mentre è segnalata una importante deformazione gravitativa profonda sul versante sinistro della Val di Rabbi. Numerosi sono i piccoli scoscendimenti, spesso di dimensioni non cartografabili, che interessano la parte superficiale della coltre detritica e soprattutto i depositi glaciali.

Per quanto riguarda l'età, le forme e i depositi quaternari possono essere riferiti al Pleistocene superiore e all'Olocene. Non sono stati segnalati depositi precedenti l'Ultima Massima Espansione Glaciale.

Nella Tavola Bresimo le distinzioni operate nell'ambito dei depositi quaternari sono basate su criteri litomorfogenetici. I depositi sono indicati con colori di fondo (giallo chiaro e verde chiaro che forniscono un'indicazione di massima dell'età del deposito) e sovrassegni differenziati a seconda dei diversi tipi di sedi-

mento. In verde chiaro sono indicati i depositi più antichi legati ad eventi deposizionali che risalgono all'Ultima Massima Espansione Glaciale e al Tardiglaciale (stadio würmiano e successive fasi stadiali Gschnitz e Sciliar, *Auct.*, CASTIGLIONI, 1961). Le fasi del Tardiglaciale indicano una netta ripresa del glacialismo nel Pleistocene superiore, come osservato in altri gruppi montuosi delle Alpi (si vedano ad esempio, i lavori di TREVISAN, 1939; MALARODA, 1948 e CASTIGLIONI, 1961 che descrivono i vari stadi dell'ultima glaciazione in aree limitrofe). In colore giallo chiaro sono indicati i depositi relativi ad eventi attuali, oppure riferibili a condizioni climatiche analoghe a quelle odierne (Olocene -Attuale).

Nell'ambito dei *rock glaciers*, la distinzione tra forme attuali/subattuali e antiche appare fortemente legata alle condizioni locali. In zone limitrofe, nel massiccio della Presanella, depositi attivi sono stati osservati fino alla quota di circa 2300 m (si veda BARONI *et alii*, 1998). Da un recente studio sistematico dei *rock glaciers* dell'intero massiccio Adamello-Presanella risulta che la fronte dei *rock glaciers* recenti attivi/inattivi si attesta poco sotto 2500 m, con valori minimi della fronte intorno a 2200 m (BARONI *et alii*, 2004). Un recente studio riporta in Val d'Ultimo forme attive/inattive con fronte situata a una quota media intorno a 2600 m con valori minimi intorno a 2355 m; forme relitte hanno fronti situate in media intorno a 2245 m con quote minime a 1985 m (SEPPI *et alii*, 2005).

Recentemente è stato realizzato, nell'ambito di una tesi di laurea dell'Università di Padova, uno studio geomorfologico, corredato da una carta geomorfologica e dei depositi quaternari alla scala 1:10.000 dell'alta Val di Bresimo (FELLIN, 1998b) al quale di seguito ci si riferirà per la descrizione dei depositi quaternari per gentile concessione dell'autrice.

5.2. - DEPOSITI ANTICHI

5.2.1. - DEPOSITI PERTINENTI ALL'ULTIMA MASSIMA ESPANSIONE GLACIALE ("LOCAL LAST GLACIAL MAXIMUM" L.L.G.M.) E ALLE FASI TARDIGLACIALI

5.2.1.1. - *Forme di erosione legate al modellamento glaciale del L.L.G.M.*

Nell'area della Tavola Bresimo sono presenti forme di modellamento glaciale. Le più comuni sono il profilo a "U" delle valli, la presenza di soglie di valli sospese, di gradini glaciali e di numerosi circhi glaciali. Tra questi ultimi possiamo citare i circhi disposti a ventaglio che si trovano a Sud di Cima Binasia, i circhi glaciali alla testata della Val Malgazza e ad Est di Cima Zoccolo e infine quelli situati in Val di Lavazzè. Spesso sono presenti anche numerosi gradini di valle (Val Malgazza e Cima Zoccolo), mentre i circhi situati alle quote più alte risultano spesso sospesi rispetto la valle principale. Alla testata della Val di Bresimo i circhi sono meno frequenti (se ne osservano solo ad Est di Castel Pagano e ad Est di Cima Tuatti). In queste aree si osservano invece forme di

modellamento spiegabili con una transfluenza glaciale dalle valli di Rabbi e d'Ultimo, rispettivamente attraverso il Passo Palù e i passi Alpaner e Val Clapa. In particolare a Sud di Cima Trenta (nella Valle del Vento) si osservano diversi gradini glaciali così come nella valle che scende dal Passo di Val Clapa.

Lungo i versanti della Val di Bresimo, a tratti, sono evidenti alcune spalle glaciali, mentre rocce montonate sono presenti solo nella zona di Castel Pagano.

5.2.1.2. - Depositi glaciali (gl)

I depositi glaciali sono diffusi nei circhi del versante sinistro della Val di Rabbi (a Ovest di Cima Tuatti), alla testata della Val di Bresimo nella conca a Est di Castel Pagano - Cima Tuatti (zona di Malga Bordolona), su entrambi i versanti della Val di Bresimo (a Sud di Cima Binasia, nei circhi della Val Malgazza) e nei circhi dell'alta Val di Lavazzè. L'origine di questi depositi è stata determinata sulla base della loro morfologia più che in base all'osservazione diretta del deposito stesso, inoltre essi sono spesso coperti da vegetazione. In un affioramento dovuto ad una piccola frana, si osserva un *diamicton* a struttura massiva a supporto di matrice, caotico, con granulometria variabile da sabbie fini a massi costituiti da paragneiss ed ortogneiss della Serie del Tonale (TTP e TTO). La matrice è sabbioso-limoso, di colore grigio e localmente rosso – giallastro (dovuto a fenomeni di ossidazione). I depositi non sono cementati e non mostrano alcuna struttura sedimentaria.

Gli edifici morenici, per lo più laterali, testimoniano le pulsazioni dei ghiacciai durante le varie fasi tardiglaciali. Piccoli argini morenici sono presenti nella zona di Malga Bordolona di sotto; a quota 1960 m una piccola morena testimonia la presenza di un ghiacciaio che scendeva da Cima Tuatti; più a Sud, a quota 2020 m, vi sono due piccoli argini depositati dal ghiacciaio che scendeva da Castel Pagano. L'argine situato più a valle, a quota 1850 m, testimonia la sua estensione (Fig. 16). Unendo gli argini descritti si ottiene l'estensione massima della lingua glaciale che scendeva fino a quota 1760 m, proveniente dai ghiacciai che scendevano dai circhi di Cima Tuatti e di Castel Pagano e che confluivano nella zona di Malga Bordolona di sotto. L'andamento dei corsi d'acqua provenienti dai due circhi sopra citati è particolare e condizionato dalle morfologie glaciali. Il torrente che scende dal circo ad Est di Cima Tuatti, probabilmente a causa della presenza della morena di quota 1860 m, scorre parallelamente al torrente che scende dal circo di Castel Pagano, ma a quota superiore (si veda la carta).

A valle dei passi Palù, Alpaner e Val Clapa si osservano sia depositi glaciali che altre forme di erosione glaciale senza che a monte ci sia un circo che possa giustificare la presenza di un ghiacciaio. Questi depositi sono verosimilmente da attribuire a lingue glaciali che dalla Val di Rabbi e dalla Val d'Ultimo transfluivano in Val di Bresimo.

Nella zona di Malga Preghena di sotto sono presenti, sul lato sinistro della valle,

due argini morenici separati da un laghetto intramorenico. Si può ipotizzare che l'argine più esterno sia stato depositato dal ghiacciaio della Val di Bresimo e non da successive pulsazioni del ghiacciaio della valle laterale in questione: questa ipotesi sarebbe avvalorata dalla presenza di clasti di anfibolite nel deposito glaciale, forse derivate dagli affioramenti situati alla testata della valle principale.

Nella bassa Val Malgazza non sono state osservate morene che permettano di ricostruire la morfologia della lingua glaciale che percorse la valle; sono presenti però, alla testata della valle (Est di Serra Spinal), diversi argini morenici su entrambi i versanti della valle.

Il piccolo argine presente in prossimità del fondovalle della Val di Bresimo, allo sbocco della Valle delle Malghe, è stato attribuito al ghiacciaio che percorreva la Val di Bresimo.

Altri argini sono presenti sul versante sinistro della Val di Rabbi a SO di Cima Tuatti. Nei pressi di Malga Palù si osserva un argine piuttosto sviluppato che si estende da quota 2225 m fino a quota 2100 m; altri argini si trovano a quote superiori su entrambi i versanti del circo a Ovest di Cima Quaira.

Per quanto concerne l'attribuzione dell'età dei depositi e delle forme glaciali, non essendo disponibili datazioni assolute e non essendo possibile applicare il metodo del limite delle nevi, non essendo presente alcun ghiacciaio, (il metodo che si basa sul calcolo della differenza di quota tra il limite delle nevi riferito al ghiacciaio antico e il limite attuale; in base a tale differenza di quota viene stabilita l'appartenenza ai diversi stadi), l'attribuzione è basata sul calcolo del valore medio ottenuto dalla massima altitudine delle creste che circondano il bacino alimentatore e dall'altitudine dell'arco morenico frontale antico. Si è tenuto conto inoltre delle attribuzioni di età in zone limitrofe (ad es. in Val di Peio, G.N.G.F. e G, 1986) dove è stato utilizzato, al posto del limite delle nevi, il "livello di riferimento" (GROSS *et alii*, 1977) che corrisponde mediamente all'altitudine della linea di equilibrio nel 1850, cioè al momento di massima espansione dei ghiacciai durante la Piccola Età Glaciale (P.E.G.). Tenendo anche conto dell'esposizione dei circhi e dell'altitudine delle creste, sono stati utilizzati dei fattori di correzione derivati dalle aree limitrofe, quale la zona dell'Adamello-Presanella (CASTIGLIONI, 1961). Basandosi sugli elementi appena esposti, le lingue glaciali delle valli di Bresimo e Rabbi sono state attribuite alla fase finale del Pleistocene superiore (parte superiore del tardiglaciale).

Le lingue glaciali situate in Val di Rabbi a Ovest di Malga Palù alta (N. Surian, dati inediti) e quelli a Est di Cima Tuatti - Castel Pagano sono state attribuite allo stadio Gschnitz *Auct.*; invece la lingua che depose la morena presso il fondovalle della Val di Bresimo alla confluenza del Rio delle Malghe (Fig. 17) nonché quella che percorreva la valle della Malga Preghena è stata attribuita allo stadio di Sciliar *Auct.* Per determinare l'età di quest'ultima lingua è stato utilizzato il metodo suggerito da LOUIS (1954-1955) che si basa sull'altitudine più elevata a cui compaiono le morene di sponda, che corrisponde circa alla quota del limite delle nevi.



Fig. 16 - Argine morenico attribuito allo stadio di Gschnitz nei pressi di Malga Bordolona di sotto (FELLIN, 1998b).



Fig. 17 - Argine morenico attribuito allo stadio di Sciliar; alla confluenza del Rio delle Malghe con il Torrente Barnès (FELLIN, 1998b).

5.2.1.3. - Accumuli a grandi blocchi (rock glaciers)

Rock glaciers di varie dimensioni riferibili generalmente al Tardiglaciale sono piuttosto diffusi ovunque, a quote elevate. Questi depositi hanno una tipica morfologia caratterizzata da contropendenze, solcature, ondulazioni con forma ad arco convesso verso valle. Le fronti sono ripide e costituite da blocchi angolosi con grana variabile, dalle sabbie (visibili solo raramente presso la fronte) a massi

con diametro talvolta superiore al metro. I *rock glaciers* tardiglaciali sono caratterizzati da pronunciate depressioni centrali (dovute alla fusione postuma del ghiaccio), coperture vegetali (inerbimenti e vegetazione ad alto fusto) e abbondante crescita di licheni sui blocchi, in accordo con quanto descritto in letteratura (ALBERTINI, 1955; RACZKOWSKI, 1997). I *rock glaciers* possono avere genesi differente a seconda che siano alimentati dalle falde detritiche e/o dalle valanghe alla base delle pareti rocciose (Fig. 18, 19) oppure che derivino dall'evoluzione di un ghiacciaio coperto di detriti. In quest'ultimo caso hanno dimensioni maggiori, sono molto allungati verso valle e si trovano spesso al centro dei circhi glaciali.

Rock glaciers con dimensioni molto sviluppate e forme complesse sono quelli che giacciono nei circhi a Sud di Cima Binasia. Uno di questi molto esteso si trova a Est di Castel Pagano: esso si estende da 2000 m a 1910 m ca. ed è completamente ricoperto da vegetazione boschiva.

A Est del Passo di Lavazzè sono osservabili *rock glaciers* con morfologia piuttosto pronunciata e molto sviluppata in lunghezza.

Rock glaciers con morfologie poco evidenti sono presenti a Sud di Cima Trenta (lungo la Valle del Vento) e tra Passo di Val Clapa e Malga Scalet. Queste forme sono totalmente inerbite, presentano fronte acclive e pochi blocchi in superficie.

Per quanto concerne l'attività di queste strutture, data la morfologia e la loro copertura vegetale si suppone che si tratti di forme antiche legate agli stadi tardiglaciali. Solo per alcuni *rock glaciers* a Est di Cima Zoccolo si può forse ipotizzare una riattivazione durante la Piccola Età Glaciale.

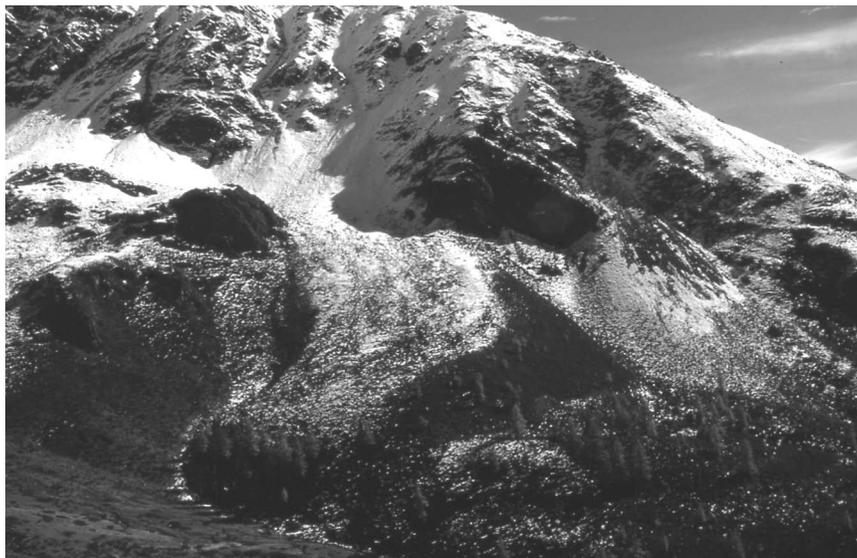


Fig. 18 - Rock glacier sul versante occidentale di Castel Pagano. (Foto PICCIN).



Fig. 19 - Rock glacier nel circo a monte di Malga Preghena (FELLIN, 1998b).

5.2.1.4. - Depositi di contatto glaciale (cg)

Si possono osservare terrazzi di contatto glaciale nella bassa Val di Bresimo, da Fontana fino a Baselga. Sono costituiti da sabbie e limi fittamente stratificati, che presuppongono una sedimentazione di ambiente glaciolacustre, condizionata, con probabile azione di sbarramento, da un ghiacciaio che scendeva dalla Val di Sole e che sostava nella Val di Non allo sbocco della Val di Bresimo.

5.2.1.5. - Depositi di frana (fs)

Nell'area della Tavola Bresimo i fenomeni franosi sono decisamente limitati. Tra le frane antiche, ormai stabilizzate, si può citare un'unica frana sul versante sinistro della Val di Rabbi, a monte dell'abitato di S. Bernardo, a NNO di Malga Garbella di sotto. Si tratta di una frana complessa nella quale concorrono sia processi di scivolamento a spese di depositi glaciali che processi di crollo. Il deposito è caratterizzato da morfologia ondulata e dalla presenza di blocchi di notevoli dimensioni.

5.3. - DEPOSITI RECENTI E ATTUALI

5.3.1. - ACCUMULI A GRANDI BLOCCHI (*ROCK GLACIERS*)

Rock glaciers presunti attivi o potenzialmente riattivabili sono numericamente limitati. Il limite altimetrico al di sopra del quale si trovano forme attive o potenzialmente riattivabili è legato all'esposizione del versante e/o a particolari condizioni locali. Nell'area della Tavola sono stati considerati ipoteticamente attivi alcuni *rock glaciers* situati sul versante SO della dorsale Cima Quaira - Cima Tuatti. Si tratta di forme che presentano ancora un certo rigonfiamento che suggerisce la presenza di ghiaccio al loro interno. Un altro *rock glacier* che potrebbe essere considerato attivo è il corpo con forma ancora piuttosto rigonfia presente nell'alta Val di Lavazzè a NE di Cima Binasia (Fig. 20).



Fig. 20 - Rock glacier a NE di Cima Binasia, alta Val di Lavazzè.

5.3.2. - DEBRIS FLOWS

I *debris flows* sono colate di detrito dovute a trasporto in massa di materiale misto ad acqua incanalate o non incanalate. Rappresentano eventi ad elevata pericolosità e rischio geologico trattandosi di processi veloci (ordine di grandezza: alcuni m/s), ad elevata energia, difficilmente mitigabili.

I conoidi da *debris flow* sono diffusi nell'area in esame, hanno pendenze elevate, morfologia irregolare e dossi allungati secondo la direzione di massima

pendenza; e talora comprendono blocchi di notevoli dimensioni. I conoidi e le colate presenti alle quote elevate sono privi di copertura vegetale, mentre quelli dei fondovalle sono coperti da vegetazione.

I corsi d'acqua presenti nell'area della Tavola e i relativi conoidi hanno un assetto relativamente stabile grazie ad alcuni interventi di sistemazione idraulica già effettuati (briglie). Tuttavia, ricordiamo i recenti dissesti legati all'attività dei conoidi di Malga Valnera (Val di Lavazzè) e dei rii Binasia e Pedri (Val di Bresimo).

In Val di Bresimo, alcuni tra i conoidi di dimensioni maggiori a ridosso del fondovalle presentano una scarpata di erosione dovuta all'incisione del Torrente Barnès. L'altezza di questa scarpata è generalmente inferiore a 5 m, nel caso dei conoidi di Valsorda e Pedri la scarpata di erosione varia tra 5 e 10 m. I conoidi della Valle delle Malghe e della Val da l' Af (quest'ultima è una valletta tributaria destra della Val di Bresimo, circa 500 m a monte della prima) sono ripetutamente incisi e presentano diverse generazioni di scarpate. Nel caso della Val da l' Af si osserva che il lato occidentale del conoide si trova a quota superiore rispetto all'altro (1200 m il primo e 1150 m il secondo). Il lato occidentale presenta una scarpata di erosione che nel punto massimo supera i 10 metri ed è caratterizzato da due ulteriori scarpate di erosione. Il lato orientale ha una scarpata di 5-6 m. Data la differenza di quota tra i due lati si può ipotizzare che la porzione occidentale del conoide sia inattiva, mentre quella orientale sia potenzialmente riattivabile (FELLIN, 1998b).

5.3.3. - CONI DI TIPO MISTO

Alcuni conoidi sono definiti di tipo misto in quanto originati dalla concomitanza di diversi processi quali il trasporto in massa (*debris flow* s.s.), apporti delle valanghe e dal versante.

Alcuni coni sono presenti in Val di Lavazzè.

5.3.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI (al)

Depositi alluvionali sono presenti nel fondovalle della Val di Rabbi e della Val di Bresimo e più limitatamente in Val di Lavazzè. In Val di Bresimo essi si trovano alla confluenza del Rio Malgazza e del Rio delle Malghe con il Torrente Barnès e sono costituiti in prevalenza da ghiaie e sabbie grossolane. In Val di Lavazzè si osservano soprattutto ghiaie, mentre depositi più grossolani costituiti di ghiaie e blocchi sono presenti in Val di Rabbi. In tutti i casi si osserva una diminuzione della pendenza dell'alveo del torrente che favorisce la sedimentazione del carico da parte della corrente fluviale.

5.3.5. - DEPOSITI DI VERSANTE (ve/vem)

I depositi legati alla gravità sono distribuiti uniformemente su tutta l'area della Tavola Bresimo, soprattutto alla base delle pareti rocciose sottoposte a pro-

cessi di gelivazione. I fattori che contribuiscono alla formazione dei depositi sono dovuti infatti sia al clima (gelivazione ecc.) sia all'assetto strutturale e all'elevata energia del rilievo. In quest'area sono presenti molte faglie e zone di frattura, che concorrono alla produzione di detrito a causa dei processi di cataclasi.

I depositi di versante sono caratterizzati dalla presenza di frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale e matrice in quantità variabile. Sono caratterizzati in genere dall'assenza di orizzonti pedogenizzati. La granulometria dei depositi varia da sabbia molto grossolana al masso, le dimensioni medie degli elementi clastici sono dell'ordine di 128 - 256 mm. Prevalentemente si osservano clasti tabulari e a lama se originati da rocce scistose, clasti equidimensionali laddove prevalgono le rocce magmatiche e le migmatiti. La cementazione è assente. L'unica struttura sedimentaria osservabile è la selezione dimensionale dei clasti, che risultano essere generalmente più grossolani alla base dei pendii.

5.3.6. - DEPOSITI DI FRANA (fc)

Piccole frane di crollo, non cartografabili sono frequentemente presenti in corrispondenza delle pareti rocciose. L'unico fenomeno rilevante è costituito da alcune frane di crollo in Val Pragambai (tributaria sinistra della Val di Rabbi). L'assetto strutturale della roccia influisce sullo sviluppo delle frane stesse e costituisce un fattore predisponente dei processi di dissesto. Parte del versante destro della Val di Pragambai è caratterizzato dalla presenza di rocce milonitiche e cataclastiche legate alla faglia di Passo Palù. I paragneiss dell'unità del Tonale mostrano una pervasiva foliazione milonitica a cui è associato l'effetto della cataclasi che ha intensamente frammentato l'ammasso roccioso provocando la formazione di abbondante detrito fine di tipo argilloso (*fault gouge*), e grossolano. La zona, al momento del rilevamento, era oggetto di sistemazioni forestali finalizzate a consolidare la scarpata per scongiurare il pericolo di incanalamento di materiale (*debris flow*), a seguito di precipitazioni particolarmente abbondanti lungo l'asta della Val di Pragambai.

Piccole frane sono segnalate a spese di depositi quaternari nella bassa Val di Lavazzè.

Alcune colate dovute all'azione del geliflusso sono presenti entro i depositi glaciali, ma data la loro limitata estensione, non sono state cartografate.

5.3.7. - DEPOSITI PALUSTRI (pa)

I depositi palustri sono decisamente limitati. Sono presenti in piccoli avvalamenti e in zone semi-pianeggianti al di sopra dei depositi glaciali in Val di Lavazzè, nel circo che si apre a Nord del Monte Pin e alla testata della valle a NE di Cima Binasia.

5.4. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) (con contributi di N. Surian)

Le DGPV sono fenomeni gravitativi che, a differenza delle frane s.s., sono caratterizzate da un movimento molto lento. La loro estensione è generalmente notevole ed è paragonabile a quella del versante interessato (alcuni chilometri quadrati). Esse si estendono in profondità e comportano dislocazioni limitate in rapporto alle dimensioni della massa interessata dal movimento. Non è necessario postulare la presenza di una superficie di scorrimento continua come nel caso delle frane, perchè questa spesso non è macroscopicamente evidente (SORRISO-VALVO, 1995).

Le aree soggette a DGPV si estendono generalmente a partire dalle creste montuose fino a raggiungere il fondovalle e sono caratterizzate dalla presenza, nella zona di coronamento, di sdoppiamenti di cresta, trincee e controscarpate allungate secondo direzioni che coincidono con faglie e/o fratture.

A seconda delle caratteristiche del substrato coinvolto, si possono osservare diversi tipi di DGPV (*Sackung*, ZISCHINSKY, 1966, 1969; *rock block-slide*, VARNES, 1978; *lateral spread*, VARNES, 1978, CRUDEN & VARNES, 1996). In rocce metamorfiche scistogene sono presenti tipicamente deformazioni gravitative profonde di versante denominate "*Sackung*" (ZISCHINSKY, 1969). Sono caratterizzate da un rigonfiamento più o meno pronunciato verso la parte mediana o topograficamente più bassa del versante che mostra un profilo convesso nella parte bassa e concavo nella parte superiore. La presenza di frane minori s.s. all'interno dell'area soggetta a deformazione è un ulteriore aspetto diagnostico per le DGPV (AGLIARDI *et alii*, 2001). Tra le condizioni geomorfologiche che concorrono all'attivazione di una DGPV c'è da annoverare senz'altro l'energia del rilievo (DRAMIS, 1984). DRAMIS (1984) fa notare come il principale fattore genetico del rilievo possa essere quello tettonico. Il sollevamento in atto nella catena alpina, che ha contribuito all'approfondimento dell'idrografia, associato al rilascio del versante in seguito alla decompressione causata dal ritiro delle grandi lingue glaciali dopo l'Ultima Grande Espansione, sono fattori che favoriscono l'innescò del fenomeno in discussione (DRAMIS, 1984; FORCELLA, 1984; BISTACCHI & MASSIRONI, 2001).

Nella Tavola Bresimo un'importante deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) interessa il versante sinistro della Val di Rabbi costituito dagli gneiss dell'unità del Tonale molto fratturati e da abbondante copertura glaciale, tra la cresta Castel Pagano (q. 2594 m s.l.m.) - Cima Zoccolo (q. 2556 m s.l.m.) e il fondovalle, all'altezza dell'abitato di S. Bernardo (Fig. 21). La DGPV è delimitata da due linee tettoniche regionali che sono la faglia di Rumo a Sud, la faglia di M.ga Preghena a SE, e la zona di faglia della Val Clapa a NO.

Tra la zona di cresta e il fondovalle è stata osservata un'area di deformazione

che si estende per circa 1,5 km in larghezza e 2,5 km in lunghezza per un dislivello totale di circa 1250 m. Le caratteristiche più evidenti di questa DGPV sono le numerose trincee e contropendenze che si spingono dalla parte sommitale del versante fino a quota intorno a 2100 m, appena sotto la M.ga Garbella di sopra. Nel settore occidentale, presso la cima di Castel Pagano, si sviluppa la trincea principale caratterizzata da poco sviluppo laterale, andamento ONO – ESE e profonda circa 50 metri (Fig. 22). La roccia è qui molto fratturata e il detrito concentrato alla base della parete subverticale settentrionale è molto abbondante. La parete meridionale della trincea principale è più bassa di una trentina di metri ed ha un pendio molto più lieve e privo di detrito di falda alla base. La morfologia delle trincee cambia verso Est: le creste che delimitano le trincee mantengono circa la stessa altezza, mentre il fondo diventa più ampio e meno regolare ed è ricoperto da detrito.

A SE di Castel Pagano, verso Cima Zoccolo, la zona di cresta è ampia e pianeggiante ed è contraddistinta da numerose contropendenze e trincee con andamento analogo alla principale fino a q. 2400 m circa. A valle di questa quota è sviluppato un altro sistema di trincee e contropendenze con direzione circa E-O fino a ENE-OSO. In questo settore, fino a quota 2250 m, le trincee sono impostate su depositi glaciali, al contrario di quelle situate a quote superiori che sono

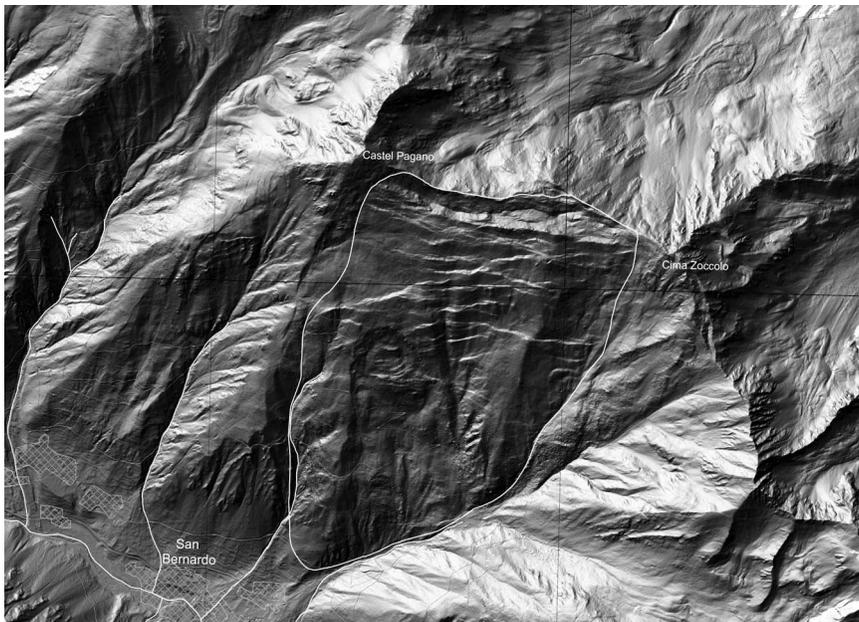


Fig. 21 – DTM (Modello Digitale del Terreno) con evidenziata la zona interessata dalla DGPV di Castel Pagano-Cima Zoccolo.

invece in roccia. Nei pressi della Malga Garbella di sopra le acque convergono in una piccola depressione limitata a Sud da una contropendenza profonda circa 1 – 2 m formando un piccolo laghetto a q. 2120 m. Nell'area di Malga Garbella è presente una frana verosimilmente associata al processo di deformazione gravitativa profonda di Castel Pagano.

Altre trincee e sdoppiamenti di cresta sono segnalati a SE di Cima Zoccolo e potrebbero forse far parte del movimento gravitativo in questione. L'andamento di queste strutture è NNO-SSE.

Dal punto di vista strutturale l'andamento delle trincee principali è associato al lineamento Passo di Saent-Cima Zoccolo (si vedano anche le Note Illustrative della Tavola 1:25.000 Rabbi, MONTRESOR & MARTIN 2008, e le Note Illustrative del Foglio 1:50.000 Rabbi, in preparazione; MARTIN *et alii*, 2005). Si tratta di un lineamento che è ben visibile dalle foto aeree e si estende, con andamento ONO-ESE, dal Passo di Saent, presso la testata della Val di Rabbi (nell'area a Ovest della presente Tavola) fino ad arrivare quasi alla dorsale Castel Pagano-Cima Zoccolo (si veda più avanti la Fig. 33); si osserva infatti che le trincee e gli sdoppiamenti di cresta di Castel Pagano si trovano sulla prosecuzione di questo lineamento.



Fig. 22 - Le trincee della deformazione gravitativa profonda di Castel Pagano-Cima Zoccolo. Sullo sfondo, verso Sud Cima Mandrie (Foto G. PICCINI).

6 - TETTONICA E METAMORFISMO

6.1. - EVOLUZIONE PRE-ALPINA

L'analisi strutturale, petrologica e le nuove datazioni geocronometriche effettuate nell'ambito del progetto cartografico CARG-PAT hanno permesso di delineare un quadro inedito del basamento Austroalpino di quest'area e della sua evoluzione tettono-metamorfica dal Paleozoico all'attuale.

Il sistema Austroalpino del settore alpino analizzato è costituito da unità di crosta continentale che, dopo l'apertura della Tetide mesozoica, erano collocate sul margine africano. Con la chiusura della Tetide e la formazione della catena alpina, queste unità hanno dato origine alle falde del Tonale e Ortles-Campo.

Alcune fra queste unità, nel Paleozoico, durante il ciclo orogenico varisco, furono coinvolte in un processo di subduzione e collisione. Nel corso di questi eventi l'unità d'Ultimo è ricristallizzata in *facies* eclogitica, l'unità del Tonale in *facies* anfibolitica. Le condizioni metamorfiche e le età del picco metamorfico che si riferiscono a questo processo non sono state le stesse nelle varie unità Austroalpine. L'unità d'Ultimo che attualmente affiora in posizione strutturale più elevata nella pila delle falde, è stata subdotta nel corso del Paleozoico fino a oltre 100 km di profondità sviluppando associazioni mineralogiche di *facies* eclogitica ($P \sim 2.7$ GPa e $T \sim 850^\circ\text{C}$) ancora conservate nelle rocce che la costituiscono (gneiss migmatitici, fels, eclogiti, anfiboliti e peridotiti) (SUSINI & MARTIN, 1996; GODARD *et alii*, 1996).

L'età del picco metamorfico del settore Nord-orientale dell'unità d'Ultimo, pari a 340-330 Ma, è stata determinata tramite misure del rapporto Sm-Nd su minerali e roccia totale in vari tipi di rocce e del rapporto U-Pb su zirconio di anfiboliti metasomatizzate associate alle peridotiti della Cima Vedetta Alta (*Hochwart*) (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2007). In questo caso, poiché tutte le rocce mafiche, ultramafiche e le migmatiti hanno dato circa la stessa età radiometrica, si desume che questa possa corrispondere all'età del principale evento metamorfico.

Nel corso del processo di progressiva esumazione, parte delle rocce gneissiche dell'unità d'Ultimo Nord-orientale hanno subito fusione parziale a causa

del perdurare delle condizioni di elevata temperatura durante la decompressione, dando luogo a migmatiti stromatiche a cianite (TUG_b) e a migmatiti nebulitiche (TUG_c) stabili in condizioni di pressione dell'ordine di 1.5-1.0 GPa. Non si può però escludere che la fusione parziale che ha prodotto le migmatiti stromatiche non abbia avuto inizio precocemente, ad esempio già al tempo del picco metamorfico, quando gli gneiss erano ancora a grande profondità entro il mantello (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005; RANALLI *et alii*, 2005).

Nel corso del processo di esumazione le migmatiti stromatiche sono state intruse da magmi trondhjemitici derivati dalla fusione di crosta basica (oceanica) avvenuta presumibilmente a profondità maggiori entro la zona di subduzione (MARTIN *et alii*, 1998b; DEL MORO *et alii*, 1999).

Nei paragneiss a granato e cianite dell'unità d'Ultimo (TUG) i minerali di alta pressione relitti (cianite, mica bianca, granato e albite/oligoclasio) definiscono una S₁, localmente milonitica (“*strongly foliated gneiss*”). Negli gneiss con manifesta fusione parziale o stromatici (TUG_b) la S₁ è invece sottolineata da biotite cristallizzata a spese della mica bianca, da plagioclasio calcico e K-feldspato cristallizzati dal fuso, nei livelli leucocratici, e da granato, biotite e cianite nei livelli melanocratici.

Il settore Sud-occidentale dell'unità d'Ultimo, che comprende la Cima Mezzana (si veda il Foglio Malé, DAL PIAZ *et alii*, 2007) e il M. Pin, è formato da paragneiss (TUG), anfiboliti con relitti eclogitici (TUA), ortogneiss (TUO) e peridotiti (TUD). Questa porzione è stata subdotta a profondità inferiore e in condizioni meno estreme (T~750°C e P~1.4 GPa) di quelle del settore Nord-orientale prima del Devoniano (CAMPANA, 1995; SUSINI, 1995). Nel Devoniano è stata esumata e ha subito un processo di raffreddamento precoce (età: ~357 Ma, ⁴⁰Ar/³⁹Ar su orneblenda di metagabbri milonitici; MARTIN *et alii*, 1998c).

L'unità del Tonale s.s. costituita da paragneiss, ortogneiss, rocce mafiche e ultramafiche associate a marmi e quarziti, è stata accreta all'unità d'Ultimo prima del Carbonifero Superiore (330-300 Ma), che rappresenta l'età di raffreddamento riscontrata in tutto il basamento della Falda del Tonale. Tuttavia, a differenza dell'unità d'Ultimo s.l., questa unità ha subito un evento metamorfico di alta temperatura e relativamente bassa pressione (T = 600 ± 130°C; P = 0.57 ± 0.25 GPa, DAL PIAZ *et alii*, 2007) prima del Carbonifero. Le datazioni radiometriche Rb-Sr su miche bianche di metapegmatiti dell'unità del Tonale hanno dato età di raffreddamento di circa 314 Ma al Passo Gavia (THÖNI, 1981). La scistosità regionale dell'unità del Tonale è di conseguenza tardo paleozoica, come confermato dalle datazioni radiometriche.

Età di raffreddamento ⁴⁰Ar-³⁹Ar di 251-249 Ma (triassiche) sono state ottenute su scapolite e anfibolo delle migmatiti della Malga Manzara in alta Val di Non (LAURENZI *et alii*, 2002) lungo il limite tettonico tra l'unità d'Ultimo (Falda del Tonale) e le sequenze permiane Sudalpine (AVANZINI *et alii*, 2007). Esse suggeriscono una storia di raffreddamento complessa del basamento Austroalpino che ha

risentito anche dell'attività magmatica permo-triassica del margine africano. In questo contesto ricordiamo le intrusioni granitiche permiane di Martello entro gli scisti dell'unità di Peio e quelle grandioritiche di Ivigna e Montecroce, lungo la faglia delle Giudicarie, nell'area contigua (Fogli Appiano e Merano).

Età di raffreddamento giurassiche e del Cretaceo inferiore sono state ottenute con metodo Rb-Sr su biotite di numerosi campioni di gneiss a cianite e granato e stromatici dell'unità d'Ultimo Nord-orientale e di gneiss del Monte Pin (TUG e TUG_c e TUG_b) dell'unità d'Ultimo Sud-occidentale (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1996; MARTIN dati inediti). Le datazioni Rb-Sr su biotite/roccia totale eseguite su micascisti e anfiboliti della Cima Boai (unità del Tonale, Foglio Malé, DAL PIAZ *et alii*, 2007) hanno dato anch'esse età comprese tra 130 e 100 Ma (DEL MORO, dati inediti).

Queste età, possono essere interpretate come età miste (età alpine ed età pre-alpine) oppure come età di raffreddamento del basamento Austroalpino dovute al sollevamento del margine adriatico durante l'orogenesi alpina.

6.2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA

6.2.1. - METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale mostra, in generale, una debole sovrainponta alpina con cristallizzazione di clorite, cloritoide e sericite, evidente esclusivamente lungo le zone di taglio. L'impatto dell'evento tettono-metamorfico eo-alpino sulle unità di questa falda è stato blando, mentre l'impatto tettonico degli eventi alpini neogenici è stato significativo, come evidenziato dalle temperature di raffreddamento di zircone e apatite (VIOLA, 2000).

In particolare, nel settore occidentale della Falda del Tonale (Val di Sole-Passo Tonale) le datazioni delle tracce di fissione su zircone hanno indicato un raffreddamento al di sotto di 220°C circa (temperatura di chiusura dello zircone) tra 51 e 28 Ma, mentre le datazioni delle tracce di fissione su apatite hanno mostrato un raffreddamento a temperatura inferiore a 120°C circa, tra 25 e 6 Ma (MARTIN *et alii*, 1998c; VIOLA, 2000). Nel settore orientale, le datazioni sull'apatite hanno indicato un raffreddamento ancor più rapido, avvenuto tra 15 e 8 Ma, per effetto dell'attività transpressiva della faglia delle Giudicarie Nord.

6.3. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE

6.3.1. - LA FALDA DEL TONALE

Nel basamento cristallino della Falda del Tonale la scistosità regionale (S₂) pre-alpina è inclinata prevalentemente verso SE e in minor misura verso NO. L'assetto tettonico che si osserva oggi è dovuto principalmente alla tettonica eo-alpina Cretaceo-paleocenica, caratterizzata dal processo di accrezione e sotto-scorrimento delle unità austroalpine sotto il margine africano.

In dettaglio, nell'unità d'Ultimo, la scistosità (S_1) a luoghi milonitica prealpina degli gneiss e delle migmatiti è localmente deformata da una fase F_2 pre-alpina caratterizzata da pieghe isoclinali, particolarmente evidenti nella valle del rio Gamper (Alpe di Brez) dove dicchi trondhjemitici sono anch'essi piegati e mostrano una scistosità di piano assiale (S_2) orientata circa NNE/NE. Nelle valli di Lavazzè e Bresimo la scistosità regionale (S_1/S_2) immerge ora verso NO ora verso SE (Fig. 23) essendo deformata da pieghe F_3 a grande scala con piano assiale sub-verticale orientato NE-SO.

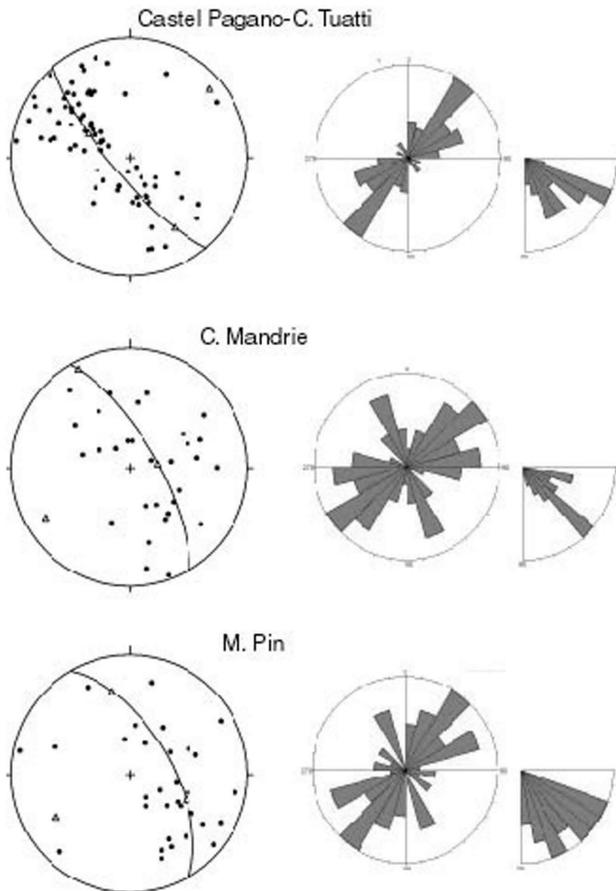


Fig. 23 - Scistosità regionale in Val di Bresimo nell'unità d'Ultimo Nord-orientale. Sulla colonna di sinistra sono riportate le proiezioni dei poli delle scistosità sull'emisfero inferiore del reticolo di Wulff. Sulla colonna di destra è rappresentata con diagrammi a rosa la direzione dei piani di scistosità (FELLINI, dati inediti).

La tettonica alpina successiva di età terziaria, connessa con l'attività compressiva/transpressiva del sistema delle Giudicarie, ha prodotto nella Falda del Tonale grandi ondulazioni ad assi circa NE-SO e un caratteristico sollevamento di questa in prossimità della linea delle Giudicarie Nord.

6.4. - LE FAGLIE ALPINE

Nell'area della Tavola Bresimo la falda del Tonale è deformata da numerose faglie e frequenti minori zone di taglio. Le faglie hanno andamento variabile da ENE (linea di Passo Palù e linea di Malga Preghena), a NE e NNE (linea di Rumo, della Val Clapa, della Valle dell'Acqua, della Val Burlini, e delle Giudicarie Nord) (Fig. 24), tuttavia sono presenti anche lineamenti morfologici con andamento NO-SE. Sono caratterizzate dalla presenza di miloniti, ultramiloniti (*sensu* PASSCHIER & TROW, 1996) cataclasiti e localmente pseudotachiliti (FELLIN *et alii*,

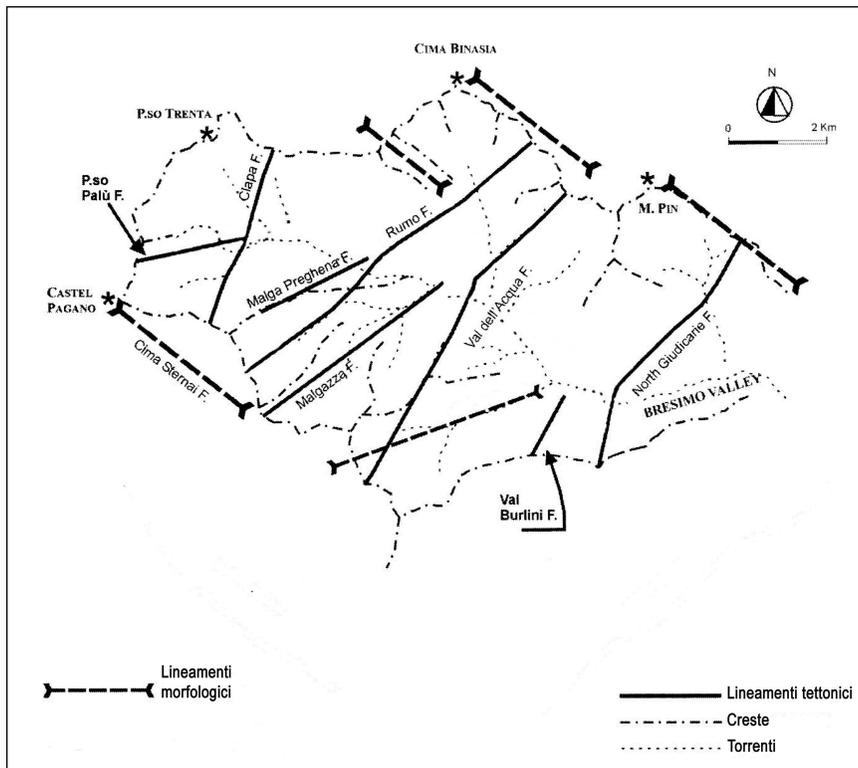


Fig. 24 - Carta schematica delle faglie in Val di Bresimo. Lineamenti tettonici e morfologici (Fig. 3b in FELLIN *et alii*, 2002).

2002); accomodano anche attualmente la compressione tra la placca africana e la catena alpina con sollevamenti di varia entità e attività sismica.

L'attività sismica pre-quaternaria è documentata dalla presenza di numerose vene di pseudotachiliti, che sono state campionate e datate nel corso del rilevamento, lungo la linea di Rumo in Val Zambuga e Val di Bresimo, le linee della Val Clapa e del Passo Palù presso la Malga Bordolona di sopra, in Val di Bresimo, e lungo la linea delle Giudicarie Nord. Anche la linea di Peio mostra evidenze di una attività sismogenica polifasica, attestata da numerose vene di pseudotachiliti (MÜLLER *et alii*, 2001; LAURENZI *et alii*, 2003) le cui età risalgono al Cretaceo Superiore e all'Oligocene (VIOLA *et alii*, 2003). Le pseudotachiliti situate entro la Falda del Tonale, associate a faglie minori, hanno dato età che vanno dall'Eocene all'Oligocene superiore, in accordo con l'attività tettono-magmatica avvenuta ai margini della Falda (es. batolite dell'Adamello) e all'interno di essa (set di filoni di Cima Valletta; DAL PIAZ *et alii*, 2007) (MARTIN *et alii*, sottoposto). Le composizioni chimiche delle vene di pseudotachilite e delle rispettive rocce incassanti sono riportate in Tab. 3. Le composizioni delle vene di pseudotachilite mostrano un tipico arricchimento in silice rispetto alla roccia incassante dovuto all'abbondanza di microclasti di quarzo non fuso entro la massa di fondo.

6.4.1. - LA FAGLIA DI PASSO PALÙ

E' orientata ENE, con immersione verso SSE a medio-alto angolo. E' poco visibile in campagna. Si tratta di una fascia di deformazione che, presso Passo Palù, è evidenziata da miloniti (Fig 25a) e ultramiloniti, mentre presso la Malga Bordolona di sopra è caratterizzata da cataclasi coesive (Fig. 25b) con pseudotachiliti e piani di faglia con strie e gradini in quarzo. Nel segmento duttile riconoscibile al Passo Palù, porfiroclasti asimmetrici nelle miloniti in facies scisti verdi indicano che la faglia ha agito come transtensiva destra con una cinematica di tipo estensionale analoga alla faglia di Peio, a cui potrebbe essere associata. Le sue continuazioni laterali in Val di Rabbi e in alta Val di Bresimo non sono evidenti. Nel segmento fragile essa appare essere stata riattivata dalla tettonica transpressiva sinistra giudicariense (FELLIN *et alii*, 2002).

Entro questa zona di faglia, alcune vene di pseudotachiliti sono associate a piani di faglia orientati E-W, immergenti a Sud ad alto angolo e a cataclasi presso la Malga Bordolona di sopra. Le vene osservate hanno dimensione centimetrico-decimetriche e sono iniettate entro sia ortogneiss (TTO) che paragneiss (TTP) dell'unità del Tonale, milonitici e cataclastici (Fig. 26 a, b e Fig. 27). Esse sono costituite da vetro di colore da grigio a rossastro con clasti di quarzo, sillimanite, biotite e rutilo (FELLIN *et alii*, 2002). Le composizioni delle vene P3 e P4 campionate presso la Malga Bordolona di sopra, della roccia incassante e dei clasti di minerale delle vene sono riportati in Tab. 4 (GODARD *et alii*, sottoposto).

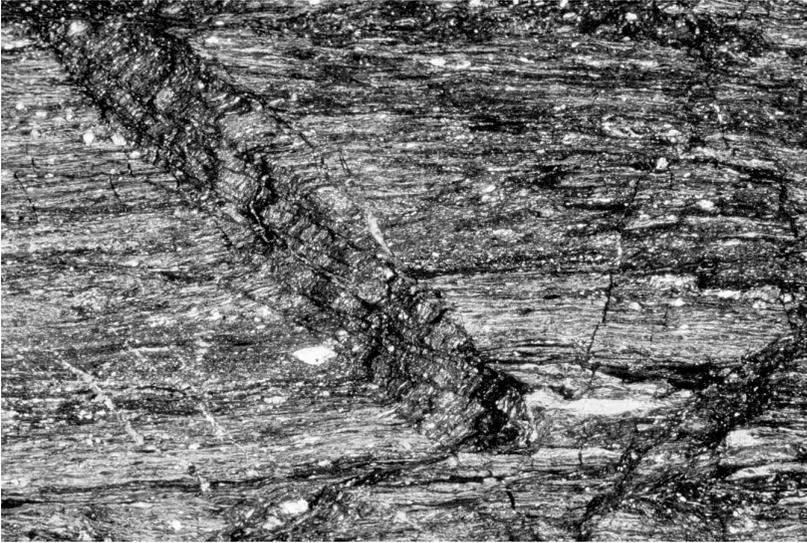
	Roccia	Roccia	Roccia	Roccia	Roccia	pseudo	pseudo	pseudo	pseudo	pseudo
%Ox	P1	P3	P4	P5	P6	P1	P1bis	P3	P4	P5
SiO ₂	59,74	62,93	57,25	58,99	61,89	58,81	65,58	74,95	63,51	64,44
TiO ₂	1,12	0,85	1,12	1,07	1,02	1,36	0,75	0,05	0,96	0,90
Al ₂ O ₃	19,51	18,15	20,98	20,37	18,47	18,26	18,88	14,96	18,63	17,09
Fe ₂ O _{3tot}	6,95	6,64	9,05	8,62	6,80	6,83	4,49	0,98	7,56	7,32
MnO	0,10	0,08	0,07	0,06	0,10	0,07	0,06	0,19	0,06	0,05
MgO	2,28	1,83	2,56	2,43	2,18	2,34	1,89	0,10	2,11	2,09
CaO	0,40	0,30	0,38	0,24	0,30	0,90	1,26	0,13	0,21	0,26
Na ₂ O	0,59	1,14	1,59	1,05	0,42	1,86	2,44	3,88	1,18	1,29
K ₂ O	4,89	3,99	3,61	4,73	4,66	3,39	1,51	2,19	3,59	3,86
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,14	0,09	0,09	0,07	0,03	0,20	0,07	0,12
L.O.I.	4,20	3,83	3,37	2,41	3,98	5,73	2,27	1,47	2,07	2,08
Tot	99,87	99,91	100,13	100,07	99,90	99,59	99,15	99,09	99,93	99,50
ppm										
Sc	23	20	23	24	23	22	16	16	23	21
V	142	104	140	141	125	149	131	9	122	118
Cr	116	83	159	108	95	124	108	12	85	82
Co	53	60	169	64	39	212	194	72	61	91
Ni	51	42	72	56	45	29	34	1	44	45
Cu	24	38	33	34	22	0	0	4	21	19
Zn	245	106	135	125	138	94	42	14	96	108
Ga	0	0	13	16	5	10	6	18	14	14
Rb	205	196	148	204	188	148	64	236	168	177
Sr	123	75	97	75	95	257	379	28	98	93
Y	39	26	32	40	35	74	21	3	30	28
Zr	252	189	211	196	231	562	242	23	189	166
Nb	19	21	25	19	16	28	14	43	18	17
Ba	1394	494	558	662	1346	850	490	75	471	556
La	56	47	27	69	49	82	85	26	67	51
Ce	112	89	105	117	103	146	154	14	87	87
Nd	33	37	26	49	23	54	49	0	44	32
Pb	72	94	105	99	60	7	0	0	19	14
Th	19	17	18	19	17	21	22	5	18	17
U	7	7	5	7	7	5	2	8	6	6

Tabella 3 - Elementi maggiori e in traccia di campioni di roccia incassante e pseudotachiliti associate a zone di taglio nella Falda del Tonale Ubicazione dei campioni: P1 presso Malga Samerberg (a Nord dell'area della presente Tavola); P3 e P4 poco a valle di Malga Bordolona di sopra nella zona di intersezione tra la faglia della Val Clapa e la faglia di Passo Palù, Val di Bresimo; P5 presso Fraviano (Val di Sole, L. del Tonale); P6 a SE di Malga Campivel di sotto (sentiero per il Passo Binasia), Val di Bresimo.

Le pseudotachiliti hanno dato rispettivamente età di 46.4 ± 1.1 Ma e 34.7 ± 1.1 Ma (isocrona su 9 punti e su 10 punti rispettivamente; LAURENZI, dati inediti e MARTIN *et alii*, sottoposto) che si riferiscono ad eventi deformativi di età eocenica ed oligocenica.

Altre vene di pseudotachiliti zonate, con bande di vetro rossastro alla periferia e bande grigie di vetro caotico all'interno sono state osservate presso Cima Lavazzè.

a)



b)



Fig. 25 - a) *Miloniti associate alla faglia di Passo Palù; b) cataclasiti associate alla faglia di Passo Palù, tagliate da vene a clorite.*

a)



b)



Fig. 26 - a) Vena di pseudotachilite (evidenziata con puntini bianchi) associata alla zona di faglia del Passo Palù; b) la vena è vicina ad un piano di faglia con strie suborizzontali.

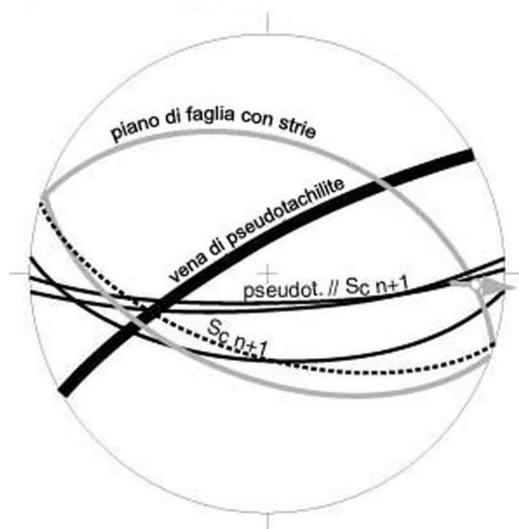
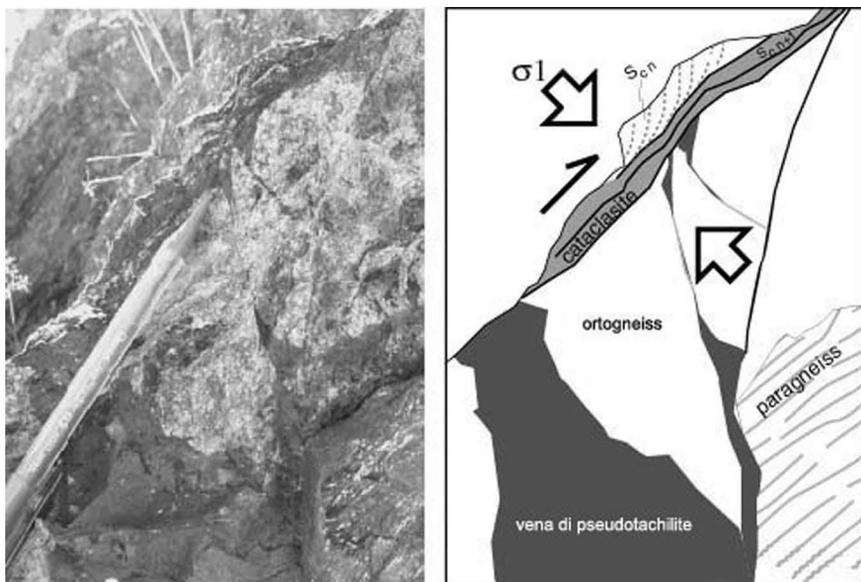


Fig. 27 - Schema cinematico di un affioramento di pseudotachilite e piani di taglio associati presso la Malga Bordolona di sopra, Val di Bresimo. Sulla proiezione stereografica sono indicati sia il piano lungo il quale è iniettata la vena pseudotachilitica orientato ENE sia il piano di faglia con cataclasti (Sc) e strie (FELLIN, dati inediti).

6.4.3. - LA ZONA DI FAGLIA DI RUMO

La zona di faglia di Rumo, con andamento NE-SO si estende dalla Val di Rabbi all'alta Val di Non, dove si congiunge con la faglia delle Giudicarie Nord (MORTEN *et alii*, 1976). E' uno dei principali lineamenti tettonici della Tavola Bresimo (Fig. 24). Comprende due fasce deformative: la faglia di Rumo s.s. e la faglia del Rio Malgazza più a Sud. Entrambe coinvolgono gli ortogneiss granitici all'interno della Val di Bresimo con sviluppo di miloniti in facies scisti verdi, cataclasiti, pseudotachiliti (Fig. 28) e piani di faglia striati.

La faglia di Rumo s.s. è sviluppata lungo la Val Zambuga (versante sinistro della Val di Rabbi), dove riattiva la zona di contatto tra l'unità del Tonale e l'unità di Ultimo, continua attraverso la Val di Bresimo, passa al Passo Binasia, al Monte Alto in Val Lavazzè e continua fino a congiungersi con la Faglia delle Giudicarie Nord presso il Monte Ometto, fuori della Tavola.

La zona di faglia è caratterizzata da miloniti, e solo nella zona di Monte Alto (Fig. 29), anche da breccie di faglia (PROSSER, 2000). Le miloniti affiorano lungo la strada che porta a Malga Lavazzè (tra quota 1250 m e 1200 m s.l.m.), la strada carrareccia che porta a Maso Bernardi (tra quota 1450 m e 1300 m s.l.m.), presso il Passo Binasia, lungo il sentiero che porta a Malga Masa Murada, tra Malga Cemiglio di fuori e Malga Cemiglio di dentro (400 m ad Ovest di Monte Alto) e in Val di Valle (800 m ad E della Malga Valle, PROSSER, 1990).

Nella zona della Malga Cemiglio (Val di Lavazzè) la foliazione milonitica, sviluppata a spese degli gneiss stromatici, immerge di 60° verso ONO ed è caratterizzata da lineazioni orientate circa N- S e *shear bands* che indicano un senso di movimento transtensivo destro (PROSSER, 1990). Altri piani con andamento analogo alla faglia di Rumo sono presenti presso la Cima degli Olmi dove una faglia distensiva con andamento NE-SO taglia il versante (Fig. 30).

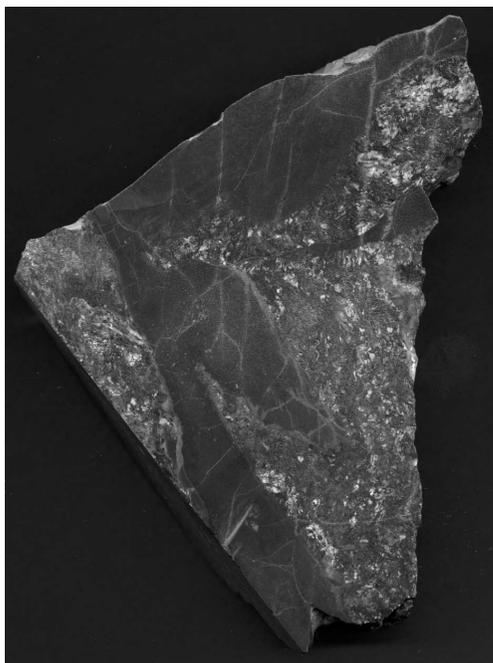


Fig. 28 – Pseudotachilite P6, datata all'Oligocene superiore, lungo la faglia di Rumo nei pressi di Passo Binasia.



Fig. 29- Vista panoramica sulla cresta Slavazzaie, dalla Cima degli Olmi (a destra, fuori campo) al Monte Alto (a sinistra). La foto è scattata dal versante meridionale di Cima Lavazzè in direzione SO. Sul pianoro presso il Monte Alto passa la faglia di Rumo.

Lungo la faglia di Rumo sono stati osservati anche piani di faglia che mostrano una riattivazione in regime compressivo, con movimento verso SE (PROSSER, 1990; FELLIN *et alii*, 2002).

In alta Val di Lavazzè (versante sinistro), nel circo ad Est di Cima degli Olmi, ad Est di Malga Valle, si osserva un'ampia fascia di cataclasiti incoesive attribuite alla faglia di Rumo s.s.

Una vena di pseudotachiliti associata alle cataclasiti della faglia, presso Maso Bernardi, è stata datata con metodo $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ e ha dato un'età di 57.3 ± 1.4 Ma (MÜLLER, 1998). Un'altra vena di pseudotachilite campionata lungo il versante sinistro della Val di Bresimo, ad Ovest del Passo Binasia, ha dato invece un'età di 28.3 ± 0.6 Ma (età dell'isocrona calcolata su 20 punti, LAURENZI, dati inediti) per il vetro a più basso contenuto di ^{40}Ar (radiogenico).

Le composizioni chimiche degli gneiss a sillimanite incassanti la pseudotachilite, della vena vetrosa (vetro+clasti) e dei clasti minerali, sono date in Tab. 5 (GODARD *et alii*).

La faglia del Rio Malgazza è una fascia deformativa che



Fig. 30 - Faglia con andamento NE-SO presso Cima degli Olmi.

Giudicarie ha direzione NNE e immerge ad alto angolo verso ONO; è caratterizzato dalla presenza di lamelle tonalitico-quarzodioritiche foliate (scaglie tettoniche) al limite tra gli gneiss della Falda del Tonale e le coperture delle Alpi Meridionali (DAL PIAZ, 1926, MARTINI *et alii*, 1993). Sulla base della profondità di intrusione dei corpi tonalitici a ridosso della faglia, sia delle caratteristiche petrologiche delle tonaliti milonitizzate, è stato stimato uno spostamento verticale delle scaglie tonalitiche rispetto alla profondità di intrusione pari a 12 km che corrisponde ad una dislocazione lungo il piano di faglia pari a 21 km (PROSSER, 2000).

Nel tratto della faglia presente nell'area della Tavola, la faglia delle Giudicarie Nord forma una zona di deformazione di spessore ettometrico con fasce discontinue, sviluppate talora per qualche centinaio di metri in lunghezza, di prevalenti cataclasiti e minori miloniti (Fig. 31). Anche il basamento Austroalpino tra la faglia delle Giudicarie e quella di Rumo è caratterizzato dalla presenza di numerose zone di deformazione riferibili alla tettonica giudicariense (PROSSER, 1990).

Le microstrutture degli gneiss milonitici e delle scaglie di calcari mesozoici milonitizzati lungo il tratto settentrionale della Faglia delle Giudicarie Nord (fuori della Tavola) indicano meccanismi di deformazione di bassa temperatura. In alcuni casi, gli indicatori cinematici osservati sono risultati coerenti con un senso di trasporto verso ENE, cioè con una cinematica transpressiva destra (PROSSER, 1990).



Fig. 31- Pseudotachiliti lungo la faglia delle Giudicarie Nord (presso Samoclevo, a Sud dell'area della presente Tavola) (larghezza della foto 1 cm ca.).

In questo tratto della faglia, la deformazione duttile associata a miloniti è decisamente limitata (PROSSER, 1990, 2000), mentre prevale la presenza di cataclasiti e breccie di faglia. In generale le miloniti sono più diffuse al tetto della faglia e le cataclasiti al letto del piano di faglia, in accordo con la cinematica transpressiva della faglia.

Strie e gradini in calcite all'interno del "flysch Insubrico" (formazione di Val d'Agola) e della Dolomia Principale, al letto della zona di faglia principale, confermano una deformazione compressiva con vergenza verso SE.

Piani di faglia e clivaggio subverticali, riferibili alla linea delle Giudicarie, osservati all'interno dei paragneiss del Monte Pin (TUG), potrebbero essere anch'essi associati alla fase transpressiva sinistra che risale al Miocene medio (PROSSER, 1998, 2000).

Numerose vene di pseudotachilite sono state osservate e in parte campionate, al tetto della faglia delle Giudicarie Nord, entro gli gneiss stromatici e le peridotiti a granato dell'unità Ultimo Nord-orientale, ad esempio al passo di Val Clapa, in Valle d'Ora e al Passo Samerberg (le due ultime località sono situate al di fuori della Tavola Bresimo). In località Samerberg (alta Val di Non), non lontano dalla faglia di Rumo, le vene sono iniettate entro piani orientati NE-SO con cinematica transpressiva sinistra analoga a quella osservata lungo la linea delle Giudicarie Nord.

Le vene di pseudotachilite, una volta datate, hanno mostrato età comprese tra 20 e 17 Ma (datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar con *laser-ablation*, LAURENZI *et alii*, 2003), riferibile all'attività tettonica della faglia delle Giudicarie Nord. Il raffreddamento e conseguente sollevamento dei paragneiss del M. Pin e dell'unità di Ultimo dovuto all'attività transpressiva della faglia, sono stati datati da MARTIN *et alii*, (1998), tramite tracce di fissione su apatite, al Miocene medio-superiore.

6.4.5. - LA FAGLIA DELLA VALLE DELL'ACQUA

Questa faglia, analogamente a quella delle Giudicarie Nord, si estende in direzione NE e immerge verso NO, da Cima Lainert lungo la Valle dell'Acqua. La fascia di deformazione è costituita da miloniti con spessore metrico e da un orizzonte piuttosto potente di cataclasiti. La foliazione delle miloniti immerge verso Ovest di 50°, mentre i piani di faglia sono subverticali e immergono a N290° (FELLIN *et alii*, 2002). Il senso di movimento dedotto per questa faglia dai porfiroclasti asimmetrici nelle miloniti e da pieghe sin-milonitiche, è transpressivo sinistro. L'orizzonte di cataclasiti mostra una cinematica prevalentemente trascorrente sinistra testimoniata da strie (*slickenside lineations*) a clorite, seguita da una riattivazione in compressione, registrata da strie a quarzo. Lungo la zona di faglia si osserva talora lo sviluppo di trincee (FELLIN *et alii*, 2002).

6.4.6. - LA FAGLIA DELLA VAL BURLINI

La faglia della Val Burlini è orientata ad alto angolo in direzione NE; affiora lungo la valle omonima, poche centinaia di metri a Ovest della linea delle Giudicarie Nord e costituisce un orizzonte di deformazione di circa 100 m di spessore caratterizzato da cataclasiti coesive iniettate da vene pseudotachilitiche e piani di faglia striati. Strie e gradini a clorite e pieghe di trascinamento indicano un'importante fase deformativa compressiva con direzione di contrazione NO-SE. Piani di faglia coniugati tagliano le strutture precedentemente descritte. Sono orientati NE e NO e mostrano movimento rispettivamente trascorrente destro e sinistro (FELLIN *et alii*, 2002).

6.4.7. - LA FAGLIA DELLA VAL CLAPA

Bisogna distinguere tra la "linea di Val Clapa" descritta da MORTEN *et alii* (1976), orientata NE-SOsub-parallela al fascio di Peio e afferente al sistema di Peio, e la faglia della Val Clapa che affiora nell'alta Val di Bresimo e in Val Clapa, immediatamente a Nord della presente Tavola, con andamento giudicariense. La faglia è sviluppata soprattutto lungo il versante destro della Val Clapa, fuori della Tavola. L'orientazione della faglia è circa NNE, con immersione verso ESE ed elevata pendenza (circa 80°).

La dislocazione della Val Clapa è la più evidente dal punto di vista morfologico (Fig. 32). La zona di faglia si estende per circa 20-30 m ed è caratterizzata dalla presenza di paragneiss retrocessi e piani di taglio paralleli alla faglia.

E' stata osservata nell'area della Malga Bordolona di sopra, al Passo di Val Clapa e sulle pendici occidentali del Monte Faggiola (Malga di Monte Faggiola, al di fuori dell'area della Tavola) dove è caratterizzata non solo da miloniti e cataclasiti, ma anche da una serie di contropendenze sub - parallele. Le miloniti e le cataclasiti sono talora associate con pseudotachiliti. Queste ultime sono state osservate sul versante destro in alta Val Clapa, immediatamente a Nord del Passo Val Clapa, ed entro la lente di peridotiti a granato, sul versante sinistro della Val di Bresimo.

Le miloniti formano livelli di spessore centimetrico entro le cataclasiti coesive. L'attività di questa faglia è caratterizzata da movimenti transpressivi sinistri sia nelle miloniti che nelle cataclasiti.

La faglia di Val Clapa interseca la faglia del Passo Palù presso la Malga Bordolona di sopra. I piani di taglio di questa faglia tagliano le miloniti e le pseudotachiliti della faglia del Passo Palù (Fig. 33).

Numerosi piani di taglio sub-paralleli al sistema delle Giudicarie e alla faglia della Val Clapa, sono stati osservati, ad esempio, nella bassa Val di Lavazzè (sentiero verso Maso Bernardi), a NO della Cima del Monte Pin, ad W di Malga Cemiglio.



Fig. 32 - Vista panoramica sul Passo di Val Clapa: nell'incisione sulla sinistra della sella passa un piano di taglio della faglia di Val Clapa.

6.5. - QUADRO SINTETICO DELLA TETTONICA TERZIARIA AL TETTO DELLA ZONA DI FAGLIA DELLE GIUDICARIE NORD

In sintesi, l'analisi cinematica dei dati strutturali al tetto della zona di faglia delle Giudicarie Nord ha consentito di riconoscere tre eventi deformativi principali:

(i) un primo evento di tipo transtensivo registrato dalle faglie di Rumo e Peio nel Cretaceo superiore-Paleocene inferiore (MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000);

(ii) un secondo evento transpressivo, con marcata componente trascorrente sinistra correlabile forse con l'esumazione del complesso dei Tauri (età: 20-18 Ma, MÜLLER *et alii*, 2001), associato con una compressione orientata NNO che ha attivato come linea transpressiva sinistra la faglia di Rumo (pre-esistente) e ha attivato le faglie di Val Clapa, Malgazza e Valle dell'Acqua. La cinematica delle faglie durante il Miocene è rappresentata in Fig. 33;

(iii) il retroscorrimento del basamento Austroalpino sulle Alpi Meridionali (SANTINI & MARTIN, 1988) con direzione di trasporto verso ESE (PROSSER, 1998). Questa fase deformativa è associata ad una compressione orientata circa ONO

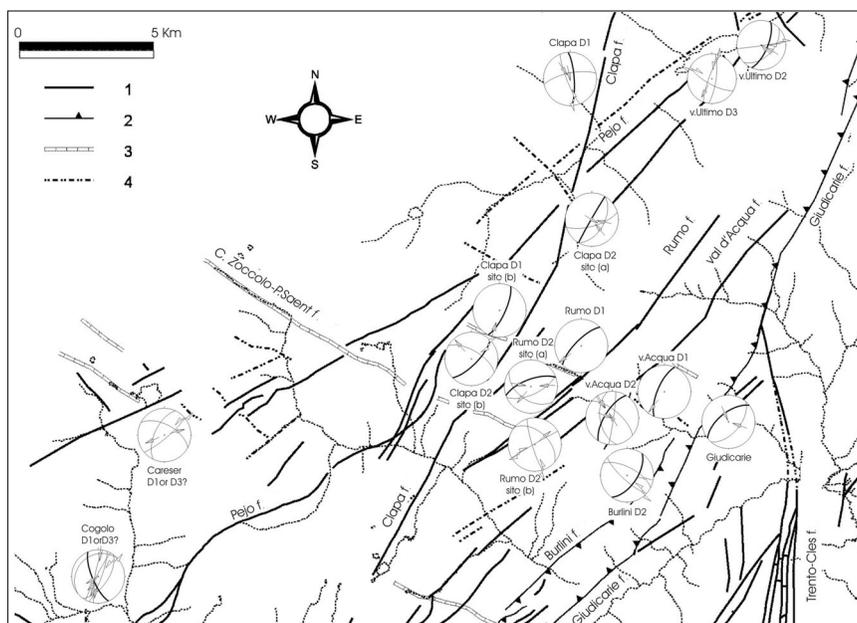


Fig. 33 - Schema strutturale e cinematico della Val di Bresimo ed aree adiacenti.

1: faglie; 2: sovrascorrimenti; 3: faglie transtensionali; 4: lineamenti da foto interpretazione. Nei diagrammi il grande cerchio indica i piani di faglia e le frecce il senso di movimento del tetto della faglia; il grande cerchio in tratto più spesso indica l'orientazione del piano di faglia principale.

I diagrammi rappresentano la cinematica della fase D1 (nel testo indicata come seconda fase), caratterizzata da movimento sinistro lungo le faglie con andamento NNE e della fase D2 (indicata nel testo come terzo evento), una fase successiva, caratterizzata localmente da tettonica anche transpressiva destra lungo le faglie orientate NE e ENE, e soprattutto, da pura compressione lungo il sistema delle Giudicarie Nord (MARTIN *et alii*, 2004).

che ha riattivato la faglia delle Giudicarie Nord come un sovrascorrimento vergente verso ESE. L'età di questa deformazione (Miocene) è desunta dalla datazione dell'apatite (tracce di fissione; 15-6 Ma) a tetto della linea delle Giudicarie Nord in Val di Bresimo (MARTIN *et alii*, 1998b) e dall'età dei sedimenti sintettonici (Miocene medio-superiore) associati al sovrascorrimento della Val Trompia più a Sud (CASTELLARIN *et alii*, 1992).

7 - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

7.1. – SISMICITÀ

Il quadro sismo-tettonico dell'area della Tavola può essere desunto da SLEIKO *et alii* (1987) e dai *reports* della Provincia di Trento relativi ai dati sismici acquisiti nel periodo 1983-2001.

Nell'area della Tavola Bresimo sono stati registrati rari eventi ipocentrali con magnitudo inferiore a 3. La maggior parte dell'attività sismica è concentrata lungo direttrici tettoniche orientate NNE e NO in Val di Rabbi, Val Clapa e lungo la linea delle Giudicarie Nord (FELLIN *et alii*, 2002; MARTIN *et alii*, 2004). Gli ipocentri più profondi (10-16 km) sono localizzati lungo la linea delle Giudicarie Nord. Lungo la faglia della Val Clapa sono stati registrati alcuni eventi sismici a profondità non rilevante ed eventi ancora più superficiali si osservano all'intersezione tra direttrici NO e NNE (MARTIN *et alii*, 2004).

Gli eventi rappresentati in figura (Fig. 34) sono stati registrati da almeno tre stazioni di misura ubicate nell'area della Provincia Autonoma di Trento.

Gli eventi sismici più recenti sono avvenuti tuttavia nel Luglio 2001 ad Ovest di Merano lungo faglie in diretta prosecuzione del sistema delle Giudicarie (Linea della Val Passiria) e hanno registrato una Magnitudo pari a 4.8 (CAPORALI *et alii*, 2005; in questo studio sono stati utilizzati, oltre ai dati sismologici, anche dati geodetici e idrologici che hanno permesso una più precisa ubicazione dell'epicentro).

Sul sito del Servizio Geologico ([http://www.protezionecivile.tn.it/Servizio Geologico/banca dati sismi](http://www.protezionecivile.tn.it/Servizio_Geologico/banca_dati_sismi)) è possibile consultare l'archivio dei terremoti. I dati degli eventi sismici sono raccolti in tre archivi diversi, uno storico, uno strumentale e uno strumentale-digitale. Nell'archivio storico sono raccolti tutti i dati derivati da ricerche storiche ed archivistiche. Nell'archivio strumentale si trovano i dati derivati dalla rete analogica, riferiti al periodo 1982-1990, gestita in collaborazione con l'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (O.G.S.) e dalla prima rete digitale (1991-1993). Nell'archivio strumentale digitale sono raccolti i dati dei sismi dal 1994 ad oggi, derivati dalla rete digitale gestita unicamente dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento. Attualmente un unico archivio racchiude tutti i dati.

Il Servizio Geologico gestisce dal 1981 una rete di rilevamento sismico composta da sette stazioni sul proprio territorio e da tre, di nuova installazione, nella limitrofa Provincia Autonoma di Bolzano. Le stazioni, assieme a quelle della vicina Svizzera, dell’Austria e del Friuli Venezia Giulia, garantiscono un’ottima copertura dell’arco alpino.

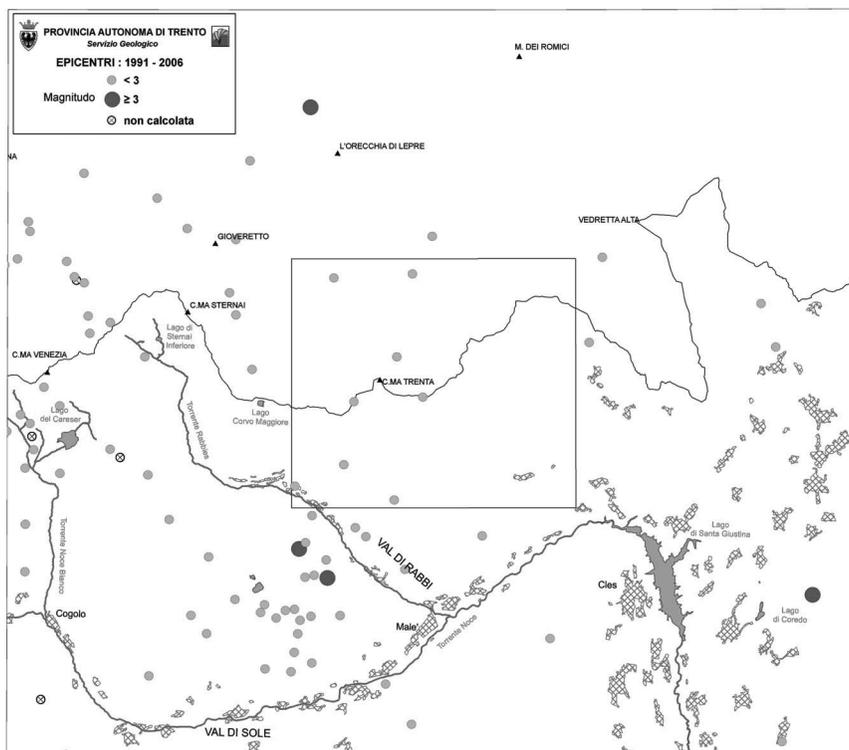


Fig. 34 - Distribuzione degli epicentri degli eventi sismici avvenuti tra il 1991 e il 2006 (a cura del Servizio Geologico di Trento).

7.2. - IDROGEOLOGIA

L'idrogeologia della Tavola Bresimo è condizionata dalla natura litologica dei rilievi montuosi, che, nelle zone di ricarica degli acquiferi, è rappresentata dal basamento gneissico della Falda del Tonale, e dall'assetto delle zone di faglia e frattura.

Nella Tavola sono compresi i bacini dei torrenti Barnès in Val di Bresimo e Lavazzè nell'omonima valle.

Acquiferi a porosità primaria sono costituiti dai sedimenti sciolti che danno origine ai diversi depositi quaternari, dai depositi glaciali/fluvioglaciali, depositi di versante e di *debris flow*. I depositi di copertura quaternaria favoriscono l'infiltrazione delle acque e alimentano serbatoi naturali talora localmente importanti. Gli acquiferi presenti in questi depositi danno origine a sorgenti che sono caratterizzate da variazioni stagionali. Le rocce del substrato gneissico affioranti in ampie fasce della Tavola Bresimo presentano una permeabilità secondaria per fessurazione; in queste aree la tettonizzazione influisce sulla permeabilità delle rocce stesse.

Le sorgenti della Tavola Bresimo sono alimentate sia da acquiferi superficiali strettamente connessi con regimi stagionali, con un massimo primaverile ed uno autunnale, e in minor misura da acquiferi profondi. Le acque superficiali emergono spesso alla base delle conoidi e nei fondovalle. La discriminazione tra acque provenienti da acquiferi superficiali e acque provenienti da acquiferi profondi è facilitata dalla determinazione della conducibilità elettrica (Tab. 6). Le acque delle sorgenti sono caratterizzate da valori di conducibilità bassi, intorno a 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ per le acque a circolazione superficiale, fino ad elevati, intorno a 1000-2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ per le acque mineralizzate (AQUATER, 1993; DANESE, 1997).

CONDUCIBILITA' ELETTRICA A 25°C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	< 390	390-1970	> 1970
ACQUA	OLIGOMINERALE	MEDIO-MINERALE	MINERALE

Tabella 6 - *Classificazione delle acque in base alla conducibilità elettrica* (CELICO, 1986).

Nell'area della Tavola Bresimo sono state analizzate alcune sorgenti situate in zone prossime alla linea delle Giudicarie Nord, nell'ambito di due tesi di laurea dell'Università di Padova, volte allo studio sul rapporto tra linee tettoniche e acque mineralizzate (ANDREIS, 1997; DANESE, 1997). Le analisi sono state effettuate, a seguito di due campagne di campionatura negli anni 1995 e 1996, presso i laboratori INGV di Roma.

Tre delle sorgenti analizzate, le sorgenti Frattazze (Tab. 7), Trozi (Tab. 8a) e Val da l' Af (Tab. 8b), si trovano in Val di Bresimo mentre la Sorgente Ferruginosa (Rumo) (Tab. 9) in Val di Lavazzè. La Sorgente Frattazze, in località Bagni nel comune di Bresimo, emerge in destra idrografica del Torrente Barnès, 60 m sopra il fondovalle ed è sfruttata anche attualmente come indicato dalle opere di presa.

All'epoca del campionamento anche la Sorgente Ferruginosa, situata a 200 m dalla linea della Giudicarie Nord, presentava un'opera di presa, piuttosto rudimentale rispetto alla Sorgente Frattazze.

SORGENTE FRATTAZZE - BRESIMO

	Unità di misura			Lab. Chimico Prov. TN	Lab. Chimico Prov. TN
DATA CAMPIONAM.		30.08.95	19.07.96	13.12.94	13.06.89
QUOTA	m	1160	1160	1160	1160
<u>DETERMINAZIONI SUL POSTO</u>					
PORTATA	l/s	0,120	0,130	0,110	0,160
TEMPERATURA ARIA	°C	20	24	12	17
TEMPERATURA ACQUA	°C	5,7	7,4	6,9	6,8
CONDUCIBILITA' ELETTRICA	µS/cm	154	355	239	268
pH		7,27	6,78	6,50	6,80
Eh	mV	200	179		
OSSIGENO DISCIOLTO	ml			7,200	
BICARBONATI	meq/l		1,730		
IDROGENO SOLFORATO	mg/l		< 0,2	<0,02	assente
RADON	Bq/l	13,18	7,65		
<u>ANALISI DI LABORATORIO</u>					
Ca	meq/l	2,166	2,166	0,956	0,911
Mg	meq/l	0,772	0,772	0,296	0,292
Na	meq/l	0,168	0,168	0,174	0,165
K	meq/l	0,039	0,039	0,041	0,041
HCO₃	meq/l	1,260		1,221	1,252
SO₄	meq/l	1,593	1,593	0,860	0,737
Cl	meq/l	0,026	0,026	0,031	0,006
SiO₂	mg/l		15,5	13,7	15,9
B	mg/l		< 0,2		
Li	mg/l	0,001	0,010	< 0,005	0,06
Fe	mg/l		1,80	2,67	3,36
Mn	mg/l		0,190	0,520	0,305
NH₄	mg/l	0,080	0,080	0,300	assente
H₂S					
CO₂	mg/l		42,0	6,20	6,60
NO₃	mg/l			< 0,1	assente
Sr	mg/l		0,10	0,15	0,12
F	mg/l	0,015	0,015	0,360	0,240
Radon (Carboni Attivi)	bq/l		8		
As	ppb	1,1		< 1,0	0,8
He	ppb				
Hg	ng/l			< 0,0005	

Tabella 7 - Analisi chimico-fisiche della Sorgente Frattazze - Bresimo (DANESE, 1997).

SORGENTE: TROZI - COMUNE: BRESIMO

	Unità di misura	
DATA CAMPIONAM.		30.08.95
QUOTA	m	1065
<u>DETERMINAZIONI SUL POSTO</u>		
PORTATA	l/s	0,150
TEMPERATURA ARIA	°C	
TEMPERATURA ACQUA	°C	9
CONDUCIBILITÀ' ELETTRICA	μS/cm	153
pH		7,24
Eh	mV	331
OSSIGENO DISCIOLTO	ml	
BICARBONATI	meq/l	
IDROGENO SOLFORATO	mg/l	
RADON	Bq/l	7
<u>ANALISI DI LABORATORIO</u>		
Ca	meq/l	2,473
Mg	meq/l	0,606
Na	meq/l	0,294
K	meq/l	0,085
HCO₃	meq/l	1,350
SO₄	meq/l	1,677
Cl	meq/l	0,014
SiO₂	mg/l	
B	mg/l	
Li	mg/l	0,001
Fe	mg/l	
Mn	mg/l	
NH₄	mg/l	0,036
H₂S	mg/l	
CO₂	mg/l	
NO₃	mg/l	
Sr	mg/l	
F	mg/l	0,014
Radon (Carboni Attivi)	bq/l	
As	ppb	≤ 1,0
He	ppb	
Hg	ng/l	
PCO₂	Mbar	4,21

Tabella 8a - *Analisi chimico-fisiche della Sorgenti Trozi, Bresimo (DANESE, 1997).*

SORGENTE: VAL DA L'AF – COMUNE DI BRESIMO

	Unità di misura	
DATA CAMPIONAM.		30.08.95
QUOTA	m	1310
<u>DETERMINAZIONI SUL POSTO</u>		
PORTATA	l/s	
TEMPERATURA ARIA	°C	
TEMPERATURA ACQUA	°C	10,5
CONDUCIBILITÀ' ELETTRICA	μS/cm	57
pH		8,54
Eh	mV	431
OSSIGENO DISCIOLTO	ml	
BICARBONATI	meq/l	
IDROGENO SOLFORATO	mg/l	
RADON	Bq/l	2
<u>ANALISI DI LABORATORIO</u>		
Ca	meq/l	0,386
Mg	meq/l	0,158
Na	meq/l	0,153
K	meq/l	0,034
HCO₃	meq/l	0,590
SO₄	meq/l	0,199
Cl	meq/l	0,011
SiO₂	mg/l	
B	mg/l	
Li	mg/l	
Fe	mg/l	
Mn	mg/l	
NH₄	mg/l	0,028
H₂S	mg/l	
CO₂	mg/l	
NO₃	mg/l	
Sr	mg/l	
F	mg/l	0,005
Radon (Carboni Attivi)	bq/l	
As	ppb	
He	ppb	
Hg	ng/l	
PCO₂	Mbar	0,09

 Tabella 8b - *Analisi chimico-fisiche della Sorgente Val da l'Af, Bresimo (DANESE, 1997).*

SORGENTE: FERRUGINOSA - COMUNE: RUMO

	Unità di misura		
DATA CAMPIONAM.		01.08.95	19.07.96
QUOTA	m	1280	1280
<u>DETERMINAZIONI SUL POSTO</u>			
PORTATA	l/s	0,02	0,28
TEMPERATURA ARIA	°C	21	25
TEMPERATURA ACQUA	°C	13,5	9,3
CONDUCIBILITÀ' ELETTRICA	µS/cm	135	371
pH		7,12	6,83
Eh	mV	397	287
OSSIGENO DISCIOLTO	ml		
BICARBONATI	meq/l		0,865
IDROGENO SOLFORATO	mg/l		< 0,2
RADON	Bq/l	11,59	7,55
<u>ANALISI DI LABORATORIO</u>			
Ca	meq/l	0,986	0,986
Mg	meq/l	0,291	0,291
Na	meq/l	0,276	0,276
K	meq/l	0,031	0,031
HCO₃	meq/l	0,940	
SO₄	meq/l	0,652	0,652
Cl	meq/l	0,023	0,023
SiO₂	mg/l		19,9
B	mg/l		< 0,2
Li	mg/l		< 0,005
Fe	mg/l		1,97
Mn	mg/l		0,100
NH₄	mg/l	0,018	0,018
H₂S			
CO₂	mg/l		9,6
NO₃	mg/l		
Sr	mg/l		< 0,05
F	mg/l	0,011	0,011
Radon (Carboni Attivi)	bq/l		8
As	ppb	≤ 1,0	
He	ppb		
Hg	ng/l		

Tabella 9 - *Analisi chimico-fisiche della Sorgente Ferruginosa - Val di Lavazzè (Rumo) (Danese, 1997).*

Le sorgenti considerate mostrano caratteri chimici tali da poter essere definite oligominerali. Tre di esse (Frattazze, Trozi e Ferruginosa) mostrano all'emergenza caratteri macroscopici tipici delle sorgenti ferruginose (depositi di fanghi rossi legati alla precipitazione del ferro (Tab. 10, Fig. 35), ma, sulla base della conducibilità elettrica, temperatura e composizione chimica, anche esse sono da considerare oligominerali. Altre sorgenti con emergenza nei pressi della Sorgente Frattazze sono catalogate dal Servizio Geologico di Trento come sorgenti minerali ferruginose.

	SiO ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	Totale
Sorgente Ferruginosa - Rumo	32,8	0,416	7,65	31,80	0,93	1,17	1,70	1,21	1,62	0,73	20,10	100,3

Tabella 10 - *Analisi dei fanghi rossi depositati all'emergenza della Sorgente Ferruginosa (Rumo). Elementi maggiori espressi in % in peso L.O.I. = loss of ignition (perdita al fuoco) (FUGANTI et alii, 1997 in DANESE, 1997).*

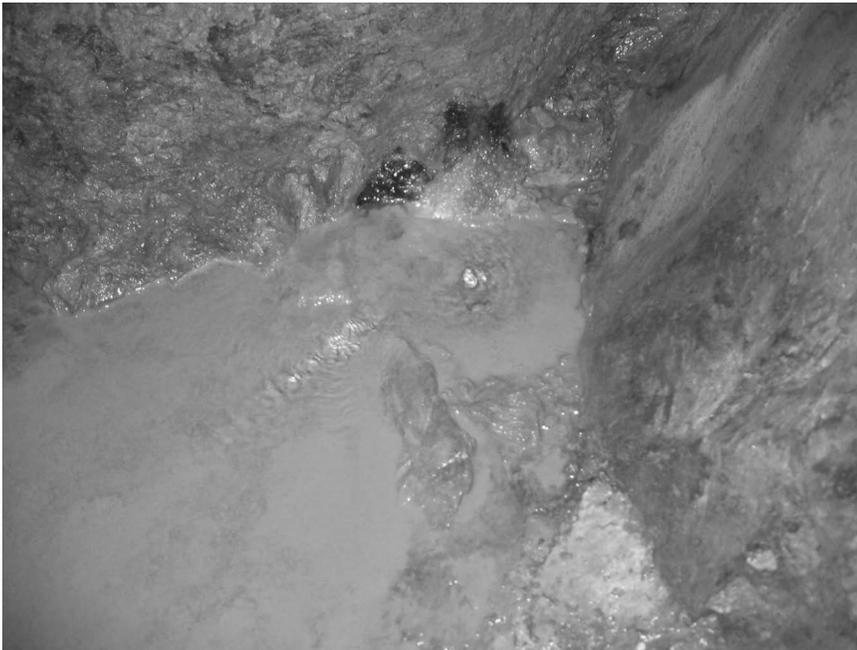


Fig. 35 - *Fanghi rossi presso la Sorgente Trozi (foto a cura del Servizio Geologico di Trento).*

Alcuni parametri mostrano una notevole variazione da un anno all'altro. Si osservino ad esempio i valori della conducibilità elettrica soprattutto per la sorgente Ferruginosa (Tal 4 in Fig. 36; essa mostra un valore triplicato da un anno all'altro) e per la sorgente Frattazze. Anche le temperature subiscono notevoli variazioni da un anno all'altro. Data la vicinanza della Sorgente Ferruginosa alla fascia di deformazione della linea delle Giudicarie Nord, le variazioni della conducibilità elettrica da un anno all'altro, fanno pensare a fenomeni di mescolamento episodici, e dunque legati alle precipitazioni atmosferiche tra acque superficiali e acque che hanno circolato in sistemi di fratturazione profondi (si osservi che il valore di conducibilità elettrica è vicino al limite delle acque medio-minerali) (DANESE, 1997). La Sorgente Ferruginosa in Val di Lavazzè pre-

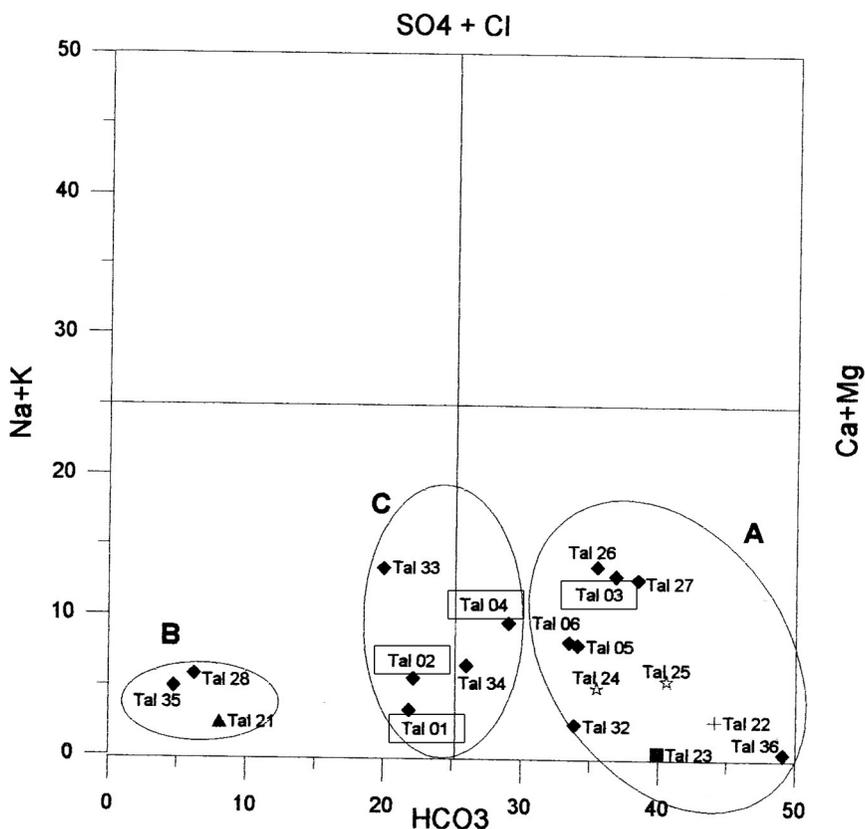


Fig. 36 - Diagramma Temperatura - Conducibilità elettrica. Le sorgenti citate nel testo sono: Tal 1 = Frattazze; Tal 2 = Trozi; Tal 3 = Val da l'Af; Tal 4 = Ferruginosa in Val di Lavazzè, gli altri punti riportati riguardano altre sorgenti in Trentino, Alto Adige e Lombardia (Danese, 1997). Le spiegazioni sono nel testo.

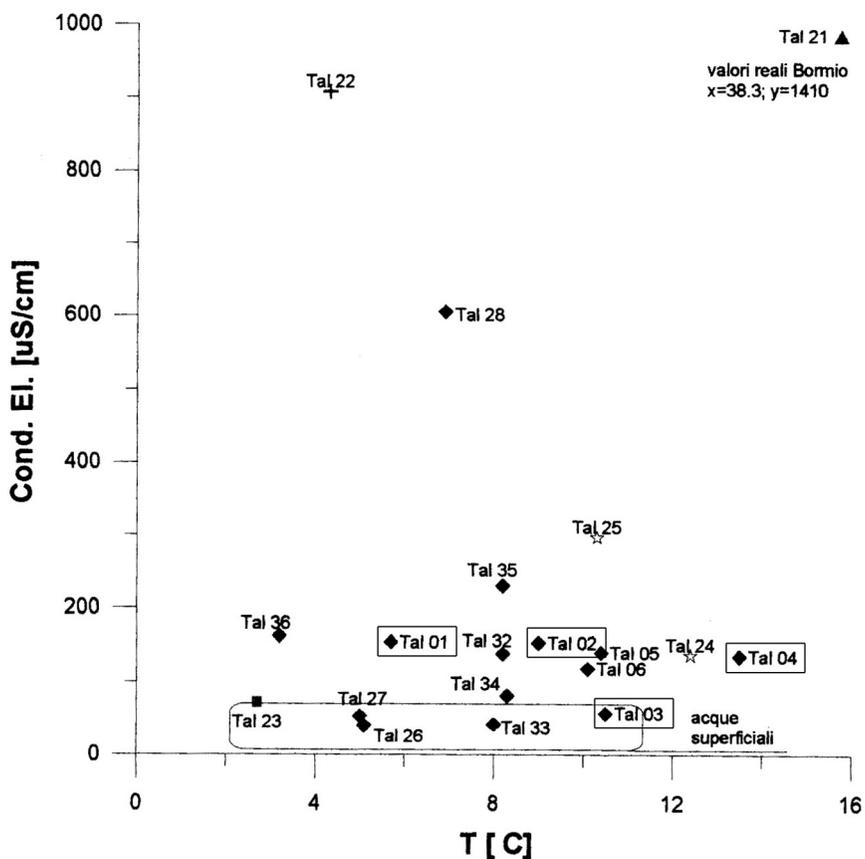


Fig. 37 - Diagramma di Chebotarev. La numerazione delle sorgenti è riportata in Fig. 36 (DANESE, 1997).

senta valori di ferro e di silice che sono leggermente anomali trattandosi di una sorgente oligominerale e non minerale. La Sorgente Frattazze presenta invece tenori discreti di calcio e solfati.

Il diagramma di Chebotarev, in Fig. 37, rappresenta le acque in base al loro contenuto di elementi chimici maggiori. Al gruppo A appartengono acque bicarbonato-calciche, tra cui la sorgente Val da l'Af, mentre le altre tre sorgenti sono incluse nel gruppo C caratterizzato da composizioni intermedie tra quelle bicarbonato-calciche e quelle solfato-calciche (gruppo B). Il contenuto di calcio, magnesio, bicarbonati e solfati delle sorgenti in questione potrebbe essere legato alla breve distanza che intercorre tra l'emergenza delle acque e la presenza delle coperture cenozoiche del Sudalpino a Est della linea delle Giudicarie Nord.

Tali acque, sebbene emergenti nell'ambito del basamento Austroalpino della Falda del Tonale, potrebbero infatti aver lisciviato in parte rocce carbonatiche (DANESE, 1997).

In base alle caratteristiche chimiche le quattro sorgenti analizzate sono state definite come segue:

- le sorgenti Frattazze, Trozi e Ferruginosa fredde-oligominerali-ferruginose-solfato-bicarbonato-calciche;
- la sorgente Val da l' Af fredda-oligominerale-bicarbonato-calcica.

7.3. - MINIERE

Una piccola attività mineraria volta alla ricerca di asbesto è segnalata in Val di Bresimo da ANDREATTA (1935) e MORTEN *et alii* (1987). Non sono state trovate notizie sull'epoca in cui tale attività è stata praticata.

La piccola miniera era localizzata sul versante destro della valle a quota 2130 m s.l.m. alle pendici orientali di Cima Zoccolo, circa a metà strada tra le malghe Preghena e Bordolona (circa un chilometro in linea d'aria a SSE di Malga Bordolona di sotto). Il minerale si trova nelle peridotiti (duniti) serpentizzate. Dalle ispezioni effettuate nella zona nel 1946 da parte del Corpo delle Miniere di Trento è risultata la presenza di due piccole gallerie i cui imbocchi non sono più visibili a causa di frane. In questa località erano state scavate due gallerie sovrapposte a distanza di 20 metri l'una dall'altra, per un totale di 50 metri di galleria.

In Val di Rabbi, poco a valle della Malga Garbella di sotto, è segnalata un'area di interesse mineralogico per la presenza di un affioramento di pegmatiti. In particolare un recente sopralluogo a cura del Museo Tridentino di Scienze Naturali ha rilevato la presenza di cristalli decimetrici (lunghezza oltre i 40 cm e diametro di 20 cm) di tormalina schorlite, granati e crisoberillo.

8. – ARCHEOLOGIA (a cura di M. Avanzini)

In Val di Bresimo, e in generale in tutta la catena delle Maddalene sono stati rinvenuti reperti mesolitici che sono stati riferiti alla presenza di gruppi di cacciatori preistorici.

I ritrovamenti nel massiccio delle Maddalene sono numericamente consistenti, anche se atipici; essi si rarefanno verso l'interno della catena, fino a scomparire nei pressi del passo di Rabbi, a ridosso dei grandi ghiacciai dell'Ortles-Cevedale.

La tipologia insediativa è estremamente ripetitiva, riguarda i piccoli terrazzi o le dorsali rilevate in prossimità dei laghetti d'alta quota. Sporadici ritrovamenti sono segnalati in prossimità dei valichi che solcano in senso trasversale la catena.

Esiste una notevole dispersione di materiali litici di interesse archeologico in aree piuttosto vaste, come ad esempio nel circo a Nord-est di Cima Binasia (2180 m s.l.m., Lago Poinella), in cui tutti i rilievi attorno alla conca lacustre sono interessati dalla presenza di frammenti di pietra scheggiata (selce).

Alcune delle rocce utilizzate, provenienti verosimilmente dagli affioramenti della sottostante Valle di Non, si rinvencono con una certa frequenza e ripetitività nell'ambito dell'intera catena delle Maddalene, tra essi una caratteristica selce giallo - ocrea che sembra suggerire un legame tra tutte le frequentazioni di quest'area.

In taluni casi, come ad esempio nell'area di Cima Olmi (*Ilmenspitz* 2656 m s.l.m.), gli strumenti confezionati con lo stesso tipo di selce sono distribuiti in un'area di parecchie migliaia di metri quadri e con dislivelli notevoli tra i siti (fondovalle, terrazzi in quota, dorsali prospicienti il lago). Questo suggerisce frequentazioni relativamente vicine nel tempo di gruppi di cacciatori provenienti dalle stesse aree. Fino ad ora non si sono trovati molti elementi che permettano di definire esattamente il tempo in cui questi gruppi popolarono la catena montuosa. Alcuni reperti suggeriscono che si tratti di frequentazioni risalenti almeno a 7000 anni fa (Mesolitico) (AVANZINI, 1994).

Sulla base della distribuzione dei ritrovamenti sono stati ricostruiti i possibili percorsi effettuati dai cacciatori del Mesolitico. In Val di Bresimo, ad

esempio, uno di questi percorsi si snoda lungo il versante sinistro della valle tra il limite del bosco e il detrito di versante. Esso costituiva il collegamento più breve verso i passi Palù, di Val Clapa e Binasia; in prossimità dei passi e sui pianori con ampia vista sul territorio sono state rinvenute le testimonianze di frequentazioni preistoriche (KOMPATSCHER & HROZNY KOMPATSCHER, 2007).

9. - BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2002) - *Carta Geologica della Regione Lombardia alla scala 1:10.000. Sezione N. D1d4 Passo dello Stelvio*. Reg. Lombardia, Milano.
- AGLIARDI F., CROSTA G. & ZANCHI A. (2001) - *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. Eng. Geol., **59**, 83-102.
- ALBERTINI R. (1951) - *Per una carta sulla distribuzione delle valanghe in Val di Rabbi*. St. Trent. Sc. Nat., **28**, 156-166.
- ALBERTINI R. (1954) - *Nuovi contributi alla conoscenza dei "coni" di ghiaccio del ghiacciaio del Careser nel gruppo Ortles-Cevedale*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. II, **5**, 55-70.
- ALBERTINI R. (1955) - *Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale*. In: "Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi italiane", Fondaz. per i Problemi Montani dell'Arco Alpino, **11**, 90 pp.
- ALTEHERR R., LUGOVIC B., MEYER H.P. & MAIR V. (1995) - *Early Miocene post-collisional calc-alkaline magmatism along the easternmost segment of the Periadriatic fault system (Slovenia and Croatia)*. Mineral. Petrol., **54**, 225-247.
- AMTHAUER G., BRENNIS P., GRIGEL W. & ROST F. (1971) - *Über orientierte Granatmischungen in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafite des Ultentales, Südtirol*. Ber. deutsch. Geol. Wiss., Reihe B Miner. Lagerstättenf., **16** (2), 227-240.
- ANDREATTA C. (1932) - *Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla regione Cevedale - Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Atti Acc. Sci. Ven. Trentino-Istria Sci. Nat., **23**, 3-16.
- ANDREATTA C. (1936) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinita di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, **3**, 87-245.
- ANDREATTA C. (1942) - *Sulle rocce eruttive del Gruppo Ortles-Cevedale*. Rend. Acc. Italia, cl. Sc. Fis., **3**, 298-304.
- ANDREATTA C. (1948a) - *La "Linea di Pejo" nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, **1**, 1-63.
- ANDREATTA C. (1948b) - *La tettonica a vortici nei monti della Val di Sole*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **5**, 60-67.
- ANDREATTA C. (1951a) - *Il metamorfismo delle formazioni del gruppo dell'Ortles*. La Ricerca Scientifica, **21** (2), 190-196.
- ANDREATTA C. (1951b) - *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio N° 9, "Monte Cevedale"*. Uff. Idrogr. Magistr. alle Acque, Venezia.
- ANDREATTA C. (1952) - *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. N. Jb. Mineral. Mh. Stuttgart, **1**, 13-28.
- ANDREATTA C. (1953) - *Syntektonische und post-tektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus*. Tscherm. Min. Pet. Mitt., **3**, 93-114.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale, studio geo-petrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles*. Acta Geol. Alpina, **5**, 4-337.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebriù-Cevedale- Corno dei Tre Signori (Austroalpino Superiore, Alpi Orientali)*. Rend. Soc. Geol. It. Min. Petr., **36**, (1), 65-89.
- AVANZINI M. (1994) - *Primi risultati delle ricerche della catena delle Maddalene (Trentino occidentale)*. Preistoria Alpina, **28**, 231-235.
- AVANZINI M. (2003) - *Note illustrative della Tavola 26 III - Fondo in scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento, 159 pp.
- AVANZINI M., BARGOSI G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note illustrative della Foglio 26 Appiano in scala 1:50.000*. Provincia Autonoma di Trento.

- BARGOSSÌ G.M., LUCCHINI F. & MORTEN L. (1978) - *Masserelle periadriatiche affioranti lungo la Linea Insubrica tra Malè (Val di Sole) e Rumo (Val di Non)*. *Studio petrograficomodale*. Miner. Petrogr. Acta, **22**, 13-28.
- BARGOSSÌ G.M. & MORTEN L. (1979) - *Le anfiboliti austroalpine della Val di Rumo (Trentino): studio petrografico-geochimico*. Min. Petr. Acta, **23**, 189-209.
- BARONI C., CARTON A., LESO M., MARTIN S., MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1998) - *Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento, Sezione 042130 "Laghi di Cornisello"*. Provincia Autonoma di Trento.
- BARONI C., CARTON A. & SEPPI R. (2004) - *Distribution and Behaviour of Rock Glaciers in the Adamello - Presanella Massif (Italian Alps)*. *Permafrost and Periglacial Processes*, **15**, 243-259.
- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O. GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1983) - *Post collisional dyke magmatism in the Alps*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 341-359.
- BECCALUVA L., GATTO G., GREGNANIN L., PICCIRILLO E. & SCOLARI A. (1979) - *Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart*, **6**, 321-339.
- BENCIOLINI N. & POLI S. (1993) - *The lower continental crust in the Tonale Nappe (Upper Austroalpine, Utenal): new petrological constrains*. *Terra Nova Abstr. Suppl.* **2**, 398 pp.
- BERGER A. (1989) - *Petrographische und strukturelle Kartierung im mittleren Kirchbergtal (Südtirol Italien)*. *Quarzgefüge Untersuchungen in Myloniten der Pejo-Linie*. Diplomarbeit, Univ. Göttingen.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) - *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications*. *Eclogae geol. Helv.*, **83** (2), 182-310.
- BERRA F. & JADOUL F. (1999) - *Stratigraphy, paleogeography and tectonic setting of the Norian succession of the Ortles nappe (Central Austroalpine, Lombardy, Northern Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **51** (1), 78-89.
- BERRA F. (1994) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle Falde Ortles e Quaternals (Austroalpino superiore) in Lombardia*. Tesi di dottorato, Università di Milano..
- BERRA F. (1995) - *Stratigraphic evolution of a Norian intraplateform basin recorded in the Quaternals Nappe (Austroalpine, Northern Italy) and paleogeographic implications*. *Ecl. geol. Helv.*, **33** (3), 501-528.
- BERRUTI G. (1992) - *Note preliminari sulla tettonica recente nell'Australpino tra le linee di Peio e del Mortirolo (Brescia, Lombardia)*. *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia*, **28**, 5-31.
- BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2001) - *Introduzione alla tettonica fragile neoalpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti*. In: *Tettonica recente ed instabilità dei versanti nelle Alpi Centrali*. (ed. PASQUARÈ), CNR Fondazione CARIPLO, Spec. Publ., 9-33.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. *Tectonics*, **14**, 120-131.
- BLUNDY J.D. & SPARKS R.S.J. (1992) - *Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy*. *J. of Petrol.*, **33** (5), 1039-1104.
- BOCINI I. (2001) - *Caratterizzazione geochimica del magmatismo terziario delle Alpi orientali a Nord del lineamento Periadriatico: implicazioni geodinamiche*. Tesi di laurea, Università di Pisa.
- BOCKEMÜHL C. (1988) - *Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen*. Unpubl. Diss. Univ. Basel.
- BONANI A. (1994) - *Rilevamento geologico della zona tra Rumo e Proves*. Sottotesi di rilevamento, Università di Padova, 114 pp.
- BONDI M., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1992) - *Major elements, 3d transition elements, Cu and Rs geochemistry of peridotitic rocks within the Austridic crystalline basement, Nonsberg Area*.

- IGCP No 276, Newsletter, **5**, Siena 1992
- BONSIGNORE G., BORGO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U. & SCHIAVINATO G. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*. Foglio n. 8 "Bormio" alla scala 1:100.000, Ser. Geol. It., 123 pp.
- BRENNEIS R. (1971) - *Zur Geochemie und Genese der Ultramafit im Bergzug Sudtirol*. Inaugural Dissertation, Universität des Saarlandes, Saarbrücken. Mem.
- BRUECKNER H.K (2000) - *Sinking intrusion model for the emplacement of garnet-bearing peridotites into continent collision orogens Italy*. *Geology*, **26**, 631-634.
- BURRI C. & NIGGLI P. (1949) - *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Band **2**, 1-206. Verl. Schweizer Spiegel, Zürich.
- CADISCH J. (1931) - *Zur Geologie der Schweizer Mineral- und Thermalquellen*.
- CAMPANA R. (1995) - *Evoluzione del sistema Gabbri-Anfiboliti di Cima Mezzana (Falda del Tonale - Alpi Orientali)*. Tesi di dottorato, Università di Padova.
- CANALE N. (1987) - *Evoluzione metamorfica nelle Austridi della regione M. Ortles-Cevedale-C. Peder-C. Gioveretto, con particolare riguardo alle anfiboliti (Trentino-Alto Adige)*. Tesi di dottorato, Università di Padova.
- CAPORALI A., BRAITENBERG C. & MASSIRONI M. (2005) - *Geodetic and hydrological aspects of the Merano Earthquake of 17 July 2001*. *J. Geodyn.*, **39**, 317-336.
- CARON M., DOSSEGER R., STEIGER R. & TRUMPY R. (1982) - *Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark Graubünden)*. *Eclogae geol. Helv.*, **75**, 159-169.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch Sudalpino cretacico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95** (1976), 501-511.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. *J. Geodyn.*, **30**, 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the Apennines*. *Annales Tectonicae*, **6**, 62-94.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005) - *Note Illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1.50.000 foglio 59 Tione di Trento*. Provincia Autonoma di Trento; stampa Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CASTELLARIN A. & FERRARI A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a Nord di Riva del Garda*. *Giorn. Geol.*, **38**, 11-212.
- CASTELLARIN A., MORTEN L. & BARGOSSO G.M. (1976) - *Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch insubrico di Malè e Rumo (Trento)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**, 513-525.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria*. Tav. 3 dell' "Atlante fisico-economica d'Italia" a cura di G. DAINELLI, T.C.I., Milano.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. di Padova*, **23**, 131 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1985) - *Appunti sulla Geomorfologia dell'alta Val Martello*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **8**, 208-209.
- CELICO P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Ed.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, CNR (1962) - *Catasto dei ghiacciai Italiani. Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortes Cevedale*, **4**, Torino.
- CONTI P. (1995) - *La Falda dell'Ortles: struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni)*. Unpubl. Diss. Univ. Basel.

- CONTI P. (1997) - *La Falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 1- 97.
- CONTI P., MANATSCHAL G. & PFISTER M. (1994) - *Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy)*. Eclogae geol. Helv., **87**, 63-90.
- CORNELIUS H.P. & FURLANI CORNELIUS M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonale Pass*. Denksch. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturwiss. Kl. **102**, 207-301, Wien 1930.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides type and processes*. In Landslides investigation and mitigation (Eds. TURNER A.K. & SCHUSTER R.L.) T.R.B. Spec. Rep. 247, National Research Council, 36-75.
- 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**, 3-7.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**, 1-245 pp.
- 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. (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **10**, 177-360.
- DAL PIAZ GB. (1956) - *Carta geologica delle tre Venezie, 1:100.000, Bolzano F.10*, Ufficio Idrografico del magistrato alle Acque di Venezia.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G.B., CASOLARI E., DAMINATO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L. (2007) - *Note Illustrative del Foglio n.42 Malé alla scala 1:50.000*. A.P.A.T. Serv. Geol. d'It.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G.P. (1988) - *Post-collisional Magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B. A., **131**, 533-551.
- DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1994) - *Some remarks on evolution of the Alpine lithosphere. Proceeding Symp. CROP Alpi Centrali, Sondrio*. 1993, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **2**, 91-99.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1980) - *I porfiroidi della Valle dei Forni, Falda dell'Ortles, Austroalpino Superiore*. Rend. Soc. Geol. It. **3**, 17-20.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1998) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisca al rifting mesozoico*. Mem. Soc. Geol. It., **53**, 43-62.
- DANESE L. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la Linea delle Giudicarie, Braulio, Zebriù e Slingia*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G.P. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su migmatiti Oligoceniche del settore meridionale del massiccio Ortles-Cevedale*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, (1981), 265-266.
- 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., PROSSER G. & MARTIN S. (1993) - *Cooling ages from the migmatite-granulite complex of the Austroalpine Ulten zone (Eastern Alps)*. Terra Nova, **5** (Terra Abstracts, Abstract suppl. **4**), 8-9.
- DESIO A. (1967) - *I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale*. C.N.R. Comit. Glaciol. Ital., Tamburini Ed., Torino, 874 pp.
- DÖSSEGGER R. & MÜLLER W. (1976) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung*. Eclogae geol. Helv., **69**, 229-238.
- DÖSSEGGER R., FURRER H. & MÜLLER W. (1982) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung*. Teil 2. Eclogae geol. Helv., **75**, 303-330.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 681-687.

- EXNER C. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments*. Verh. Geol. B.-A., 1976, **2**, 3-64.
- FACCI G. (2002) - *Rilevamento geologico della Valle Montechiesa (Alto Adige)*. Sottotesi di laurea, Università di Padova.
- FELLIN M.G. (1998a) - *Rilevamento geologico del settore occidentale dell'alta Val di Bresimo*. Sottotesi di laurea, Università di Padova.
- FELLIN M.G. (1998b) - *Rilevamento geomorfologico dell'alta Val di Bresimo (Gruppo Ortles - Cevedale)*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- FELLIN M.G, MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase Tertiary kinematics and Quaternary fault reactivation in the central-eastern Alps (Western Trentino)*, J. of Geodyn., **33**, 307-323.
- FERREIRO MAHLMANN R., PETSCHIK R. & KRUMM H. (1991) - *Diagenesis to low grade metamorphism in Tyrol, Austria and Switzerland: new maps*. Terra abstr., **3**, 105.
- FERRETTI-TORRICELLI F. (1987) - *Evoluzione metamorfica delle Austridi della regione M. Cevedale-C. ma Peder- C.ma Gioveretto, con particolare riguardo alle metapeliti (Trentino Alto Adige)*. Tesi di dottorato, Università di Padova.
- FORCELLA F. (1984) - *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 689-696.
- FROITZHEIM N. (1988) - *Synsedimentary and synorogenic normal faults within a thrust sheet of the Eastern Alps (Ortler Zone, Graubünden, Switzerland)*. Eclogae geol. Helv., **81**, 593-610.
- FROITZHEIM N. & EBERLI G.P. (1990) - *Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland*. Geol. Soc. Amer. Bull., **102**, 1297-1308.
- FROITZHEIM N. & MANATSCHAL G. (1996) - *Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland)*. GSA Bull., **108** (9), 1120-1133.
- FUCHS H.W. (1988) - *Die transversalen Erzgänge im Gefolge der hercynischen Granitintrusionen in Südtirol*. Arch. F. Lagerst.forsch. Geol. B.A., **9**, 19-32.
- FUGANTI A. (1998) - *Active tectonics and carbon dioxide rich mineral waters at Peio-Rabbi (Trento) and adjoining areas*. Mem. Sci. Geol., **50**, p. 91.
- FUGANTI A., MORTEANI G., DE FRANCESCO F. & PREINFALK C. (1996) - *Tettonica attiva ed acque minerali ricche di anidride carbonica a Peio (Trento) ed aree limitrofe*. St. Trent. Sc. Nat. - Acta Geol., **73**, 135-166.
- FÜRER H. (1985) - *Field workshop on Triassic and Jurassic Sediments in the eastern Alps of Switzerland, Guide Book*. Mitteilungen aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, Neue Folge, **248**, 1-82.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) - *The andesitic magmatism in the South-Western Tyrol and its geodynamic significance*. Geol. Rund. Stuttgart., **65**, 691-700.
- GATTO G.O, GREGNANIN A., MOLIN G. M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A (1976) - *Le manifestazioni andesitiche polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino*. Studi Trentini Sc. Nat., **53**, 21-47.
- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA M.I (2000) - *Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the seat belt of the central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series)*. Geodyn. Acta, **13**, 149-167.
- GEBAUER D. & GRUNENFERLD M. (1979) - *U-Pb zircon dating of mafic and ultramafic rocks*. Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus, 215-218.
- GELATI R. (1966) - *Stratigrafia della Falda di Languard in Valle di Federia (Livigno-Alpi Retiche)*. Riv. It. Pal., **72**, 321-341.
- GELATI R. & ALLASINAZ A. (1964) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. Riv. It. Pal., **70**, 15-63.
- GIADA M. & ZANON G. (1985) - *Modificazioni volumetriche sul Ghiacciaio del Caresèr (Alpi Centrali,*

- Gruppo Ortles-Cevedale) tra il 1967 e il 1980. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **8**, 10-13.
- GIADA M. & ZANON G. (1991) - *Variazioni di livello e volumetriche sulla Vedretta del Caresèr (Gruppo Ortles-Cevedale) tra il 1980 e il 1990. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 221- 228.
- GODARD G., LAURENZI M. & MARTIN S. - *Banded pseudotachylytes in the Central Eastern Alps: microstructures, petrogenesis and geochronology. Earth Planetary Sciences Letters*, Sottoposto.
- GODARD G. & MARTIN S. (2000) - *Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps. J. Geodyn.*, **30**, 117-145.
- GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST G. & MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system. Tectonophysics*, **259**, 313-341.
- GRAUERT B. & SOPTRAJANOVA G. (1972) - *U-Pb and Rb-Sr isotopic analyses on minerals of a pegmatite and its country rock from the Val Martello, Italina Alps: Year book - Carnegie Institution of Washington*, **71**, 305-307.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the western Italian Tyrol. Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **36** (1), 49-64.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972a) - *Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **28**, 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M (1972b) - *Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps. Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 241-255.
- GROSS G., KERSCHNER H. & PATZELT G. (1977) - *Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, **12**, 223-251.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1986) - *Ricerche geomorfologiche nell'Alta Val di Peio (Gruppo del Cevedale). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **9**, 137-191.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1987) - *Nuovi dati per lo studio dei rock-glaciers del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi). Rivista Geografica Italiana*, **94**, 425-450.
- HAMMER W. (1989) - *Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Z. Naturwiss.*, **72**, 1-48.
- HAMMER W. (1902) - *Die kristallinen Alpen des Ultenthales.I. Das Gebirge Südliche der Faltschauer. Jb.d.K.K.Geol.Reichanstalt*, **52**, 105-134.
- HAMMER W. (1903a) - *Über die Pegmatite der Ortler Alpen. Verh. geol. Reichsanst.*, 345-361, Wien 1903.
- HAMMER W. (1903b) - *Porphyrite und Diorit aus den Ultenthaler Alpen. Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **53**, 65-90.
- HAMMER W. (1905) - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. geol. Reichsanst.*, **55**, 1-26, Wien 1905.
- HAMMER W. (1906) - *Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **56**, 405-494.
- HAMMER W. (1908a) - *Geologische spezialkarte, Blatt Bormio und Passo Tonale und Erläuterungen. Geol. Reichsanst., Wien.*
- HAMMER W. (1908b) - *Die Ortlergruppe und der Ciavallatschkamm. Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **58**, 79-96.
- HAMMER W. (1912) - *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Österr.- Ungar. Monarchie im Maßstabe 1: 75.000, Blatt Glurms und Ortler.*
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkungen zu STAUBS R. „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler“. Verhand. Geol. Bundesanst.*, 227-237, Wien 1938.
- 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. Reichanstalt.*

- HAUZENBERGER C.A. & HÖLLER W. (1992) - *Metamorphosebedingungen der Paragneise, Orthogneise und Amphibolite des Ultental Kristallins*. Abstracts Min. Petr. 1992. Mitt. Österr. Miner. Ges. **137**, 151-153.
- HAUZENBERGER C.A., HÖLLER W. & HOINKES G. (1996) - *Transition from eclogite to amphibolite-facies metamorphism in the Austroalpine Ulten zone*. Mineralogy and Petrology, **58**, 111-130.
- HAUZENBERGER C.A., HÖLLER W., HOINKES G., THÖNI M. & KLÖZLI U. (1993) - *Metamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Nonsberg area, Ultental (Val d'Ultimo), Southern Tyrol*. Terra Nova, **5** (Terra Abstracts Suppl. 4), 11-12.
- HERZBERG C., RICCIO L., CHIESA S., FORNONI A., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1977) - *Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-lherzolite in the Austridic Crystalline Basement from Val Clapa (Alto Adige, northeastern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **30**, 3-28.
- HESS W. (1953) - *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münsteratal und der Valle di Fraele (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **46**, 39-142.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1982) - *Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin*. Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt, **15**, 87-91, Leoben.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1983) - *Neue geochronologische und geothermobarometrische Daten zum Ablauf und zur Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ötztalkristallin*. Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt, **15**, 73-83, Leoben.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1987) - *New Findings of Eclogites within the Eoalpine Amphibolite grade Area of the Ötztal Basement*. Terra Cognita, **7**, 96.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units*. In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (Eds.), "Pre Mesozoic Geology in the Alps". Springer Verlag, Berlin, 485-494.
- HÖLLER W. (1993) - *Petrologische Untersuchungen zur metamorphoseentwicklung des Ultentalkristallins*. Thesis (unpublished), Universität Graz.
- HÖLLER W. & HAUZENBERGER C.A. (1992) - *Metamorphosebedingungen der Paragneise, Orthogneise und Amphibolite des Ultental-Kristallins*. Mitt. Österr. Min. Gessellschaft, **137**, 151-153.
- HÖLLER W. & HOINKES G. (1996) - *Fluid evolution during high-pressure partial melting in the Austroalpine Ulten zone, northern Italy*. Mineralogy and Petrology, **58**, 131-144.
- ITALIAN IGCP 20 GROUP (Ed.) (1986) - *Permian and permian-Triassic boundary in the Souhtalpine segment of the western Tethys*. Field Guide Book. Field Conference. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180pp.
- KAGAMI H, ULMER P., HANSMANN W., OBERLI F., DITRICH W., STEIGER R.H. (1991) - *Nd/Sr Isotopic characteristic of the Southern Adamello intrusives: implication for crustal versus mantle origin*. J. geophys. Res., 96/B9, 1431-1434.
- KAPPELER U. (1938) - *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Suldental und dem Engadin*. Mitt. Geol. Inst. Eidg. Hochschule und der Univ. Zürich, 117pp.
- KLEBELSBERG R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin.
- KOMPATSCHER K. & HROZNY KOMPATSCHER N.M. (2007) - *Dove piantare il campo: modelli insediativi e di mobilità nel Mesolitico in ambiente alpino*. Preistoria Alpina, **42**, 137-162.
- KÜRSMANN, H. & RICHTER, D.K. (1989) - *Zur Hochdiagenese in permotriadischen Sedimenten der südwestlichen Ostalpen*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 160-162.
- LAUBSCHER H.P. (1985) - *The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric Line*. Mem. Soc. Geol. It. (1983), **26**, 21-30.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in alpine orogeny*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1991) - *The arc of the Western Alps today*. Eclogae Geol. Helv., **84**, 631-659.
- LAURENZI M.A., GODARD G. & MARTIN S. (2003) - *Zoned pseudotachylytes: do they record multiple*

- events? Nizza, Geophysical Research Abstracts, **5**.
- LAURENZI M.A., MARTIN S. & KIENAST J.R. (2002) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of scapolite: an example from the Ulten zone. (NE Italy). 81 Riunione estiva della Società Geologica Italiana, Torino 10-12 settembre 2002, p. 206.
- LOUIS H. (1954-1955) - *Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung*. Geogr. Taschenbuch, Jahrweis zur deutschen Landeskunde, 414-418.
- MAGAGNA A. (1999) - *Rilevamento geologico del settore nord-orientale della Val di Rabbi*. Sottotese di laurea. Università di Padova.
- MAIR V. (1994) - *Der Königspitzpluton - ein Beispiel komplexer kalkalkalischer Intrusionen im Zuge des postkollisionalen, periadriatischen Vulkanismus*. Mitt. Österr. Min. Ges., **139**, 338-339.
- MAIR V. (1998a) - *Petrology, geology and tectonic of the Königspitzpluton and the surrounding rocks (Nationalpark Stilfserjoch, Italien)*. Mitt. Österr. Min. Ges., **143**, 206-207.
- MAIR V. (1998b) - *Deformation and magmatism at the eastern end of the Zeburu line (Gran Zeburu-Cevedale area, Parco Nazionale dello Stelvio, Northern Italy)*, Evolution of the deep crust in the central and eastern alps. Conference abstr., 80.
- MAIR V. (1998c) - *Petrogenesis of the postcollisional oligocene Königspitz (Gran Zeburu) pluton (Western South Tyrol, Italy)*. Terra abstr., **10**, 3.
- MAIR V. & BAUMGARTEN B. (1996) - *Zweiphasige Granate durch einphasige Metamorphose? Ungewöhnlich zonierte Andradit-Grossular-Kristalle in kontaktmetamorphen Einschlüssen*. Mitt. Österr. Min. Ges., **141**, 140-142.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1991)- *Petrographie basaltischer und andesitischer Gänge im Ortlergebiet mit Charakterisierung der Einschlüsse*. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. Europ. J. Mineral., **3**, 1, p. 178.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1995) - *A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zeburu) Pluton, Ortler-Campo-Crystalline (Venosta Valley, W South Tyrol): Implications on magma evolution and alteration processes*. Geol. Pal. Mitt. Ibk., **20**, 67-86.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1996) - *Geologie und Petrologie des Ortlerkristallins*. Exkursionsführer. Mitt. Österr. Min. Ges., **141**, 285-304.
- MALARODA R. (1948) - *Morfologia e terreni quaternari nella zona ad oriente del Passo del Tonale, con particolare trattazione del morenico stadiale*. Mem. Museo Civico Storia Nat. Verona, **1**, 311-328, 1 carta.
- MARTIN S. (1978) - *Studio geologico della Valle di Cedec*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- MARTIN S. (2003) - *Tectonic setting and pre-Alpine evolution of the Tonale nappe, Eastern Austroalpine, Italy*. Mem. Sci. Geol., **54**, 167-170.
- MARTIN S. (2006) - *Note illustrative della Tavola 42 IV - Peio. Scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998a) - *Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova **10**, 217-221.
- MARTIN S., FELLIN M.G., MASSIRONI M., SURIAN N., TOMMASI G. & COCCO S. (2004) - *Recent surface tectonics in a very old and deeply-exhumed basement: the Bresimo valley, Western Trentino*. In PASQUARE' G., VENTURINI C. & GROPELLI G. "Mapping geology in Italy". APAT, SELCA.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998b) - *Evolution of the deep crust at the junction Austroalpine/Southalpine: The Tonale Nappe - Field trip*. In: "Evolution of the deep crust in the Central and Eastern Alps" Atti del Congresso, Padova 5-7 Luglio 1998, Val di Non 8-12 Luglio 1998, Mem. Sci. Geol., Padova, **5**, 3-50.
- MARTIN S., LAURENZI M.A., DEL MORO A., SUSINI S. & CAMPANA R. (1998c) - *Geochronology of the Cima Mezzana metagabbro and surrounding gneisses (Southwestern Ulten Unit, NE Italy)* Padova, Mem. Sci. Geol. **50**, 86-88.

- MARTIN S., MORTEN L. & PROSSER G. (1993a) - *Metamorphic and structural evolution of the Spl- to Grt-peridotites and surrounding basement rocks from the Nonsberg area*. In: MORTEN L. (ed), "Italian eclogites and related rocks". Accademia Nazionale delle Scienze, detta dei XL, scritti e documenti, XIII. Roma, 237-251.
- MARTIN S. & PROSSER G. (1993b) - *Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy*. Terra Nova, **5/4**, 16.
- MARTIN S., PROSSER G., GODARD G., KIÉNAŠT J.R. & MORTEN L. (1994) - *Tectono-metamorphic evolution of the high-grade gneisses, kyanite-migmatites and spinel- to garnet-peridotites of the Ulten zone (Eastern Austroalpine, Italy)*. Period. Miner., **63**, 71-78.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the Giudicarie Line (Northern Italy)*. Geol. Rundsch. **82**, 1013-1030.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Periadriatic lineament in the Italian Eastern Alps*. Annales Tectonicae, **5**, 118-140.
- MARTIN S. & RANALLI G. (2001) - *Palaeozoic ultramafic relics in the Adria crust: a record of subduction and exhumation of continental lithosphere*. (Abstract). European Union of Geosciences, EUG XI, Strasbourg.
- MARTIN S. & SANTINI L. (1989) - *Margarite in the Upper Austroalpine Basement (Western Trentino, Italy)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **69**, 99-106.
- MARTIN S., VIGANO' A., LAURENZI M. & GODARD G. - *Paleotectonics of the Tonale nappe (Eastern Alps, Italy)*. Earth Planetary Science Letters, sottoposto.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie Belt (Central Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, **10**, 60-79.
- MASSIRONI M., BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2003) - *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vízze Valley, Italian eastern Alps*. Ecl. Geol. Helv., **96**, 85-98.
- MASSIRONI M., SURIAN N., FELLIN M.G., MARTIN S., PELLEGRINI G.B. & PICCIN G. (2000) - *Approccio multiscalarare per un'analisi dei rapporti tra tettonica e geomorfologia in area alpina (Gruppo-Ortles-Cevedale)*. Atto della 4° Conferenza Nazionale ASITA- Genova 3-6 ottobre 2000, **2**, 1073-1080
- MINGUZZI C. (1940) - *Ricerche petrografiche sopra alcuni lamprofirri, porfiriti e dioriti della Val d'Ultimo*. Studi Trentini, Sci. Nat., **21**, 46p.
- MONTRESOR L. & MARTIN S. (2008) - *Note illustrative della Tavola 25 III – Rabbi Scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento.
- MORTEN L. (1974) - *La tonalite della Valle di Rivi (Rumo)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**, 79-90.
- MORTEN L., BARGOSSO G.M. & LANDINI BARGOSSO F. (1976a) - *Notizie preliminari sulle metamorfiti della Val di Rumo, Val di Non, Trento*. Miner. Petrogr. Acta, **21**, 137-144, Bologna.
- MORTEN L., BONDI M. & CASOLINI F. (1976b) - *Antophyllite-asbestos veins in ultramafic rocks from the Bresimo valley, Eastern Alps, Italy*. Miner. Petr. Acta, **21**, 137-144.
- MORTEN L. & OBATA M. (1990) - *Rare earth abundances in the eastern Alpine peridotites, Nonsberg area, Northern Italy*. European Journal of Mineralogy, **2**, 643-653.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotope dating of deformation using microsampling techniques: The evolution of the Periadritic fault system (Alps)*. Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology, n. 12580 Zürich, 135 pp.
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system*. Abstract 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **4**, pp.138.
- 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., **90**, 62-653.

- NEUBAUER F., DALLMAYER R.D., DUNKL I. & SCHIRNIK D. (1995) - *Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor*. *Tectonophysics*, **242**, 79-98.
- NIMIS P. & MORTEN L. (2000) - *P-T evolution of "crustal" garnet peridotites and included pyroxenites from the Nonsberg area (Upper Austroalpine), NE Italy: from the wedge to the slab*. *J. Geodyn.* **30**, 93-115.
- NTAFLOS TH. & RICHTER W. (1992) - *Geochemische Prozesse in den Ultramafiten aus dem Ultental*. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **137**, 178-181.
- NTAFLOS TH. & THÖNI M. (1994) - *Evolution of uppermantle beneath Bohemian Massive, Lower Austria and beneath Austroalpine Basement in Ultental, Northern Italy S47-GEO Pre-Alpine crust in Austria*. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 99-101.
- OBATA M. & MORTEN L. (1987) - *Transformation of spinell-lherzolite to garnet lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic crystalline Complex, Northern Italy*. *Journ. Petr.*, **28**, 599-623.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (1996) - *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 pp.
- PENK A & BRUCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Ed. Tauchnitz, Lipsia.
- PENZO F. (1996) - *Studio geologico strutturale della Serie d'Ultimo tra Proves e S. Valburga (Gruppo delle Maddalene) ed evoluzione neogenica del sistema Austroalpino-Sudalpino*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- PETRINI R. & MORTEN L. (1993) - *Nd-isotopic evidence of enriched lithospheric domains: An example from the Nonsberg Area, Eastern Alps*. *Terra Abstracts*, **5**, 19-20.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. *Eclogae geol. Helv.*, **58**, 21-38.
- POZZI R. & GIORCELLI A. (1959) - *Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche)*. *Boll. Serv. Geol. It.*, **81**, 1-72.
- 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. (1992) - *Analisi strutturale e cinematica lungo la Linea delle Giudicarie Nord tra la Val di Sole e la Val di Non (Trentino Occidentale)*. *Studi Trent. Sci. Nat.*, **67**, 87-115.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: The North Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. *Tectonics* **17**, 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy)*. *J. Geodyn.*, **30**, 229-250.
- PURTSCHELLER F., HAAS R., HOINKES G., MOGESSIE A., TESSADRI R. & VELTMAN C. (1987) - *Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement*. In H.W. FAUPL P. (Eds), "Geodynamics of Eastern Alps". Deuticke, Wien, 185-190.
- PURTSCHELLER F. & MOGESSIE A. (1988) - *Dykes from Ortler, Sarntal Alps and Brixen Granite: Mineralogy, Chemical Composition and Petrogenesis*. *Mineral. Petrol.*, **38**, 17-35.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1982) - *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex*. *Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt.*, **29**, 205-221.
- RACZKOWSKI W. (1997) - *Rock glaciers in the Martello Valley (Ortles-Cevedale Massif, Italian Alps)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl. III*, **1**, 322 (abstract).
- RAMPONE E. & MORTEN L. (2001) - *Records of crustal metasomatism in the garnet peridotites of the Ulten Zone (Upper Austroalpine, Eastern Alps)*. *J. Petrol.*, **42**, 207-219.
- RANALLI G., MARTIN S & MAHATSENTE R. (2005) - *Continental subduction and exhumation: an example from the Ulten Unit, Tonale nappe, Eastern Austroalpine*. In GAPAIS D., BRUN J.P., COBBOLD P.R. (Eds) «*Deformation, Rheology and Tectonics*», *Geol. Soc. Lond., Spec. Pubbl.*, **243**, 159-174.
- RATSCBACHER L.W., FRISCH H., LINZER G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the eastern Alps, 2, Structural analysis*. *Tectonics* **10**, 257-271.

- RICCIO A. (1999) - *Analisi geomorfologica dei conoidi alluvionali in area alpina (Trentino Nord-occidentale)*. Tesi di dottorato, Università di Padova, 155 pp.
- RONCHI M. M. (1987) - *Studio petrografico e mineralogico del basamento Austroalpino tra Ponte di Legno e Bresimo*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- ROST F. & BRENNIS P. (1978) - *Die Ultramafite im Bergzug südlich des Ultentales. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer Geochemie, Genese und Retromorphose*. Tschemark's Mineral. Petrogr. Mitt., **25**, pp. 257-286.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. preuss Akad. Wiss., **1**, 170-185.
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento cristallino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino Occidentale)*. Mem. Sci. Geol. Univ Padova XL, 275-284.
- SASSI P.F. & ZANFERRARI A. (1971) - *Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la Linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo orientale, Austria)*. St. Trent. Sci. Nat., **48**, 271-281.
- SASSI P.F. & ZANFERRARI A. (1973) - *Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la Linea della Gail tra Obertillach e Liesing (Austria)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 605-620.
- SCHLAGINTWEIT O. (1908) - *Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und S. Maria in Münstertal*. Z. Deutsch. Geol. Ges., **5**, 736-743.
- SCHMID S.M. (1973) - *Geologie des Umbrail Gebiets*. Eclogae geol. Helv., **66**, 201-210.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlining Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8** (4), 697-718.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jahrb. geol. Bundesanst., **86**, 115-149, Wien 1936.
- SECCHIERI F. (1985) - *Appunti sul glacialismo della Val Martello (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 205-207.
- SECCHIERI F. & VALENTINI P. (1985) - *Indagine glaciologica sulla Vedretta Alta e sulla Vedretta Occidentale di Ries (Alto Adige)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **8**, 137-143.
- SECCHIERI F. & VALENTINI P. (1992) - *I ghiacciai della Val d'Ultimo (Gruppo Ortles-Cevedale) ed il loro contributo agli apporti idrici dei sottostanti bacini*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 171-176.
- SEMPI R. (1999) - *Geomorfologia dell'Alta Valle di Saent (Valle di Rabbi), Gruppo Ortles-Cevedale*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geologica **76**, 17-31.
- SEMPI R., BARONI C. & SMIRAGLIA C. (1999) - *Geomorfologia e storia glaciale dell'alta Valle di Saent (Valle di Rabbi, Gruppo Ortles Cevedale)*. VIII Convegno Glaciologico Italiano, Bormio, 9-12 settembre 1999, 121-122.
- SEMPI R., CARTON A. & BARONI C. (2005) - *Proposta di una nuova scheda per il censimento dei rock glaciers da fotografie aeree: applicazione sull'alta Val d'Ultimo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. VII (2005), 329-338.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICHOLICH R., REBEZ A. & SEMENZA E. (1987) - *Seismotectonic model of northeastern Italy: an approach*. In «Engineering geology problems in seismic areas», 153-165, Geologia applicata e Idrogeologia, Bari.
- SMIRAGLIA C. (1987) - *Nuovi dati per lo studio dei rock glaciers del Gruppo dell'Ortles-Cevedale (Alpi)*. Riv. Geogr. Ital., **94**, 425-450.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**, 179-185.
- SQUARZONI C. (1998) - *Remote sensing satellitare, tettonica fragile e deformazioni gravitative profonde nel Trentino occidentale*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- STACHE G. (1876) - *Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes*. Verh. K.K. Geol. Reichsanst., **14**, 346-347.

- STACHE G. (1878) - *Die geologische Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale*. Verhand. geol. Reichsanst., 174-175.
- STACHE G. (1879) - *Die Eruptivgesteine des Cevedale-Gebietes*. Verh. K. K. Geol. Reichsanst., 3, 66-70.
- STACHE G. & JOHN C. (1879) - *Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet aliis Hauptidistrict älterer dioritischer Porphyrite (Paläoporphyrite)*. Jahrb. Geol. Reichsanst., 2, 317-404.
- STAUB R. (1821) - *Tektonische Karte der südöstlichen Schweiz Alpen*. 1:250.000, Ed. A. Franke.
- STAUB R. (1922) - *Profile durch die westlichen Ostalpen. I:150.000, II Hälfte. geologie del Schweiz*, A. Heim, tavv. 35, Leipzig.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz., N.F., (s. 2A), 52, pp. 1-272 + tectonic map 1:1.000.000.
- STAUB R. (1926) - *Tektonische Karte der Alpen in 1:1.000.000*. Geol. Spezialkarte u.105A (1923); Längsprofile u.105C (1926).
- SUSINI S. (1994) - *Studio geologico-strutturale della Serie d'Ultimo tra la Val di Sole e la Val Cencena (Trentino occidentale)*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- SUSINI S. & MARTIN S. (1996) - *Microstrutture nelle peridotiti della Serie d'Ultimo (Austroalpino Superiore, Alpi Orientali)*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, serie spec., 4, 47-63.
- 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. (1980a) - *Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the southern Ötztal Mass and the Scharl Unit, based on K/Ar age determinations*. Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/27, 139-165.
- 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*. Jahrb. Geol. Bundesanst., 124, 111-174.
- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet*. Mem. Sc. Geol., 36, 211-238.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb/Sr thin slab isochron method - An unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? Evidence from the Austroalpine Basement Nappe, eastern Alps*. 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.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The Southern Ötztal basement: Geochronological and petrological consequences of Eoalpine metamorphic overprinting*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.), «*Geodynamics of the Eastern Alps*». Deuticke, Vienna, 200-213.
- THÖNI M. & JAGOUTZ (1993) - *Isotopic constraints for Eoalpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 73, 177-189.
- TOLMANN A. (1987) - *Geodynamic concepts of the evolution of the Eastern Alps*. In FLÜGEL H.W. & FAUPL P., (Eds.) «*Geodynamics of the Eastern Alps*». Vienna, Franz Deuticke, 361-378.
- TOMASI L. (1956) - *Studi petrografici dei filoni e contatti del Passo della Bottiglia (Gruppo dell'Ortler)*. Acta Geol. Alpina, 2, 1-52.
- TREVISAN L. (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 13, 128 pp.

- TROPPER P. & MAIR V. (1998) - *The formation of coexisting muscovite + paragonite + margarite during Eo-alpine replacement of staurolite in Marteller micaschists from the Ortler Crystalline*. Min. Ges., **148**, 303-304.
- TRUMPHY R. & HACCARD D. (1969) - *Reunion extraordinaire de la Société Géologique de France: Les Grisons*. CR Soc. Géol. France, **9**, 330-396.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland; a guide book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. Wepf & Co., Basel, 104 pp.
- TUMIATI S. (2002) - *Le peridotiti a granato di Cima Vedetta Alta (Val d'Ultimo, Alto Adige)*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- TUMIATI S., GODARD G., KLÖTSLI U. & MARTIN S. (2007) - *The metasomatic chloro-ferrokinoshitalite-bearing amphibolite of Mt. Hochwart (Ulten zone, Eastern Alps, Italy) and its meaning in terms of crustal metasomatism on orogenic peridotites*. Lithos, **94**, 148-167.
- TUMIATI S., GODARD G., MARTIN S., NIMIS P., MAIR V. & BOYER B. (2005) - *Dissakisite-(La) from the Ulten unit peridotite (Italian Eastern Alps): A new end-member of the epidote group*. American Mineralogist, **90**, 1177-1185.
- TUMIATI S. & MARTIN S. (2003) - *Garnet-peridotite in the Italian Eastern Alps: 150 years of discoveries*. Mem. Sci. Geol. Univ. Padova, **55**, 31-46.
- TUMIATI S., THÖNI M., NIMIS P. & MARTIN S. (2003) - *Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg-Ulten zone): geochronology and new petrological constraints*. Earth Planet. Sci. Lett., **210**, 509-526.
- ULMER P. (1986) - *Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello (Prov. Brescia, und Trento, Norditalien)*. PhD Thesis, diss ETH Nr 8105, 241pp, Zürich.
- ULMER P., CALLEGARI E. & SONDEREGGER U. (1985) - *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith, (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 171-222.
- USTASZEWSKI K (2000) - *Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand der Engadiner Dolomiten (Ortler Gruppe, Südtirol)* 1-102, unpubl. Diploma Thesis, Università di Innsbruck.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M. & SCHREUS G.M.M. (1987) - *Structural Investigations along an E-Ocross section in the Southern Ötztal Alps*. In FLÜGEL H.W., FAUPL P. (Eds), «Geodynamics of Eastern Alps». Deuticke, Wien, 214-225.
- VAN GOSEN W. (1989) - *Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in Southeast Austria*. Geol. Mag., **126**, (1), 55-71.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In Schuster and Krizker (eds.) "Landslides: analysis and controll". Transp. Res. Board, Sp. Rep. **176**, Nat. Ac. Sci., 11-33.
- VIGANÒ A. BRESSAN G., MARTIN S. & RANALLI G. - *Stress and strain from focal mechanism inversions in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy)*. Tectonophysics, **460**, 106-115.
- VIOLA G. (1995) - *Evoluzione del basamento Austroalpino della Zona d'Ultimo (Alto Adige sudorientale)*. Tesi di laurea, Università di Padova.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic fault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. ETH Zürich, Diss. 13590, 205 pp.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S., SEWARD D., MEIER A. & MARTIN S. (2003). - *Pejo fault system: an example of multiple tectonic activity in the Italian Eastern Alps*. Geol. Soc. Am. Bull. **115**, 515-532.
- VISONÀ D. (1976) - *Sulla presenza di filoni nella tonalite orientata del Passo di Valles (Massiccio granitico di Bressanone, Alpi Orientali)*. Mus. Trid. Sci. Nat., **53**, 61-73.
- WERLING E. (1992) - *Tonale - Pejo, und Judicarie Linie: Kinematic, Microstrukturen und Metamorphose von Tectoniten aus räumliche interferierenden aber verschiedenaltigen Ververungszonen*. Ph.D. Thesis ETH Zürich, 276 pp.

- ZAMBOTTI G. (1995a) - *Sovrascorrimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Pejo (Trentino NW)*. Tesi laurea, Università di Padova, 133 pp.
- ZAMBOTTI G. (1995b) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina Rilevamento, Università di Padova, 31 pp.
- ZARSKE G. (1988) - *Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematic im Umbigungsbereich von Tonale und Judicarie Linie*. Göttinger Arb. Geol. Paleont., **38**, 143 pp.
- ZISCHINSKY U. (1966) - *On the deformation on high slopes*. Proceedings of the First Congress of the International Society of Rock Mechanics, Lisbona, **2**, 179-185.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Bergzerreißung und Talzuschub*. Geol. Rund., **58** (3), 974-983.



Finito di stampare
nel mese di Maggio 2009
da **S.E.L.C.A.** - Firenze