



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo cartografico dello Stato (legge. 68 del 2.2.1960)

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

foglio 025

RABBI

A cura di

**S. Martin (1), L. Montresor (2), V. Mair (3), G. B. Pellegrini (4), M. Avanzini (4),
G. Fellin (5), R. Gambillara (6), S. Tumiatì (7), E. Santuliana (8), B. Monopoli (9),
D. Gaspari (2), M. Sapigni (10), N. Surian (11).**

- (1) Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova
- (2) Libero Professionista
- (3) Provincia Autonoma di Bolzano, Ufficio Geologia e Prove Materiali, Bolzano
- (4) Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento
- (5) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna
- (6) Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Insubria, Como
- (7) Dipartimento di Scienze della Terra, Università Statale di Milano
- (8) Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, Trento
- (9) Land Technology & Services S.r.l., Treviso
- (10) ENEL, Mestre
- (11) Dipartimento di Geografia, Università di Padova

Enti realizzatori



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico



Provincia Autonoma di Bolzano
Ufficio Geologia e prove materiali

Direttore Responsabile del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

A. Todisco

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Trento:

M. Nardin (1992-1998), **S. Cocco** (dal 1998)

Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Bolzano:

L. Nössing

Coordinatore scientifico:

S. Martin

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec (coord.), **S. Falcetti**

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO - SERVIZIO GEOLOGICO:

Coordinamento operativo: **S. Cocco**

Gestione tecnico - amministrativa: **M. Balboni, F. Daminato**

Informatizzazione dei dati geologici: **C. Tomazzolli, P. Trainotti**

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO - SERVIZIO GEOLOGICO:

Coordinamento operativo: **V. Mair**

Gestione tecnico - amministrativa: **V. Mair**

Informatizzazione dei dati geologici; Banca Dati, allestimento cartografico per la stampa della banca dati e coordinamento editoriale:

B. Monopoli

Land Technology & Services - Padova e Treviso

Gestione tecnico - amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag 7
II	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI	15
1.	- SISTEMA AUSTROALPINO	15
1.1.	- FALDA DEL TONALE	17
1.1.1.	- <i>Unità d'Ultimo</i>	19
1.1.2.	- <i>Unità del Tonale</i>	22
1.2.	- FALDA ORTLES-CAMPO	23
1.2.1.	- <i>Scaglia dello Zebrù</i>	24
1.2.2.	- <i>Unità di Peio</i>	26
1.2.3.	- <i>Unità di Lasa</i>	27
2.	- MAGMATISMO PERMIANO	27
3.	- MAGMATISMO TARDO-ALPINO	29
4.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESO-CENOZOICA (ALPI MERIDIONALI)	30
5.	- TETTONICA ALPINA	32
5.1.	- DEFORMAZIONE EO-ALPINA	32
5.2.	- TETTONICA NEO-ALPINA	34
IV	- STRATIGRAFIA	37
1.	- SISTEMA AUSTROALPINO	37
1.1.	- FALDA DEL TONALE	37
1.1.1.	- <i>Unità d'Ultimo</i>	37
	Paragneiss a granato e cianite (TUG)	38
	Migmatiti stromatiche (TUG_b)	39
	Migmatiti nebulitiche (TUG_c)	41
	Paragneiss a due miche (TUN)	42
	Ortogneiss (TUO)	42
	Anfiboliti (TUA)	43
	Peridotiti (TUD)	45
1.1.2.	- <i>Unità del Tonale</i>	47
	Paragneiss a sillimanite (TTP)	47
	Quarziti (TTQ)	48
	Ortogneiss (TTO)	48
	Anfiboliti (TTA)	49
	Marmi (TTM)	49
	Filoni aplitico-pegmatitici (ft)	49

1.2.	- FALDA ORTLES - CAMPO	pag.	50
1.2.1.	- <i>Scaglia dello Zebbrù</i>	»	50
	Filladi (SZF)	»	50
	Quarziti (SZQ)	»	51
	Ortogneiss (SZT)	»	51
	Cloritoscisti (SZC)	»	51
	Marmi (SZM)	»	52
	Serpentiniti (SZS)	»	52
1.2.2.	- <i>Unità di Peio</i>	»	52
	Micascisti a clorite e sericite (OME)	»	53
	Micascisti a clorite e sericite con metamorfismo di contatto (OME_a)	»	53
	Micascisti a granato e staurolite (OMI)	»	54
	Micascisti a granato e staurolite con metamorfismo di contatto (OMI_a)	»	56
	Quarziti (OQU)	»	56
	Quarziti con metamorfismo di contatto (OQU_a)	»	57
	Ortogneiss (OOG)	»	57
	Ortogneiss granodioritici (OOG_b)	»	57
	Anfiboliti (OAF)	»	58
	Anfiboliti con metamorfismo di contatto (OAF_a)	»	59
	Marmi (OMA)	»	60
	Marmi con metamorfismo di contatto (OMA_a)	»	60
1.2.3.	- <i>Unità di Lasa</i>	»	62
	Micascisti e paragneiss a bande (OPL)	»	62
	Quarziti (OLQ)	»	63
	Ortogneiss (ONO)	»	64
	Anfiboliti (OAL)	»	64
	Marmi di Lasa (OML)	»	65
1.3.	- MAGMATISMO PERMIANO	»	66
1.3.1.	- <i>Ortogneiss granitici</i> (OGM)	»	66
1.3.2.	- <i>Metapegmatiti</i> (OGM_a)	»	68
1.3.3.	- <i>Metapegmatiti a spodumene</i> (OGM_b)	»	68
1.3.4.	- <i>Ortogneiss granodioritici</i> (OGQ)	»	68
1.4.	- SCAGLIE PERMO-TRIASSICHE LUNGO FAGLIE ALPINE	»	69
1.4.1.	- <i>Gessi e Carniole</i> (FOR_g)	»	69
1.4.2.	- <i>Calcari e quarziti milonitici</i> (LTR)	»	70
2.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESO-CENOZOICA (ALPI MERIDIONALI)	»	71
2.1.	- CALCARE DI ANGOLO (ANG)	»	71
2.2.	- FORMAZIONE DI GIOVO (GIV)	»	71
2.2.1.	- <i>Membro del Passo Palade</i> (GIV₁)	»	72
2.2.2.	- <i>Membro di Cortaccia</i> (GIV₂)	»	72
2.2.3.	- <i>Membro del Monte Ozol</i> (GIV₃)	»	73

2.3.	- FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR)	pag. 73
2.4.	- FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)	» 74
2.5.	- DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	» 74
2.6.	- CALCARE DI ZU (ZUU)	» 75
2.6.1.	- <i>Membro del Grosté (ZUU₁)</i>	» 76
2.6.2.	- <i>Membro di Tremalzo (ZUU₃)</i>	» 76
2.7.	- GRUPPO DEI CALCARI GRIGI (CG)	» 76
2.7.1.	- <i>Formazione di Monte Zugna (FMZ)</i>	» 76
2.7.2.	- <i>Formazione di Rotzo (RTZ)</i>	» 77
2.8.	- OOLITE DI SAN VIGILIO (OSV)	» 77
2.9.	- FORMAZIONE DI VAL 'AGOLA (VAG)	» 77
2.9.1.	- <i>Membro di Bregna da l'Ors (VAG₁)</i>	» 78
2.9.2.	- <i>Membro delle Coste di Grual (VAG₂)</i>	» 78
3.	- MAGMATISMO TARDO-ALPINO	» 79
3.1.	- GRANODIORITI E QUARZODIORITI (APF)	» 79
3.1.1.	- <i>Quarzodioriti del Lago Verde</i>	» 80
3.1.2.	- <i>Leucoquarzodiorite dell'Alpe di Soy</i>	» 81
3.1.3.	- <i>Quarzodioriti del Tof di Malè</i>	» 81
3.1.4.	- <i>Granodiorite del lago di Collecchio</i>	» 82
3.2.	- FILONI (fx, fy, fz)	» 82
3.2.1.	- <i>Filoni acidi (fx)</i>	» 83
3.2.2.	- <i>Filoni intermedi (fz)</i>	» 83
3.2.3.	- <i>Filoni basici (fy)</i>	» 84
3.3.	- TONALITI (TLG)	» 85
4.	- SUCCESSIONI QUATERNARIE	» 86
4.1.	- UNITÀ CONTINENTALI: GENERALITÀ E CENNI STORICI	» 86
4.2.	- UNITÀ STATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI	» 88
4.3.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE APPARTENENTI ALL'ULTIMA MASSIMA ESPANSIONE GLACIALE (LLGM)	» 90
4.3.1.	- <i>Sintema del Garda (SGD)</i>	» 90
4.3.1.1.	- Unità di Fondovalle (SGD ₁ , SGD ₃ e SGD ₄)	» 92
4.3.1.2.	- Unità delle Alte Valli (SGD ₂ e SGD ₈)	» 93
4.3.2.	- <i>Sintema Postglaciale alpino (PTG)</i>	» 101
4.3.3.	- <i>Subsintema dell'Amola (PTG₁)</i>	» 106
V	- TETTONICA E METAMORFISMO	» 109
1.	- EVOLUZIONE PRE-ALPINA	» 109
2.	- EVOLUZIONE ALPINA	» 114
2.1.	- METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA DEL TONALE	» 114
2.2.	- METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA ORTLES-CAMPO	» 115

3.	- DEFORMAZIONE DUTTILE	pag.	116
3.1.	- FALDA DEL TONALE	»	116
3.2.	- FALDA ORTLES-CAMPO	»	117
3.2.1.	- <i>Assetto strutturale dei marmi di Lasa</i>	»	120
4.	- FAGLIE ALPINE	»	121
4.1.	- FAGLIA DI PEIO	»	121
4.2.	- FAGLIA DI PASSO PALÙ	»	124
4.3.	- FAGLIA DI RUMO	»	124
4.4.	- FAGLIA DI MALGA PREGHENA	»	126
4.5.	- FAGLIA DELLE GIUDICARIE NORD	»	126
4.6.	- FAGLIA DELLA VAL CLAPA	»	127
4.7.	- QUADRO SINTETICO DELLA TETTONICA TERZIARIA AL TETTO DELLA ZONA DI FAGLIA DELLE GIUDICARIE NORD	»	129
4.8.	- SISTEMA DELLE FAGLIE DELLO ZEBRÙ	»	129
4.8.1.	- <i>Linea dello Zebrù</i>	»	130
4.8.2.	- <i>Faglia del Madriccio</i>	»	130
4.9.	- LINEA DI LASA	»	131
4.10.	- TETTONICA FRAGILE	»	131
VI	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA		135
1.	- SISMICITÀ	»	135
2.	- IDROGEOLOGIA	»	135
2.1.	- IMPIANTI IDROELETTRICI	»	138
3.	- DEBRIS FLOW, FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	»	139
3.1.	- DEBRIS FLOWS	»	139
3.2.	- FRANE	»	141
3.3.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) ..	»	143
4.	- CAVE E MINIERE	»	146
4.1.	- IL MARMO DI LASA: CENNI STORICI	»	146
4.1.1.	- <i>Ubicazione dei giacimenti</i>	»	147
4.1.2.	- <i>L'estrazione del marmo</i>	»	148
4.1.3.	- <i>Caratteristiche litologiche</i>	»	148
4.2.	- COLTIVAZIONE DI ORTOGNEISS GRANITICI	»	150
4.3.	- GIACIMENTI DI RAME ED ALTRI METALLI	»	150
4.4.	- ALTRI SITI DI INTERESSE MINERALOGICO	»	151
VII	- BANCA DATI GEOLOGICA		153
	ABSTRACT		155
	LEGEND OF GEOLOGICAL MAP		159
	BIBLIOGRAFIA		171

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 025 Rabbi alla scala 1:50.000 della Carta Geologica d'Italia copre un'area montuosa ampia 569 km² del Trentino-Alto Adige occidentale. Trae il suo nome dalla Val di Rabbi, una delle valli più importanti del Foglio (Fig. 1).

Il territorio di questo Foglio appartiene per circa due terzi alla Provincia di Bolzano (settore settentrionale) e per un terzo alla Provincia di Trento (settore meridionale). Il settore trentino comprende 80 km² situati tra 1600 e 2400 m d'altitudine e 50 km² al di sopra di 2400 m; il settore alto-atesino comprende 399 km², di cui 347 sopra 1600 m di altitudine.



Fig. 1 - Modello digitale (DTM) dell'area del Foglio Rabbi.

Dal punto di vista geografico l'area comprende i gruppi montuosi del Cevedale con la cima omonima (3769 m), del Gioveretto (3439 m), della Cima Sternai (3443 m) e dell'Orecchia di Lepre (3257 m), la cresta fra la cima del Cevedale e l'Orecchia di Lepre che divide la Val d'Ultimo dalla Val Martello e la cresta montuosa fra la Punta dello Scudo (3461 m) e la Punta di Lasa (3305 m) che separa la Val Martello dalla Valle di Lasa. L'area del Foglio include il gruppo montuoso delle Maddalene con le cime Vedetta Alta (2627 m), Stubele (2672 m) e Binasia (2615 m), famoso sia per la presenza di rarissime rocce ad altissima pressione (peridotiti a granato), sia per essere stato sede di insediamenti neolitici.

Dal punto di vista geologico, il territorio del Foglio Rabbi riguarda il basamento cristallino austroalpino ed è attraversato da importanti lineamenti tettonici, alcuni dei quali tuttora sismogenici quali la Linea delle Giudicarie Nord e la Linea dello Zebrù (Fig. 2).

L'assetto geologico dell'area considerata è stato determinato dall'orogenesi alpina, cioè dalla collisione dei margini delle placche europea ed adriatica (o africana, da cui derivano le falde austroalpine), dopo la chiusura dell'oceano Tetide che le separava, e dall'attività tettonica successiva di età plio-quadernaria.

Le valli maggiori, come la Val d'Ultimo e la Val Martello, sono orientate in senso NE-SW lungo lineamenti tettonici antichi; le valli minori quali la Val di Rabbi, la Val di Bresimo e la Val Lavazzè sono orientate NW-SE, le valli di Lasa e de la Mare sono orientate N-S, lungo lineamenti tettonici recenti.

L'elaborazione dei nuovi dati geologici del Foglio Rabbi è basata su criteri tettono-metamorfici, più idonei ad identificare e descrivere unità cristalline metamorfiche. Nel corso della rappresentazione cartografica delle unità geologiche rilevate si è tenuto conto soprattutto della deformazione e dell'evoluzione metamorfica alpina, piuttosto che dell'affinità litologica o dell'evoluzione metamorfica pre-alpina. I nuovi rilevamenti hanno consentito di distinguere tre unità alpine: un'unità inferiore denominata unità di Lasa, un'unità intermedia denominata unità di Peio e un'unità superiore costituita da rocce scistose di basso grado e rocce sedimentarie con blando metamorfismo alpino, denominata "Scaglia dello Zebrù" e di evidenziare il carattere unitario del metamorfismo pre-alpino di medio grado nelle unità di Peio e Lasa (Mesozona, ANDREATTA, 1951a).

Il rilevamento ha inoltre evidenziato nel settore SE del Foglio la presenza di un'unità paleozoica di alto grado con associazioni mineralogiche relitte di alta/altissima pressione (eclogiti e peridotiti a granato; Unità di Ultimo), indenni dalla storia alpina. Anche le unità paleozoiche sono state descritte utilizzando il criterio tettono-metamorfico, tenendo conto dell'impronta dell'orogenesi varisica precedentemente a quella alpina.

Il Foglio Rabbi è stato rilevato tra il 1998 e il 2002 nell'ambito del Progetto CARG-PAT '96 (Accordo di Programma tra Presidenza del Consiglio dei

Ministri-Servizio Geologico e Provincia Autonoma di Trento), sotto la direzione di L. VERONESE e S. COCCO ed il coordinamento scientifico di S. MARTIN. Il rilevamento geologico è stato effettuato da F. BENINCASA, M.G. FELLIN, D. GASPARI, R. LOVAT, V. MAIR, L. MONTRESOR, F. PENZO, G. PICCIN, G. PIFFER, N. SURIAN, e coordinato da G.B. PELLEGRINI per quanto riguarda il rilevamento delle forme e dei depositi quaternari, da V. MAIR, per il basamento del settore altoatesino e da S. MARTIN per il settore trentino.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000 per il settore trentino e la Carta IGM 1:25.000 ingrandita alla scala 1:10.000 per il settore alto-atesino. La carta degli affioramenti è stata omogeneizzata, informatizzata e riportata sulla base topografica IGM alla scala 1:25.000 a cura della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.).

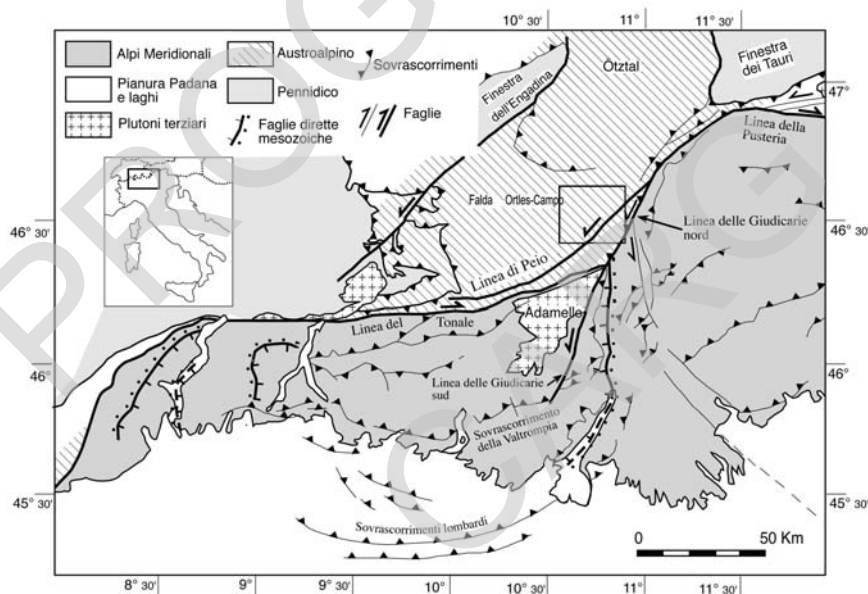


Fig. 2 - Schema delle Alpi centro – orientali (PROSSER G. in DAL PIAZ et alii, 2007). L'area nel riquadro corrisponde al Foglio 1:50.000 "Rabbi".

Un contributo importante alla caratterizzazione metamorfica delle unità paleozoiche di alto grado, delle eclogiti e delle peridotiti a granato è stato dato da G. GODARD dell'Università Paris VII, P. NIMIS dell'Università di Padova e S. TUMIATI dell'Università Statale di Milano; alla loro datazione hanno contribuito M. THÖNI dell'Università di Vienna (Sm-Nd, Rb-Sr), A. DEL MORO e M. LAURENZI del Laboratorio CNR di Pisa (Rb-Sr e Ar-Ar).

Le unità di Lasa e Peio del settore settentrionale del Foglio sono state oggetto di analisi petrologiche e datazioni Ar-Ar e Rb-Sr da parte di V. MAIR e R. SCHUSTER (Università di Vienna) e da P. TROPPER (Università di Innsbruck).

La stratigrafia delle sequenze meso-cenozoiche dell'angolo SE del Foglio è stata verificata e messa a confronto con quella di analoghe sequenze del contiguo Foglio Appiano da parte di M. AVANZINI del Museo Tridentino di Scienze Naturali. L'identificazione dei sistemi di faglia e frattura neo-alpini e recenti è stata curata M. MASSIRONI e C. SQUARZONI tramite l'analisi di immagini satellitari; la datazione delle faglie è stata eseguita tramite l'analisi delle tracce di fissione su apatite da G. VIOLA (Politecnico di Zurigo), G. BIGAZZI (Laboratorio CNR di Pisa) e analisi Ar-Ar su vene di pseudotachiliti da M. LAURENZI.

Le successioni quaternarie sono state cartografate utilizzando la classificazione per sintemi, distinguendo il sintema postglaciale alpino (PTG) e il sintema del Garda (SGD), quest'ultimo suddiviso in cinque subsintemi definiti nel bacino dell'Adige e del Noce.

L'analisi e la valutazione della sismicità regionale è stata effettuata dal personale del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (L. VERONESE); la caratterizzazione geochimica delle sorgenti minerali lungo la Linea di Peio è basata su dati di E. SANTULIANA (Servizio Geologico Trento), R. GAMBILLARA (Università dell'Insubria), F. QUATTROCCHI e M. CALCARA (Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia). La valutazione dell'impatto ambientale di miniere e cave diffuse nella Val di Lasa e bassa Val Martello e delle numerose dighe nell'area, sono state curate dal personale del Servizio Geologico delle Provincie Autonome di Trento e Bolzano in collaborazione con S. TUMIATI.

I dati relativi agli impianti idroelettrici presenti nell'area del Foglio sono stati invece elaborati dai rilevatori in collaborazione con il personale ENEL (M. SAPIGNI).

II - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

Il Foglio Rabbi è caratterizzato dalla presenza di una grande dorsale montuosa che lo attraversa nella parte centrale con direzione trasversale da SW a NE, congiungendo le creste rocciose ampiamente glacializzate di Cima Venezia (3386 m) a SW, con quelle a quote inferiori della Fossa della Mutta (2736 m) a NE, passando attraverso la cima Gioveretto (3439 m), la più elevata del Foglio e quella dell'Orecchia di Lepre (3257 m).

Due grandi depressioni vallive con la stessa direzione, SW-NE, la Val Martello a nord, e la Val d'Ultimo a sud (con il suo prolungamento nella Val Montechiesa) si affiancano alla dorsale appena descritta. Esse sono sub-parallele al principale sistema tettonico di quest'area: la Linea di Peio. Anche la cresta rocciosa che limita a nord la Val Martello e che congiunge Punta Peder di Fuori (3406 m) con il M. Rovere (1686 m) mantiene la stessa direzione, sottolineando come in quest'area l'andamento delle principali valli e dorsali sia condizionato dalle strutture tettoniche.

L'alta Val di Rabbi, la Val di Peio, la Val de la Mare e la Val Venezia hanno invece un andamento trasversale rispetto alla Linea di Peio.

Queste valli, con direzione da NW-SE a N-S, si congiungono alla Valle di Sole, a sua volta impostata lungo un'altra grande faglia di rilevanza regionale, la Linea del Tonale. Altre faglie di minore sviluppo, con andamento NE-SW, hanno condizionato l'assetto e l'evoluzione della rete idrografica dell'alta Val di Bresimo posta nell'angolo di SE del Foglio (ci si riferisce alla Val Malgazza, alla Val Preghena e alla Val Borca).

Il nodo orografico da cui si diramano le creste principali corrisponde alla piramide che ha come vertice la Cima Lorchen (3347 m), e come spigoli le creste che si dirigono verso Cima Rabbi (NW), Gioveretto (NE) e Cima Sternai (SE).

In questo settore del Foglio troviamo anche il numero maggiore di ghiacciai, particolarmente estesi sul versante della Val Martello rivolto a nord.

Le aree glacializzate più estese si rinvencono in prossimità di Cima Venezia, con la Vedretta Alta, la Vedretta Serana, la Vedretta di Grames sul versante esposto a nord, e la Vedretta del Careser sul versante meridionale, nell'alta Val di Peio (Fig. 3a).

Tutti i corsi d'acqua di questo settore delle Alpi appartengono al bacino idrografico dell'Adige. I torrenti della Provincia di Bolzano sfociano direttamente nell'Adige come affluenti di destra della Val Venosta; quelli della Provincia di Trento alimentano il Torrente Noce, come affluenti di sinistra della Val di Sole e della Val di Non, prima che il Noce stesso affluisca nell'Adige presso Trento.

La Val Martello occupa la parte settentrionale del Foglio. La testata, costituita dalla Vedretta del Cevedale, e la parte terminale, a valle di Castel Montani, ricadono rispettivamente nei Fogli Bormio e Silandro. La valle è percorsa dal Rio Plima che è alimentato dalle acque di fusione del Ghiacciaio del Cevedale (GIADA & ZANON, 1985, 1991). Uno sbarramento artificiale, costruito per scopi idroelettrici, dà origine al Lago di Gioveretto (1850 m), che occupa il fondovalle per poco più di due chilometri. Si tratta di una grande valle glaciale, impostata parallelamente alla direzione dei piani di scistosità (SW-NE) del substrato roccioso costituito in prevalenza da micascisti, con intercalazioni di ortogneiss granitici (SECCHIERI, 1985; SECCHIERI & VALENTINI, 1985, 1992).

In essa confluiscono dai due versanti una serie di piccole valli glaciali sospese, caratterizzate nel tratto superiore da ampi circhi glaciali e nel tratto inferiore da ripidi gradini di confluenza. Il fondovalle della Val Martello è normalmente stretto, ma a valle della diga di Gioveretto tende ad allargarsi, come ad esempio in prossimità della località Transacqua, per chiudersi nuovamente nel tratto a valle del Pian dei Cardi. Nella parte più ampia arrivano sul fondovalle grandi quantità di detriti specialmente dal versante destro, dando luogo a ripidi coni alluvionali e di *debris flow*, molti dei quali tuttora attivi (SECCHIERI, 1985; SEPPI *et alii*, 1999).

A nord della Val Martello, nell'angolo NW del Foglio, si trova la breve Val di Lasa, nota per i suoi marmi, estratti dalle numerose cave che ne caratterizzano il versante destro. Si tratta di una stretta valle tuttora glacializzata nella sua parte superiore (Vedretta di Lasa), con numerosi depositi morenici facilmente riconoscibili a partire dalla fronte del ghiacciaio attuale fino quasi allo sbocco in Val Venosta dove troviamo, sulla sinistra idrografica, uno dei più significativi argini morenici stadiali.

A sud della dorsale Cima Venezia - Fossa della Mutta, costituita essenzialmente dai micascisti della falda Ortles-Campo, si trovano l'alta Val di Peio, l'alta Val di Rabbi e la parte superiore della Val d'Ultimo, nel tratto a monte del lago di sbarramento artificiale di Zoccolo (1142 m).

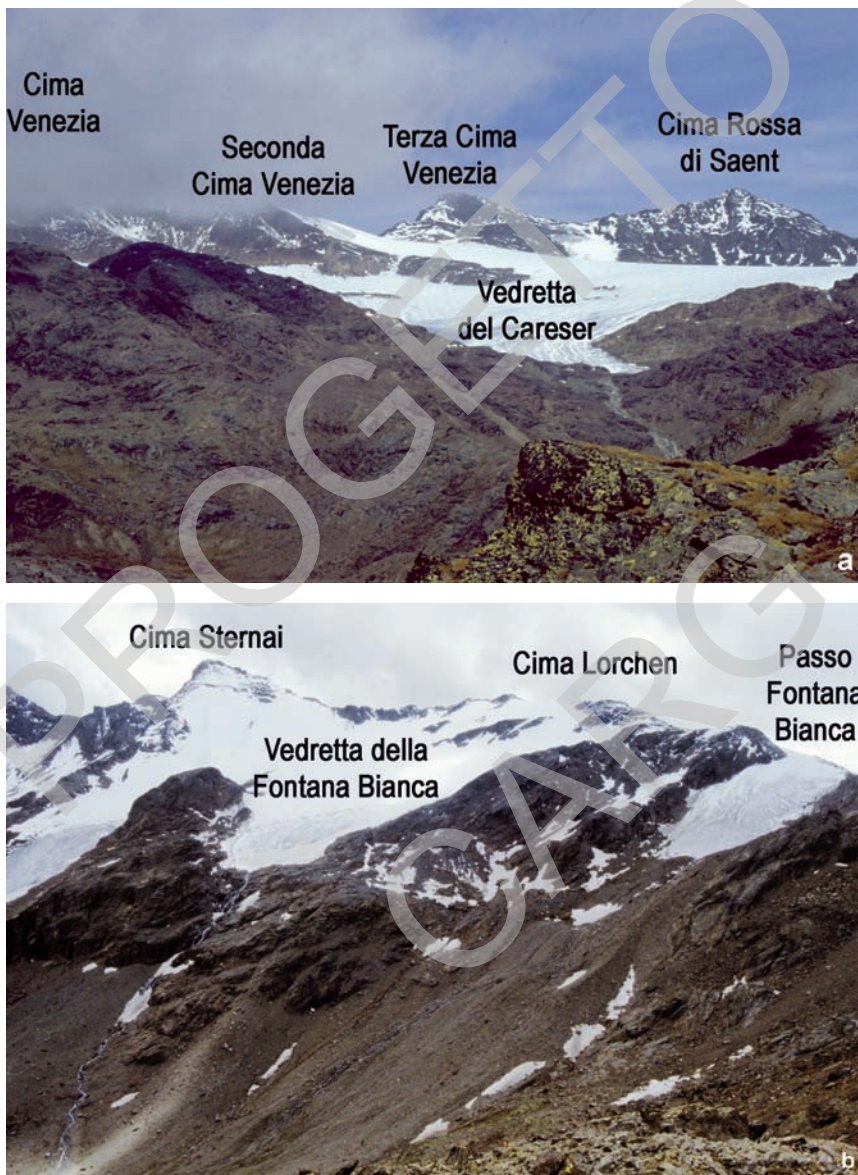


Fig. 3 - a) La Vedretta del Careser vista da Sud. b) La Vedretta della Fontana Bianca alla Cima Sternai

La parte della Val di Peio inclusa nel Foglio è caratterizzata dall'ampio ghiacciaio di circo del Careser con l'omonimo lago di sbarramento idroelettrico e da quella parte della Val Venezia, posta alla fronte del ghiacciaio della Mare, dove si trova uno degli apparati morenici più completi della Piccola Età Glaciale.

L'alta Val di Rabbi, modellata nei micascisti e paragneiss della falda Ortles-Campo, esposta a sud, e per questo priva di masse glaciali significative, è caratterizzata da un cospicuo riempimento di detrito di versante e glaciale, dovuto alla presenza nel Tardiglaciale di un esteso ghiacciaio che occupava la valle fino al suo sbocco nella Val di Sole, presso Malè. L'intensa azione crioclastica, seppure discontinua, sulle rocce metamorfiche è documentata da cospicui depositi di accumulo periglaciale descritte già da ALBERTINI (1955).

L'alta Val d'Ultimo, insieme alle sue valli affluenti di Montechiesa e di Clapa, occupa estesamente la parte centrale del Foglio. Il ghiacciaio è presente solo in alta Val d'Ultimo, presso Cima Sternai. Tuttavia le forme glaciali e periglaciali (Fig. 3b), sono riconoscibili a monte del laghetto artificiale di Fontana Bianca (1872 m) dove si trovano i *rock glacier* più estesi e significativi per lo studio del *permafrost*, presente in modo discontinuo in quest'area alpina.

Merita infine un cenno la Val di Bresimo, posta nell'angolo di SE del Foglio, per la presenza nel suo tratto inferiore di alcuni terrazzi di contatto glaciale. Essi sono la testimonianza della permanenza del grande ghiacciaio che nel Tardiglaciale occupava la vicina Val di Non, durante le sue fasi di ritiro.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

Nell'area del Foglio Rabbi affiorano unità di basamento cristallino di medio e alto grado metamorfico del sistema di falde austroalpino. All'estremità sud-orientale del Foglio, lungo la faglia delle Giudicarie Nord, il basamento austroalpino è in contatto con le successioni meso-cenozoiche delle Alpi Meridionali.

L'area del Foglio Rabbi appartiene all'ampia zona di depressione assiale situata tra due culminazioni assiali della catena alpina (Engadina a NW e Tauri a E), in cui affiorano esclusivamente le falde in posizione strutturale più elevata del sistema austroalpino, cioè le falde dell'austroalpino superiore.

1. - SISTEMA AUSTROALPINO

Le falde austroalpine che affiorano tra il Passo del Brennero e l'Engadina hanno estensione plurichilometrica e spessore (attuale) chilometrico. Sono costituite da basamento cristallino pre-permiano (varisico) intruso da granitoidi permiani e caratterizzato 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 da una microplacca dotata di moto autonomo, indicata con il nome di Adria (o Apulia), che hanno subito un processo di estensione e assottigliamento tra il Permiano e il Giurassico inferiore (FROITZHEIM & EBERLI, 1990; CONTI, 1995; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996).

Le unità strutturalmente più elevate (Falda del Tonale) nella pila delle falde alpine appaiono essere state le meno coinvolte dagli eventi tettono-metamorfici alpini e conservano le strutture e la storia metamorfica pre-alpina (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1998a). Le unità più profonde (Falda Ortles-Campo) appaiono

invece essere state più deformate e rielaborate dall'orogenesi alpina e conservano minori relitti pre-alpini. In generale queste ultime sono derivate da crosta africana medio-superiore e spesso sono state trasposte insieme a frammenti dell'originaria copertura sedimentaria. L'alloctonia delle falde alpine è stata postulata per le Alpi orientali da TERMIER (1903, 1904, 1905), STAUB (1924, 1926) e DAL PIAZ (1934, 1936).

Nella catena attuale il limite tra la placca africana/adriatica (con locale e blando metamorfismo alpino) e il cuneo orogenico alpino metamorfico (derivato dai margini africano/adriatico ed europeo e dalla crosta oceanica), è rappresentato dal Lineamento Periadriatico (o Insubrico), di cui la faglia delle Giudicarie Nord che affiora nell'angolo SE del Foglio Rabbi e la faglia del Tonale (fuori Foglio) sono segmenti importanti.

Nell'area del Foglio affiorano la Falda del Tonale costituita da crosta profonda e la sottostante Falda Ortles-Campo costituita da unità di crosta medio-superiore; queste sono in contatto tettonico lungo la Linea di Peio che costituisce il piano basale della Falda del Tonale (Fig. 2) (ANDREATTA, 1948a; MARTIN *et alii*, 1991).

Storicamente le falde austroalpine delle Alpi Orientali 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 Tirolidi comprensive delle Falde Ötztal e Silvretta). Questi raggruppamenti non vennero 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 secondo il criterio proposto da GB. DAL PIAZ (POZZI, 1965; ARGENTON *et alii*, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1988).

In queste note illustrative viene tralasciata la suddivisione storica dell'Austroalpino in inferiore, medio e superiore, ma vengono evidenziati l'assetto tettonico della pila di falde derivato dall'orogenesi alpina e la posizione strutturale delle singole unità all'interno di ciascuna falda.

All'interno del basamento austroalpino, nell'area compresa tra la Val Venosta e la Val di Sole ANDREATTA (1936, 1951a, 1951b, 1952, 1953, 1954), in base al grado metamorfico, aveva distinto tre complessi metamorfici 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 diviso in "Serie del Tonale" composta da paragneiss di alto grado a sillimanite, marmi, serpentiniti con abbondanti orto-

gneiss pegmatitici e “Serie di Ultimo” composta da paragneiss a cianite, granato, gneiss granulitici, kinzigiti, migmatiti e intercalazioni di ortogneiss, peridotiti a spinello e granato e anfiboliti. Secondo l’Autore, il basamento di epizona o “Complesso delle filladi” formava una blanda sinclinale aperta con andamento ENE-WSW che si allargava da Merano verso sud-ovest fino a raggiungere l’estensione massima tra il Passo di Gavia e Bormio. Il contatto tra questo e il basamento di mesozona era graduale e concordante. Tuttavia da un punto di vista metamorfico la distinzione tra le due unità non era chiara perché nell’area di affioramento delle filladi erano presenti anche intercalazioni di micascisti a staurolite (ANDREATTA, 1951b). Secondo ANDREATTA il basamento di epizona era costituito dalle stesse rocce del basamento di mesozona, ma con un grado di retrocessione molto più marcato.

I nuovi rilevamenti hanno confermato il carattere unitario del metamorfismo pre-alpino nel basamento che affiora a nord della faglia di Peio e hanno permesso di distinguere all’interno di questo basamento due unità con metamorfismo pre-alpino (varisco) di mesozona e un’impronta metamorfica alpina più pervasiva nell’unità più profonda (unità di Lasa) e meno pervasiva nell’unità sovrastante (unità di Peio). Inoltre la soprastante Scaglia dello Zebrù mostra un metamorfismo pre-alpino in facies scisti verdi con sovraimpronta alpina di basso grado (CONTI, 1997).

1.1. - FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale (“Serie del Tonale” *Auct.*) affiora nella porzione più meridionale del foglio ed è delimitata dalle faglie del Tonale a sud (fuori Foglio), di Peio a nord, delle Giudicarie Nord ad est.

Essa venne studiata e cartografata sin dagli inizi del secolo scorso nell’ambito di progetti cartografici austriaci ed italiani (HAMMER, 1902, 1905; HAMMER & TRENER, 1908; SCHMIDEGG, 1936; GB. DAL PIAZ, 1942; ANDREATTA, 1935, 1948a, 1948b, 1951, 1954). HAMMER & TRENER (1908) nella carta geologica dell’area “Bormio und Passo Tonale” descrissero dettagliatamente le litologie del basamento della Falda del Tonale. ANDREATTA (1951b) cartografò la porzione di falda che affiora nel Trentino occidentale (area del Foglio Monte Cevedale della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000), ne descrisse le strutture tettoniche e le caratteristiche metamorfiche in un volume monografico (ANDREATTA, 1954). Si tratta di una falda di basamento apparentemente priva di copertura mesozoica.

L’assetto tettonico della Falda del Tonale, e in generale dell’Austroalpino tra il Brennero e l’Engadina, venne delineato nel secolo scorso dapprima da TERMIER (1904, 1905), poi da STAUB nella carta tettonica delle Alpi Svizzere alla scala 1:250.000 (STAUB, 1921), nelle sezioni geologiche alla scala 1:150.000 (STAUB,

1922) e nelle sintesi sulle Alpi del 1924 e del 1926, infine da CORNELIUS-FURLANI & CORNELIUS (1930) e GB. DAL PIAZ (1936). Nei profili geologici di STAUB (1922) la Falda del Tonale è rappresentata come la zona di radice delle grandi falde alpine settentrionali della Silvretta e dell'Ötztal (Fig. 4). Essa è stata recentemente re-interpretata come un frammento di crosta profonda adriatica (africana), esumata in distensione lungo il margine africano (DAL PIAZ & MARTIN, 1998) prima di essere retroscorsa sulle sequenze mesozoiche delle Alpi Meridionali lungo il tratto settentrionale della faglia delle Giudicarie per effetto della tettonica neo-alpina (SANTINI & MARTIN, 1988).

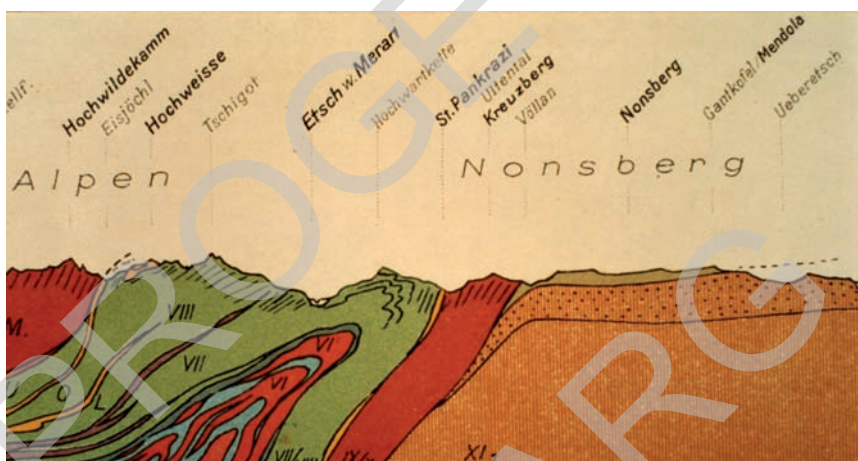


Fig. 4 - Profilo geologico delle Alpi orientali in corrispondenza dell'area del Foglio Rabbi, scala 1:500.000, Tavola 1 (STAUB, 1922). Legenda. XI: Unità lombarda superiore (Sudalpino), IX/X: Falde Ötztal e Silvretta, VII/VIII: Falde Err e Bernina (VII) e Languard, Campo, Umbrail (VIII); VI: Falde Margna, Sella, Platta; V: Falde Suretta e Tambò.

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

L'unità del Tonale sta strutturalmente sotto l'unità di Ultimo ed è arealmente più estesa nel contiguo Foglio Ponte di Legno; l'unità d'Ultimo affiora estesamente nel Foglio Rabbi e non affiora nel Foglio Ponte di Legno. La prima è caratterizzata, dal punto di vista metamorfico, da relitti di alta temperatura, la seconda dalla presenza di relitti eclogitici pre-alpini e numerose scaglie di peridotiti di mantello di età paleozoica (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a; TUMIATI *et alii*, 2003). Il limite tra le due unità non è chiaro a causa della sovraimpronta metamorfica tardo varisica in facies anfibolitica che è sovrainpressa su tutte le rocce della Falda del Tonale.

La zona di contatto tettonico tra l'unità del Tonale sottostante e l'unità d'Ultimo sovrastante è situata in corrispondenza dell'orizzonte di marmi mineralizzati e intensamente ripiegati che affiorano lungo il versante sinistro della valle di Peio, in corrispondenza del sovrascorrimento di Cima Grande. Questo contatto tettonico pre-alpino è stato riattivato come il piano del sovrascorrimento nord-vergente alpino di Cima Grande, 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 potrebbero rappresentare l'originaria zona di contatto (prealpina) tra l'unità del Tonale e l'unità di Ultimo. La presenza di questo importante contatto pre-alpino, che si estende ulteriormente verso est in alta Val di Non (Foglio Appiano), potrebbe aver favorito lo sviluppo dei sovrascorrimenti sud-vergenti neogenici del sistema delle Giudicarie Nord (faglie transpressive del Passo di Val di Clapa, del Rio Malgazza, della Malga Preghena; capitolo V).

Recentemente alcuni lavori hanno evidenziato significative analogie litostratigrafiche e metamorfiche tra il basamento della Falda del Tonale e le unità del basamento sudalpino delle Alpi Lombarde, quali gli "Gneiss di Morbegno", gli "Scisti dei Laghi" e la "Zona Strona-Ceneri" (MARTIN *et alii*, 1998a *cum bibl.*). Le relazioni geologiche tra la Falda del Tonale e il basamento sudalpino della Zona dei Laghi sono illustrate da LAUBSCHER (1991), il quale aveva ipotizzato che la faglia del Tonale avesse traslato verso est per almeno 50 km un frammento di basamento adriatico o africano posto a nord della faglia (e che forma attualmente la Falda del Tonale) e il complesso magmatico di Bregaglia ivi intruso, rispetto al basamento sudalpino della Zona dei Laghi.

1.1.1. - *Unità d'Ultimo*

Comprende due unità di ordine inferiore che si sono giustapposte prima della riequilibrio in facies anfibolitica tardo-varisca: (i) l'unità d'Ultimo sud-occidentale corrispondente all'area delimitata dalle faglie alpine di Rumo (a NW), del Tonale (a Sud) e delle Giudicarie Nord (a SE); (ii) l'unità d'Ultimo nord-orientale che affiora nell'area delimitata dalle faglie di Peio (a NW) e di Rumo (a SE) (Fig. 5a).

L'unità d'Ultimo sud-occidentale è costituita da gneiss a cianite, granato e staurolite, gneiss a due miche, quarziti, metagabbri, rare eclogiti retrocesse, peridotiti serpentinizzate (versante sinistro della Val di Sole) e grandi corpi granitoidi, trasposti lungo la scistosità regionale pre-alpina (S_1) (Fig. 5a, b). Affiora nei gruppi del Monte Pin, Cima Lac, gruppo della Cima Mezzana fino a Cima Grande, lungo il versante sinistro della valle di Peio (ANDREATTA, 1936).

Le associazioni mineralogiche sono eclogitiche ($P \approx 1.3$ GPa e $T \approx 750^\circ\text{C}$; SUSINI, 1994). Numerosi corpi di rocce ultramafiche (duniti e harzburgiti) più o

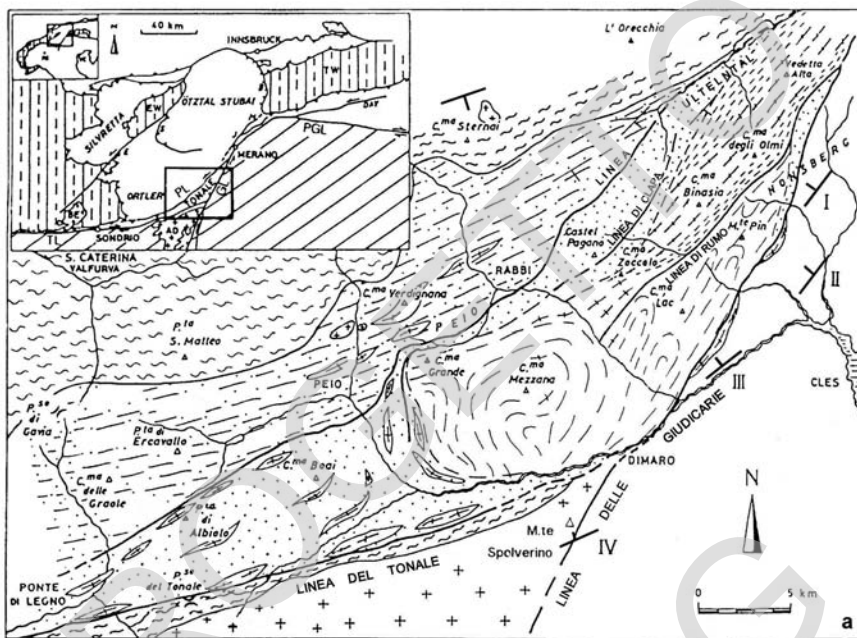


Fig. 5 - a) Carta geologica della Falda del Tonale. Legenda in Fig. 5b: Falda Ortles-Campo (unità di Peio): granitoidi terziari, filladi con intercalazioni quarzitiche, micascisti a granato, staurolite \pm sillimanite e ortogneiss. Falda del Tonale: gneiss a granato e sillimanite, gneiss a cianite e granato e gneiss stromatici, migmatiti ad abbondante leucosoma o nebuliti, peridotiti a granato e anfiboliti. Alpi Meridionali: granitoidi terziari, sequenze sedimentarie mesozoiche, sedimenti permiani, rocce vulcaniche e vulcanoclastiche permiane, filladi e quarziti pre-permiane e intrusioni permiane.

meno serpentinnizzate sono presenti in quest'area e potrebbero rappresentare frammenti di un antico mantello oceanico inseriti in un prisma orogenico prima dell'evento eclogitico pre-alpino.

L'unità d'Ultimo nord-orientale affiora lungo il versante sinistro della Val di Bresimo, il versante destro della Val di Clapa, l'alta Val Lavazzè e il versante destro della Val d'Ultimo a nord della faglia di Rumo. È costituita da gneiss a granato e cianite, migmatiti a bande, migmatiti ricche in leucosoma e restiti (*Granatgranulit* e *Granatgneiss* di HAMMER, 1902; gneiss kinzigitici e kinzigiti di ANDREATTA, 1932, 1935; BERGER, 1989; HAUZENBERGER *et alii*, 1993; HÖLLER, 1993; HÖLLER & HAUZENBERGER, 1992; HÖLLER & HOINKES, 1993; HOINKES & THÖNI, 1993; MARTIN *et alii*, 1994; HAUZENBERGER *et alii*, 1996), anfiboliti a granato, frequenti peridotiti a granato e spinello (BRENNEIS, 1971; ROST & BRENNEIS, 1978; GEBAUER & GRUNENFERLD, 1979; MORTEN & OBATA, 1984; OBATA & MORTEN, 1987; NTAFLS & RICHTER, 1992; NTAFLS & THONI, 1994; NIMIS & MORTEN, 2000; GODARD & MARTIN, 2000; RAMPONE & MORTEN 2001; TUMIATI *et*

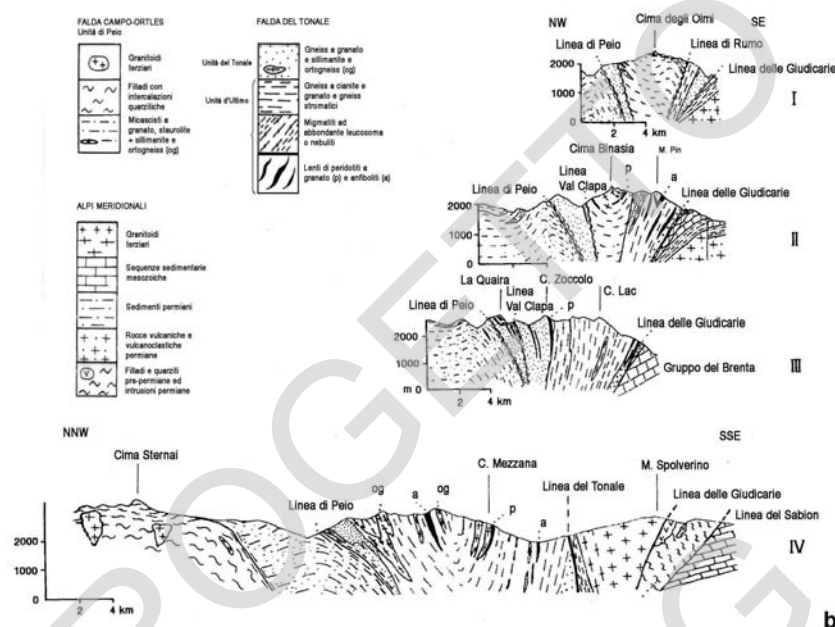


Fig. 5 - b) Profili geologici attraverso la Falda del Tonale (MARTIN *et alii*, 1998a). Si veda la Fig. 5a.

alii, 2003), metagranitoidi e leucosomi trondhjemitici a cianite (DEL MORO *et alii*, 1999, GODARD *et alii*, 1996 e MARTIN *et alii*, 1998a). Relitti eclogitici sono stati segnalati da BONANI (1994), BENCIOLINI & POLI (1993), HAUZENBERGER *et alii* (1996), DEL MORO *et alii* (1999), GODARD *et alii* (1996) alla testata delle valli dei torrenti Kirch (*Samerbergalm*) e Rio Nero (*Einertal*). Studi sono ancora in corso su minerali metasomatici di alta pressione di recentissima scoperta quali la La-dis-sakisite (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005), sulla scapolite (LAURENZI *et alii*, 2002) e sui filoni andesitici che tagliano le migmatiti a bande della Val Lavazzè e della Val d'Ultimo. Le peridotiti si presentano in corpi lenticolari di dimensioni da ettometriche (Malga Siromba, Val Monte d'Ora) a metriche, disposti lungo un orizzonte unico, al limite tra gli gneiss a cianite e granato localmente blastomilonici e stromatici, e le soprastanti migmatiti nebulitiche. Le peridotiti possono essere poco oppure fortemente deformate (tettoniti) e serpentinizzate. I corpi di dimensioni metriche sono generalmente a grana fine e di composizione dunitica o harzburgitica. Le lenti maggiori hanno composizione variabile e mostrano localmente bande a differente contenuto modale di pirosseno e granato, orientate parallelamente alla foliazione della peridotite. Sono state osservate vene decimetriche di websteriti ricche in clinopirosseno (es. Malga Siromba), pirosseniti a granato (Val di Bresimo e Val di Clapa; HERZBERG *et alii*, 1977; TUMIATI *et alii*,

2003), pirosseniti a spinello trasposte entro le peridotiti (Monte Ometto; ROST & BRENNIS, 1978; MORTEN & OBATA, 1983; OBATA & MORTEN, 1987; SUSINI & MARTIN, 1996). I contatti tra le peridotiti e le rocce incassanti sono poco esposti o mascherati da vene di leucosoma e/o da piani di taglio fragile.

Le peridotiti possono essere a grana grossa con porfiroclasti centimetrici di granato e porfiroclasti di ortopirosseno e clinopirosseno con tipiche *kink bands* spesso sottolineate da granato sin-cinematico (OBATA & MORTEN, 1987). I porfiroclasti di ortopirosseno mostrano caratteristiche lamelle di essoluzione di granato ed anfibolo orientati secondo i piani cristallografici (100), il clinopirosseno essolve ortopirosseno, anfibolo, granato e minore spinello alluminoso. La composizione dei pirosseni primari, precedente l'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 piuttosto alluminosa e suggerisce elevate temperature di cristallizzazione (circa 1150-1450°C).

Le peridotiti mostrano differenti gradi di fertilità, caratteri isotopici variabili e un diverso grado di alterazione metasomatica, indicata dall'arricchimento in LILE (*large-ion lithophile elements*) e Terre Rare Leggere (LREE, *light rare-earth elements*) (BONDI *et alii*, 1992; GODARD *et alii*, 1996; RAMPONE & MORTEN, 2001). Nelle peridotiti della Cima Vedetta Alta (*Hochwart*) sono stati rinvenuti recentemente anche porfiroblasti di granato arricchiti in LREE e LILE (TUMIATI *et alii*, 2003).

1.1.2. - Unità del Tonale

Questa unità è relativamente poco estesa nel Foglio Rabbi. Affiora lungo il versante sinistro della Val di Clapa, lungo il versante orientale della Val di Rabbi tra Cima Zoccolo e Cima Tuatti, e nell'alta Val di Bresimo. È costituita da paragneiss di alto grado che includono ortogneiss, mataplit e metapegmatiti, marmi, rocce calc-silicatiche (fels), quarziti, anfiboliti ed epidiositi e peridotiti serpentinizzate (Cima Zoccolo).

Il litotipo dominante è un paragneiss di alto grado, a grana grossa, a plagioclasio, granato, sillimanite prismatica e K-feldspato (*Tonaleschiefer* di SALOMON, 1901), localmente migmatitico, retrocesso in gneiss a due miche con sillimanite fibrolitica (MARTIN *et alii*, 1998a). Dal punto di vista litologico e metamorfico quest'unità mostra una notevole analogia con il basamento cristallino della Scaglia del Passo dei Pastori costituito da scisti a granato e sillimanite, marmi e anfiboliti (BONSIGNORE *et alii*, 1969).

L'unità del Tonale mostra una storia deformativa polifasica con almeno due eventi deformativi pre-alpini in facies anfibolitica.

Il complesso gneissico dell'unità del Tonale è piuttosto monotono, con l'eccezione del settore occidentale dell'unità, al Passo Tonale, dove si osservano

ampie cerniere di pieghe isoclinali ettometriche che contengono serpentiniti con filoncelli, fels mafici, marmi impuri a bande, localmente mineralizzati a magnetite e pirite, che formano le dorsali di Punta Albiolo, Cima Redival, Cima Forzellina e Cima Boai (ANDREATTA, 1954; MENDUM, 1976; RONCHI, 1987; MARTIN *et alii*, 1991; MARTIN & PROSSER, 1993; MARCATO, 1995). Nell'area del Foglio Rabbi, questi tipi di rocce affiorano solo lungo il versante sud-occidentale di Cima Zoccolo, mentre marmi milonitici affiorano in alta Val di Bresimo.

L'età della scistosità regionale è varisica sulla base dell'età di raffreddamento (Rb-Sr) delle miche bianche di metapegmatiti trasposte negli gneiss del settore occidentale (GRAUERT & SOPTRAJANOVA, 1972; THÖNI, 1981).

1.2. - FALDA ORTLES-CAMPO

La Falda Ortles-Campo affiora nel massiccio dell'Ortles - Gran Zebrù - M. Cevedale (Fig. 6). In queste Note illustrative e nella legenda del Foglio Rabbi, la Falda Ortles-Campo non va confusa con la "Falda dell'Ortles" *Auct.*, costituita esclusivamente dalla sequenza mesozoica che affiora nel massiccio dell'Ortles e fa parte delle Dolomiti dell'Engadina (KAPPELER, 1938; POZZI & GIORGELLI, 1959; POZZI, 1965; PAREA, 1960; DÖSSEGER *et alii*, 1976, 1982; FÜRRE, 1985). La Falda dell'Ortles *Auct.* consisteva di sequenze costituite prevalentemente da Dolomia Principale (*Hauptdolomit*) e successioni carbonatiche di età giurassico-cretacea (KAPPELER, 1938; GELATI, & ALLASINAZ, 1964; GELATI, 1966; CARON *et alii*, 1982).

La Falda Ortles-Campo a cui si fa riferimento nel Foglio Rabbi è costituita esclusivamente da basamento cristallino di medio e basso grado (Mesozona ed Epizona di ANDREATTA) con abbondanti intercalazioni di quarziti, ortogneiss, anfiboliti e marmi che affiora al di sotto della Falda dell'Ortles *Auct.* nell'area compresa tra la Val Venosta e la Val di Sole. STAUB (1924) aveva attribuito questo basamento all'Austroalpino medio per analogie di tipo geometrico, litologico e metamorfico con il basamento cristallino di medio-basso grado privo di copertura sedimentaria che affiora nell'area della Cima di Campo fino alla Linea del Gallo, noto anche come basamento di Sesvenna (Falda di S-charl).

Nel contiguo Foglio 042 Malè questa falda è denominata Falda dell'Ortles ed è attribuita all'Austroalpino superiore (DAL PIAZ *et alii*, 2007).

Lungo la Linea dello Zebrù, che rappresenta la zona di contatto delle sequenze sedimentarie dell'Ortles con il basamento cristallino ("*Zebrù Bruchlinie*", HAMMER, 1908), affiorano scaglie di dolomie, brecce e gessi presumibilmente carnici (Raibl, alta Val Zebrù), arenarie e vulcaniti presunte permo-scitiche (BERRA & JADOUL, 1999), gneiss chiari e filladi (TOLMANN, 1987; CONTI, 1997), denominate "Scaglia di base" dai primi studiosi (SCHLAGINTWEIT, 1908; HAMMER, 1902, 1908a, 1908b; KAPPELER, 1938; HESS, 1953; POZZI, 1965; MARTINA, 1960).

La successione sedimentaria dell'Ortles, o Falda dell'Ortles *Auct.*, è sovra-

scorsa ad est dalla Falda Umbrail (*Umbrail-Chavallatsch Schuppenzone*, SCHMID, 1973), ad ovest dalla Falda di Quattervals e dalla Scaglia di Piz Terza (CONTI, 1997). La prima falda è composta da scaglie di basamento alternate a sedimenti norici e carnici, la seconda è costituita da successioni carbonatiche di età norica (BERRA & JADOUL, 1999).

La Falda Ortles-Campo deriva da un frammento di crosta superiore adriatica (o africana), costituito da varie unità di basamento metamorfico di medio e basso grado e scaglie di copertura permo-mesozoica scollate e appilate (DAL PIAZ G.B., 1936, 1942; HAMMER, 1908b, 1938; POZZI, 1965; MARTIN, 1978; ARGENTON *et alii*, 1980).

TRÜMPY & HACCARD (1969), TRÜMPY (1980), FROITZHEIM (1988) e SCHMID & HAAS (1989) avevano denominato in modo generico “Austroalpino Centrale” il complesso di tutte le falde di basamento e copertura ad ovest degli Alti Tauri, ivi comprese l’Ötztal, Campo, Languard, Tonale, Silvretta, Ortles, Quattervals, S-charl e Sesvenna.

Nell’area del Foglio Rabbi, attribuiamo alla Falda Ortles-Campo dall’alto verso il basso le seguenti unità tettono-metamorfiche:

- la “Scaglia dello Zebrù”;
- l’unità di Peio, ivi compresa un’estesa fascia di scisti retrocessi con evidente impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, noti in letteratura come “filloniti”, nella porzione sommitale (ANDREATTA, 1951, 1953, 1954);
- l’unità di Lasa.

Queste unità sono costituite da basamento cristallino e sono prive di sequenze di copertura sedimentaria.

Tuttavia, alcune sottili scaglie di rocce quarzitiche e carbonatiche associate alla zona di faglia di Peio a nord di Cima Stanga/*Kachelstubscheid* (ANDREATTA, 1948a) potrebbero essere interpretate come frammenti di copertura dell’unità di basamento di Peio.

Le carniole e i gessi che affiorano lungo la Linea del Madriccio possono derivare dalle parti basali della successione sedimentaria dell’Ortles (Falda dell’Ortles *Auct.*), trascinate tettonicamente entro la zona di faglia.

1.2.1. - Scaglia dello Zebrù

La “Scaglia dello Zebrù” è presente limitatamente al settore nord-occidentale del Foglio, nell’alta valle del Plima, nella Val Madriccio e lungo il versante destro della Valle Peder (tributaria sinistra della Val Martello). Affiora al tetto dell’unità di Peio e alla base della sequenza sedimentaria della Falda dell’Ortles *Auct.* (che affiora estesamente nella contigua alta Val Solda). Dal punto di vista litologico la Scaglia di Zebrù comprende filladi quarzifere con bande metrico-

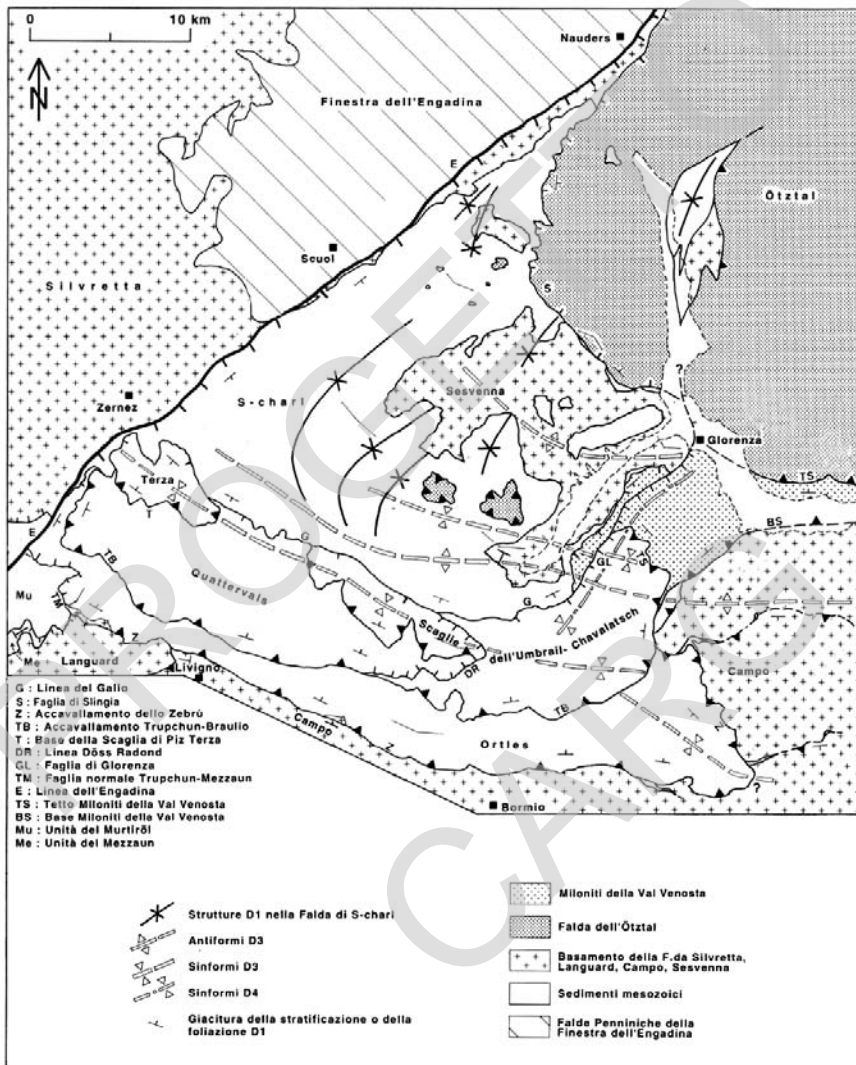


Fig. 6 - Schema tettonico della Falda Orles - Campo (FROITZHEIM et alii, 1994).

decametriche di cloritoscisti, sottili marmi, granitoidi pre-varisici con metamorfismo di facies scisti verdi di età varisica e sovrainpronta in facies di scisti verdi di età alpina (ARGENTON *et alii*, 1980; MAIR & PURTSCHELLER, 1996; AA.VV., 2002). Non sono presenti apofisi e dicchi pegmatitici di età permiana, che sono invece diffusi nell'unità di Peio e nell'unità di Lasa (**OGM_a**, **OGM_b**).

È delimitata da due faglie inverse (sovrascorrimenti) di età alpina: a letto la

Linea del Madriccio, a tetto la Linea dello Zebrù che convergono a ovest del Lago di Gioveretto. La Linea dello Zebrù è caratterizzata dalla presenza di miloniti e cataclasiti, mentre la Linea del Madriccio da scaglie di serpentiniti, gessi e carnioli (HAMMER 1908b; MARTIN & PROSSER, 1993). Le scaglie di serpentiniti associate alla faglia potrebbero forse derivare dalle unità ofiolitiche engadinesi riferibili all'oceano nord-penninico descritte da FROITHZEIM (1988).

1.2.2. - *Unità di Peio*

L'unità di Peio si estende nelle valli di Rabbi, Peio, de la Mare e Venezia, d'Ultimo e Martello; è delimitata dalla Linea di Peio a SE e affiora fino al versante destro della Val Venosta a nord. Il limite settentrionale è dato dalla larga fascia di miloniti che contraddistingue la Linea di Lasa tra l'alta Val di Lasa e la bassa Val Martello, in corrispondenza del limite del Foglio. Affiora nel Gruppo del Cevedale (Cime Forcola, Marmotta, Venezia e Croda Rossa), lungo la cresta Cima di Saent - Gioveretto - Cima di Tovo, nel Massiccio dell'Orecchia di Lepre - Guardia Alta in Val Martello, lungo il versante sinistro della Val d'Ultimo e nel fondovalle, alla Cima Sternai, lungo la cresta Monte dei Metalli-Collecchio e il versante destro dell'alta Val di Rabbi.

Quest'unità è costituita prevalentemente da rocce metamorfiche in facies anfibolitica di età varisica, con sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi. Si tratta di un complesso monotono di paragneiss quarzosi e micascisti con intercalazioni di anfiboliti, abbondanti ortogneiss, quarziti \pm feldspatiche e pochi marmi (affioranti in Val Martello).

Era stata denominata "Scisti di Peio" da HAMMER (1908b) e "basamento di mesozona" da ANDREATTA (1951a).

È intrusa da granitoidi pre-varisici (ortogneiss granodioritici dell'Angelo Grande e della C.ma Verdignana descritti in aree adiacenti a quella del Foglio Rabbi), tardo-varisici (permiani, come l'ortogneiss di Martello OGM e della Quaira OGQ) e terziari (come le quarzodioriti APF del Tof di Malè e del Lago Verde e frequenti filoni andesitici).

La porzione superiore dell'unità è caratterizzata dalla estesa presenza di rocce con marcata retrocessione alpina (indicati come micascisti retrocessi OME), già descritte da ANDREATTA come scisti fillonitici di meso-epizona. Queste rocce affiorano lungo la dorsale che separa la Val d'Ultimo dalla Val Martello, alla testata delle valli di Rabbi, Peio e d'Ultimo.

In Valle Peder (alta Val Martello) affiorano micascisti a staurolite con spesse intercalazioni di anfiboliti a granato (CANALE, 1987). Inoltre, in destra idrografica della Val Martello sono stati segnalati marmi a silicati di calcio in prossimità dei corpi intrusivi di Martello, presso il Laghetto Flim.

1.2.3. - Unità di Lasa

L'unità di Lasa affiora nella parte più settentrionale del Foglio in Valle di Lasa e bassa Val Martello. Costituisce l'elemento più profondo della Falda Ortles - Campo. Il limite meridionale è dato dalla Linea di Lasa, il bordo settentrionale è coperto dai depositi quaternari della Val Venosta.

L'unità di Lasa è costituita da alternanze a scala centimetrico-decimetrica di gneiss e micascisti a staurolite ("micascisti di Lasa"; SANDER & HAMMER, 1926), anfiboliti a granato e/o plagioclasio e marmi, già descritte da GREGNANIN & PICCIRILLO (1969) e da BAGGIO *et alii* (1971) nelle Note illustrative del Foglio Merano.

Quest'unità è caratterizzata da una sovraimpronta metamorfica in facies anfibolitica di età varisica, con dominante sovraimpronta in facies di scisti verdi di età alpina.

La gran parte dell'unità di Lasa ha subito un processo di intensa deformazione con milonitizzazione di larghe porzioni dell'intero ammasso e ricristallizzazione alpina molto pervasiva.

2. - MAGMATISMO PERMIANO

Il basamento del Foglio mostra evidenze di eventi magmatici sia pre-varisici che tardo-varisici (carbonifero-permiani e triassici), testimoniati dalla presenza di estesi plutoni quali l'ortogneiss del complesso di Cima Verdignana e dell'Angelo Grande nella Falda Ortles-Campo, dell'ortogneiss di Cima Binasia e della Valle Montechiesa nella Falda del Tonale e da numerose intercalazioni concordanti di piccole dimensioni di ortogneiss. La storia magmatica pre-alpina si è conclusa nel Triassico con l'infiltrazione di fluidi idrotermali lungo zone di faglia che hanno prodotto localmente fenomeni di metasomatosi.

Alcuni ortogneiss non sono datati e la loro età di intrusione è stata presunta in base ad analogia con altri corpi intrusivi datati.

Piccole apofisi granodioritiche e granitiche pre-varisiche affiorano nel basamento della Falda del Tonale alla Cima Binasia in alta Val di Non. La loro età d'intrusione e quella di riequilibrio metamorfica sono state calcolate su zirconi singoli (^{207}Pb - ^{206}Pb), la prima intorno a 470 Ma, la seconda intorno a 365 Ma (HAUZENBERGER *et alii*, 1996).

Il basamento della Falda Ortles-Campo include gli ortogneiss granodioritici del complesso magmatico della Cima Verdignana (Val de la Mare) datato all'Ordoviciano da DEL MORO (in FERRETTI-TORRICELLI, 1987) e il complesso di ortogneiss quarzodioritici dell'Angelo Grande (che affiora tra la Val Martello, la Val di Lasa e la Val Solda; Foglio Bormio) interpretato anch'esso come pre-varisico per analogia con il complesso magmatico di Cima Verdignana e Cima

Vallon (OMIg, Tavola 1:25.000 Peio; MARTIN *et alii*, 2006). Negli ortogneiss della Cima Verdignana le miche bianche, datate con metodo Rb-Sr su roccia totale e mica, hanno dato un'età metamorfica di 315 ± 5 Ma (DEL MORO, dati inediti). Numerosi filoni di composizione granodioritica, tonalitica e granitica, presumibilmente correlabili con l'intrusione della Cima Verdignana, sono trasposti entro il basamento della Falda Ortles-Campo.

Apofisi e dicchi di composizione trondhjemitica e granitica tagliano le strutture varisiche nel basamento della Falda del Tonale in alta Val di Non (unità d'Ultimo). L'intrusione è stata datata intorno a 330 Ma con il metodo Sm-Nd (DEL MORO *et alii*, 1999). Le datazioni sulle miche bianche delle trondhjemiti del circo del Monte Ometto hanno dato un'età di raffreddamento carbonifera di 302 ± 3 Ma (PENZO, 1996).

Ortogneiss granitici ricchi in quarzo affiorano in Val Montechiesa (unità del Tonale), in Val di Rabbi e in Val di Bresimo (unità d'Ultimo sud-occidentale). La loro età di intrusione non è nota; potrebbe trattarsi di intrusioni correlabili con quella delle trondhjemiti nel contiguo basamento di Ultimo oppure con quella delle pegmatiti datate al Permiano nel basamento del Passo Tonale (GRAUERT & SOPTRAJANOVA, 1972).

Un corpo di ortogneiss granitico esteso alcuni km² affiora in Val Martello (unità di Peio, Falda Ortles-Campo) dando origine a ripide pareti e canali. Comprende un corteo di apofisi granitiche minori, corpi filoniani, pegmatiti trasposte entro i micascisti (unità di Peio) con sviluppo locale di minerali di contatto quali granato, sillimanite e cordierite. L'intrusione è stata descritta per la prima volta da HAMMER (1906) ed è stata datata come permiana recentemente (274 ± 3 Ma su muscovite, Ar-Ar, BOCKEMÜHL, 1988; 276 ± 3 Ma su granato, Sm-Nd, MAIR & SCHUSTER, 2003). Anche il corpo granodioritico di dimensioni ettometriche che affiora in Val d'Ultimo nei dintorni del Lago Quaira è stato datato al Permiano inferiore (datazione di P. Tropper, Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Innsbruck per il progetto CARG, Foglio Rabbi).

Le intrusioni permiane si inseriscono in un quadro magmatico complesso che comprende le contigue intrusioni di Ivigna, Monte Croce e Bressanone, l'intensa attività vulcanica che ha dato luogo al Gruppo vulcanico Atesino e l'attività magmatica permo-triassica delle Dolomiti Trentine. Alcune datazioni ⁴⁰Ar-³⁹Ar su scapolite proveniente da leucosomi trondhjemitici dell'alta Val di Non hanno dato età comprese tra 251.6 ± 4.3 e 253.1 ± 3.3 Ma, indicando anche un'attività idrotermale triassica in questa area.

3. - MAGMATISMO TARDO - ALPINO

Il magmatismo alpino comprende tutte le intrusioni di composizione basica e intermedia che tagliano la pila di falde alpine, ivi incluse le falde austroalpine Tonale e Ortles-Campo, il basamento sudalpino e le coperture meso-cenozoiche delle Alpi Meridionali. Comprende eventi intrusivi da sin- a post- collisionali avvenuti durante il Terziario. In particolare le intrusioni che tagliano la pila delle falde alpine e lungo il Lineamento Periadriatico sono post-collisionali.

I primi studi sul magmatismo alpino sono stati fatti due secoli fa nelle Alpi orientali dai cartografi austriaci.

Alla fine dell'ottocento JULIUS PAYER (1872) aveva osservato che i filoni porfirici dell'alta Val Solda tagliavano tutte le strutture geologiche del massiccio dell'Ortles ed aveva concluso che essi erano le rocce più giovani dell'area. Nel 1879 STACHE & JOHN distinsero nella stessa area due tipi di filoni: le "Suldeniti" e le "Ortleriti" in base alla diversa composizione chimica (andesitica le prime e basaltica le seconde). Altri numerosi filoni e apofisi furono cartografati da ANDREATTA (1951) nel massiccio del Cevedale. Vari studi petrografici, mineralogici e geochimici sono stati eseguiti su queste rocce da parte di HAMMER (1903, 1908), KLEBELSBERG (1935), MINGUZZI (1940), ANDREATTA (1942, 1953, 1954), TOMASI (1950), GATTO *et alii* (1976), BECCALUVA *et alii* (1979, 1983), DAL PIAZ & MARTIN (1980), VENTURELLI *et alii* (1984), DAL PIAZ *et alii* (1988), PURTSCHELLER & MOGESSIE (1988) e MAIR (1991, 1995, 1998, 2002).

Sulla base di questi studi le intrusioni alpine sono state attribuite al "Sistema magmatico periadriatico" in accordo con quanto già proposto da SALOMON (1897), che comprende i plutoni del Bregaglia, il batolite dell'Adamello e altri plutoni intrusi lungo l'omonimo lineamento tettonico (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; LAUBSCHER, 1985; DAL PIAZ *et alii*, 1988; BIGI *et alii*, 1990; ALTHERR *et alii*, 1995). Questi plutoni hanno età oligocenica (32-30 Ma) e affinità calcalkalina. Quest'ultima è interpretata come dovuta a processi di fusione parziale di peridotiti di mantello anomalizzate da fluidi rilasciati da zone di subduzione di età alpina o più antiche e a processi di contaminazione crostale (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; VENTURELLI *et alii*, 1984; DAL PIAZ *et alii*, 1988; BIGI *et alii*, 1990, VON BLANCKENBURG & DAVIES, 1995).

Le intrusioni post-collisionali oligoceniche sono state facilitate in superficie dalla tettonica distensiva della crosta superiore dovuta al distacco della porzione litosferica dello *slab* alpino e alla risalita di astenosfera (DAL PIAZ & GOSSO, 1994; VON BLANCKENBURG & DAVIES, 1995). I fusi oligocenici di composizione calcalkalina, talora con tendenza alcalina (ricca in K, come ad esempio le quarzodioriti della Val d'Ultimo, DAL PIAZ *et alii*, 1988) si sono evoluti in camere magmatiche insediate nella crosta superiore attorno a 25 km di profondità, dove hanno subito processi di cristallizzazione frazionata e contaminazione crostale di

varia entità (ULMER *et alii*, 1985; ULMER, 1986; KAGAMI *et alii*, 1991; BLUNDY & SPARKS, 1992; MAIR 1998, 2002).

I corpi intrusivi maggiori nell'area del Foglio Rabbi e del contiguo Foglio Bormio (Falda Ortles-Campo) sono rappresentati dalle apofisi quarzodioritiche del Tof di Malè in Val de la Mare, del Lago Verde in Val d'Ultimo, dell'Alpe di Soy in Val Martello e del Gran Zebrù (Passo della Bottiglia) in alta Val Solda (Fig. 7). La profondità d'intrusione è stata dedotta da calcoli termobarometrici sulle rocce intrusive stesse e sulle rocce metamorfosate di contatto. Per l'apofisi del Gran Zebrù la profondità di intrusione stimata è dell'ordine di 6-7 km per temperature di circa 760°C (MAIR 1998, 2002); per l'apofisi del Lago Verde la profondità stimata è dell'ordine di 4,5 km per temperature di 650-700°C (SCHWIENBACHER *et alii*, 2007; SCHWIENBACHER, 2008). Questi dati suggeriscono che, nell'ipotesi che la Falda Ortles-Campo sia rimasta tettonicamente stabile dal momento delle intrusioni ad oggi, 4 -7 km di crosta siano stati esumati ed erosi in circa 30 Ma.

Nella Falda Ortles-Campo, numerosi filoni porfirici sono stati osservati sulla cresta Sternai in alta Val di Rabbi (CANALE, 1982) e nell'area del Giogo Nero-Collecchio in alta Val d'Ultimo (RIELLO, 1982). Alcuni filoni aplitici sono stati rilevati sul versante sinistro della Val d'Ultimo presso Alplaneralm (WERLING, 1992; VIOLA, 2000) e in Val Martello (PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988). L'andamento della maggior parte dei filoni della Falda Ortles-Campo è circa ENE-WSW, parallelo alla scistosità regionale; alcuni filoni hanno andamento NNE-SSW e solo raramente NNW-SSE (lamprofiro del Giogo Nero); essi sono intrusi in corrispondenza di sistemi di frattura ad alto angolo rispetto agli assi di piega regionali.

Nell'area della Falda del Tonale inclusa nel Foglio Rabbi non affiorano apofisi, ma sono stati segnalati alcuni filoni andesitici lungo la cresta Binasia in Val Lavazzè, lungo la dorsale di Serra Spinal in Val di Bresimo e in Val d'Ultimo. Spesso contengono inclusi di rocce gneissiche incassanti, frammenti di anfiboliti, metagabbri e peridotiti a spinello \pm granato (SUSINI & MARTIN, 1996). Essi, non essendo deformati, rappresentano un marker cronologico di prim'ordine confermando che, dopo la loro intrusione, non vi è stata alcuna deformazione regionale né duttile né fragile e che l'assetto strutturale generale non è cambiato nel tempo.

4. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESO-CENOZOICA (ALPI MERIDIONALI)

Nel settore sud-orientale del Foglio Rabbi, nella bassa Val di Bresimo, affiorano unità sudalpine delle Alpi Meridionali. Si tratta di formazioni sedimentarie di età triassica e del Cretaceo-superiore fino ad eocenica (formazione della Val d'Agola). In Val di Bresimo, queste unità non sono state oggetto di studi dettagliati a causa della loro limitata estensione e modesto spessore. Per maggiori informazioni si

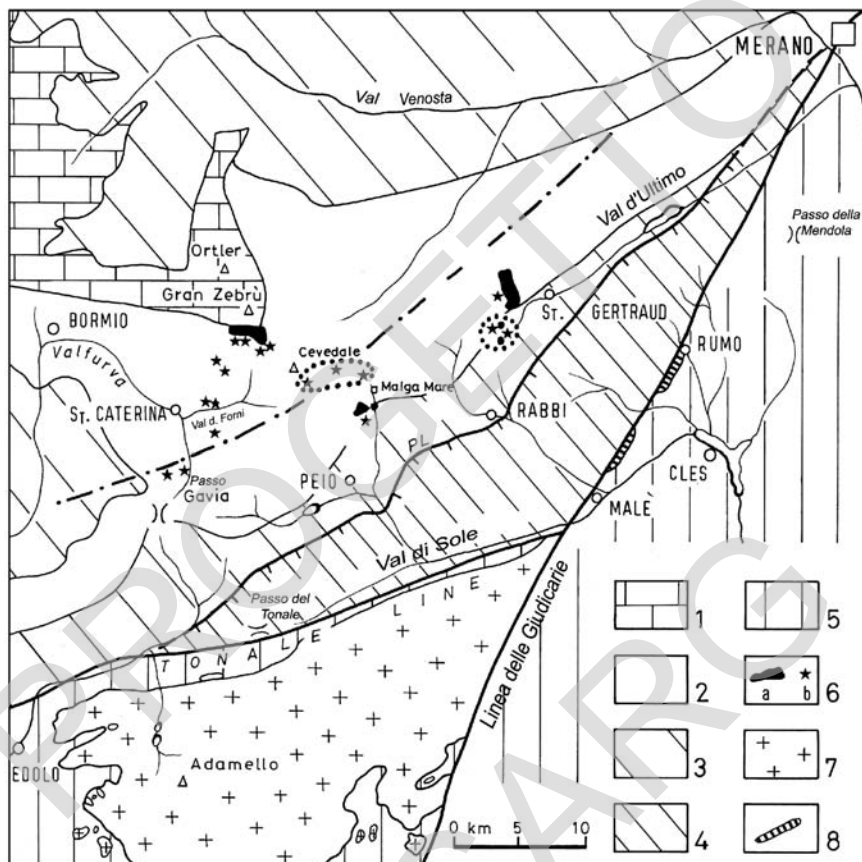


Fig. 7 - Mappa schematica del basamento austroalpino nel Trentino occidentale tra Edolo e Merano e delle manifestazioni magmatiche terziarie (DAL PIAZ et alii, 1988). 1) Sequenze sedimentarie della Falda dell'Ortles Auct.. 2) Filladi e micascisti retrocessi di meso-epizona, secondo la definizione di ANDREATTA (1954). 3) Micascisti e paragneiss della Falda Ortles-Campo. 4) Paragneiss e altre litologie della Falda del Tonale. 5) Basamento e sequenze sedimentarie delle Alpi Meridionali. 6) Plutoni (a) e filoni (b) terziari. 7) Batolite dell'Adamello. 8) Scaglie tonalitiche di Rumo e Samoclevo lungo la faglia delle Giudicarie Nord.

rimanda alle Note Illustrative della Tavola 1:25.000 Fondo (AVANZINI et alii, 2002).

In generale, lo spessore delle sequenze mesozoiche del settore situato tra la Val d'Adige e la zona delle Giudicarie è ridotto, in quanto queste hanno avuto origine in un'area di transizione tra il Bacino Lombardo e le Dolomiti Occidentali del paleo-margine adriatico (ITALIAN IGCP 20 GROUP, 1986).

La successione sedimentaria comprende anche depositi di *flysch* sin-orogenici di età Cretaceo superiore-eocenica depositisi lungo il paleo-margine

(CASTELLARIN & FERRARI, 1972; CASTELLARIN *et alii*, 1976; CASTELLARIN, 1977). Questi affiorano estesamente in corrispondenza della Val di Non e della Val Meledrio (Foglio Malè; DAL PIAZ *et alii*, 2007).

La maggior parte degli studi esistenti è focalizzata sulle caratteristiche strutturali della Linea delle Giudicarie lungo la quale in epoca alpina i terreni metamorfici dell'Austroalpino sono sovrascorsi sui terreni sedimentari del Sudalpino (SANTINI & MARTIN, 1988).

5. - TETTONICA ALPINA

Le unità austroalpine che affiorano nell'area del Foglio 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.

L'assetto tettonico del sistema austroalpino è dovuto a due eventi deformativi principali che si sono succeduti nel Cretaceo (eo-alpini), e ad eventi deformativi terziari connessi con la formazione della catena neo-alpina.

L'assetto strutturale dell'area compresa nel Foglio Rabbi è stato influenzato dall'andamento: (i) dei sovrascorrimenti eo-alpini e delle grandi pieghe isoclinali che hanno deformato e trasposto la scistosità pre-alpina (definita come S_2 in Valle di Cedec e di Peio in base al rinvenimento di S_1 relitte entro S_2 ; ARGENTON *et alii*, 1980) dando luogo, seppure localmente, ad una scistosità di piano assiale ($S_3 = S$ alpina) mimetica sulla scistosità S_2 pre-alpina sottolineata da cloritoidi, sericite, clorite, albite, biotite e granato, (ii) delle ondulazioni neo-alpine terziarie ad assi orientati NE-SW che hanno ripiegato le scistosità S_2 e S_3 , (iii) del sovrascorrimento della falda austroalpina del Tonale sulle coperture meso-cenozoiche sudalpine lungo la Linea delle Giudicarie Nord e (iv) dall'andamento delle faglie alpine.

I piani di taglio maggiori (faglie di Peio, Rumo, Slingia, Madriccio, Zembrù) presenti entro il Sistema austroalpino, hanno agito ora come faglie compressive nel corso della collisione alpina, ora come faglie distensive durante il processo di esumazione.

5.1. - DEFORMAZIONE EO-ALPINA

La deformazione eo-alpina comprende tutti gli eventi compressivi/transpressivi e distensivi/transtensivi che hanno prodotto il prisma orogenico alpino a spese di porzioni di basamento e copertura del margine adriatico e di rocce oceaniche.

Il primo evento alpino (eo-alpino) è caratterizzato da sovrascorrimenti con vergenza verso W-WNW del basamento austroalpino orientale (di origine adriatica) durante il Cretaceo (SCHMID & HAAS, 1989). Questi hanno prodotto la

sovrapposizione di porzioni di crosta profonda (basamento di alto grado della Falda del Tonale), su porzioni di crosta di grado medio-basso (Austroalpino medio o Austroalpino inferiore *Auct.*) e hanno deformato i settori più orientali dell'austroalpino (età: 130-100 Ma) e progressivamente i settori più occidentali come l'area dei Grigioni (età: 100-75 Ma; THÖNI, 1981). L'avanzare della deformazione verso occidente è dimostrato dal sovrascorrimento dell'Austroalpino inferiore (unità Err) sulla Falda Platta intorno a 100 Ma (Albiano) (THÖNI, 1986). Contemporaneamente, lungo la Val Venosta, aveva inizio l'attività transpressiva sinistra della faglia di Slingia (THÖNI & HOINKES, 1987).

Procedendo da est verso ovest, i sovrascorrimenti hanno prodotto le prime torbiditi terrigene in area austroalpina (*flysch* di Gosau) ed in area sudalpina la formazione della Val d'Agola o *flysch* insubrico di età Turoniano-Maastrichtiano (CASTELLARIN, 1976); il *flysch* lombardo di età Cenomaniano superiore-Campaniano (BERNOULLI & WINKLER, 1990); il *flysch* insubrico di età Cretaceo superiore-Eocene medio (CASTELLARIN, 1972); i depositi clastici precoci della falda Platta (sequenze di età Aptiano-Albiano, 110-96 Ma) e dell'Ortles (età Turoniano medio, circa 90 Ma; CARON *et alii*, 1982). I depositi dell'Ortles sono stati successivamente deformati nel corso dei sovrascorrimenti ovest-vergenti della prima fase (D1) denominata Trupchum e datata tra 100 e 80 Ma da FROITZHEIM *et alii* (1994) (Fig. 6).

Il secondo evento eo-alpino è caratterizzato da una generalizzata distensione con sviluppo di faglie normali E- e ESE-vergenti che tagliarono 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 sono esempi di questa tettonica estensionale verificatasi tra il Cretaceo superiore (MÜLLER *et alii*, 1997b: età Ar-Ar di 70-80 Ma su pseudotachiliti) e l'Eocene (MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992). La tettonica estensionale nell'Austroalpino superiore è correlata con la formazione del bacino flyschoide Kainch Gosau nell'area delle Alpi Calcaree Settentrionali durante il Santoniano superiore-Maastrichtiano (NEUBAUER *et alii*, 1995).

È interessante osservare che, mentre il primo evento eo-alpino ha avuto ampia estensione spaziale ed ha coinvolto sia il margine adriatico da cui hanno avuto origine le falde austroalpine che il prisma orogenico in formazione, il secondo evento eo-alpino è peculiare del prisma orogenico, ovvero della catena in formazione costituita dalla pila di falde alpine.

5.2. – TETTONICA NEO-ALPINA

Nella pila di falde austroalpine la tettonica neo-alpina terziaria ha prodotto:

- (i) sovrascorrimenti nord-vergenti (es., il sovrascorrimento di Cima Grande, al margine settentrionale della Falda del Tonale; ANDREATTA, 1948; MARTIN *et alii*, 1991; ZAMBOTTI, 1995), di età eocenica (37 Ma; età Ar-Ar calcolata su pseudotachiliti prossime al piano di sovrascorrimento; MÜLLER *et alii*, 1997b).
- (ii) formazione di pieghe ettometrico-chilometriche ad asse circa E-W (es., le pieghe dell'Ortles-Gran Zebrù), che hanno riattivato le strutture eo-alpine sia compressive che estensionali. Questa fase è stata denominata Blaisun da FROITZHEIM *et alii* (1994) ed indicata come la fase D3. Le Linee di Zebrù e di Lasa si sono attivate in questo contesto cinematico.
- (iii) Ripresa della deformazione estensionale entro il basamento austroalpino con intrusione di apofisi e filoni, durante l'Oligocene inferiore e medio (MAIR, 1998).
- (iiii) Contemporaneo sviluppo, nel settore meridionale dell'Austroalpino, di faglie traspressive sud-vergenti di età oligocenica come localmente la faglia del Tonale (MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000) e la faglia delle Giudicarie Nord (PROSSER, 1990), responsabili di nuovi raccorciamenti in senso N-S. Nella letteratura svizzera questa fase deformativa venne indicata come fase Turba o D4. La deformazione è continuata con riattivazioni traspressive sinistre e compressive di età Miocene medio-superiore lungo la faglia delle Giudicarie Nord (PROSSER, 1992; MARTIN *et alii*, 1993; MARTIN *et alii*, 1998b; FELLIN *et alii*, 2002) ed altre faglie presenti al tetto del sistema delle Giudicarie, con sviluppo della caratteristica struttura SE-vergente della Falda del Tonale.

Le pieghe, i sovrascorrimenti alpini più antichi, le faglie estensionali del Cretaceo superiore-Paleocene, (es. faglia di Peio), le pieghe terziarie, la linea dello Zebrù (MARTIN, 1978; CONTI *et alii*, 1994; MAIR, 1998) sono tagliate dalle intrusioni quarzodioritiche del Passo della Bottiglia, della Cima Pale Rosse e della Cima Miniera (32-30 Ma; datazioni Rb-Sr su biotite, DAL PIAZ *et alii*, 1988; MAIR, 1998) e da filoni di composizione andesitica e basica oligocenici (MINGUZZI, 1940; TOMASI, 1956; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992).

Le principali faglie pre-oligoceniche dell'area del Foglio sono le faglie di Peio, Rumo, Zebrù, Madriccio e Lasa. La faglia di Peio rappresenta il contatto tettonico tra le Falde del Tonale e Ortles-Campo (THÖNI, 1981); è caratterizzata dalla presenza di miloniti e pseudotachiliti che testimoniano un'attività transtensiva sinistra duttile e fragile nel Cretaceo superiore, cioè quando il prisma orogenico era in formazione (MARTIN *et alii*, 1991; MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000).

Nell'Eocene questa faglia è stata riattivata come un sovrascorrimento nord-vergente (sovrascorrimento di Cima Grande). Le successive fasi deformative hanno trasformato la zona di faglia in una fascia di cataclasiti incoesive di oltre 100 m di spessore (MARTIN *et alii*, 1991). La faglia di Rumo è un orizzonte di deformazione duttile attivo nel Paleocene inferiore come transtensiva destra, probabilmente connessa con la deformazione della faglia di Peio (PROSSER, 1992; MÜLLER, 1998). Le faglie di Zebrù e Madriccio hanno registrato un'evoluzione duttile transpressiva nel Cretaceo superiore con senso di movimento verso WSW e sono state riattivate nel corso dell'Eocene come sovrascorrimenti nord-vergenti. Anche la faglia di Lasa mostra evidenze di un movimento compressivo nord-vergente di età alpina (l'età non è ancora ben definita).

La deformazione alpina posteriore al magmatismo oligocenico è ben documentata nelle Alpi Meridionali dove sono state riconosciute tre fasi deformative caratterizzate da una direzione di massima compressione che è variata nel tempo da NW (Oligocene superiore-Miocene inferiore), a NNW (Miocene medio) ed infine a WNW (Miocene superiore; CASTELLARIN *et alii*, 1992; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000; CASTELLARIN *et alii*, 2005).

Nell'area del Foglio Rabbi la deformazione post oligocenica è stata riscontrata lungo la Linea delle Giudicarie Nord. Quest'ultima costituisce un importante sistema lungo il quale, durante il Neogene, si è concentrata la deformazione dovuta alla 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). La faglia delle Giudicarie Nord ha agito come faglia trascorrente destra prima dell'Oligocene (PROSSER, 1998, 2000), come transpressiva sinistra nel Miocene medio (LAUBSCHER, 1988; PROSSER, 1990; 1998, 2000; RATSCHBACHER *et alii*, 1991), come un sovrascorrimento ESE - vergente nel Miocene superiore (CASTELLARIN *et alii*, 1992), compatibilmente con la direzione di massima compressione.

PROGETTO
CARGO

IV - STRATIGRAFIA

1. - SISTEMA AUSTROALPINO

1.1. - FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale (“Zona del Tonale” *Auct.*) affiora nella porzione più meridionale del foglio ed è delimitata dalle faglie del Tonale a sud (non in carta), di Peio a nord, delle Giudicarie Nord ad est. Costituisce la falda sommitale della pila di falde alpine ad ovest di Merano. In particolare l’unità d’Ultimo, che è parte della Falda del Tonale, rappresenta l’unità tettono-metamorfica strutturalmente più elevata e con impronta metamorfica alpina riconoscibile esclusivamente lungo le zone di taglio.

1.1.1. - *Unità d’Ultimo*

Affiora in Val Lavazzè, alla testata della Val di Bresimo, lungo il versante destro della Val Montechiesa, Val Monte d’Ora e nella Valle Nera, fino al fondovalle della Val d’Ultimo. È costituita in modo predominante da gneiss a grana medio - fine, localmente milonitici (**TUG**), che localmente includono lenti di anfiboliti con relitti di eclogiti (**TUA**), ortogneiss (**TUO**) e peridotiti ± serpentinite (**TUD**), e da una fascia di micascisti e gneiss a due miche (**TUN**) presumibilmente derivati per retrocessione dagli gneiss di alto grado **TUG**. A nord della faglia di Rumo diventano predominanti le migmatiti o gneiss stromatici (**TUG_b**) con locali *pods* trondhjemitici e tonalitici (**TUG_c**) a cui sono associate peridotiti a granato (**TUD**, indistinte) e anfiboliti prive di relitti eclogitici.

Paragneiss a granato e cianite (**TUG**)

Affiorano in Val di Bresimo, sia a nord che a sud della linea di Rumo, in una ristretta area tra Cima delle Mandrie e Cima Lainert lungo il versante occidentale e orientale della Val di Bresimo, fino alla Val Lavazzè.

Si tratta di gneiss di medio-alto grado, a grana variabile con biotite, muscovite, granato e cianite riconoscibili macroscopicamente, talora a sillimanite fibrolitica. Lungo il versante orientale della Val di Bresimo sono stati osservati: (i) gneiss a grana grossa, con granati di dimensioni centimetriche e abbondante biotite; (ii) gneiss a grana fine e tessitura milonitica; (iii) gneiss a grana media con letti leuco- e melanocratici di spessore millimetrico, indice di 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*, 1998a).

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 indicata dalla presenza di abbondante clorite e sericite. Affiorano lungo il versante sud della Val di Bresimo, tra Cima Mandrie e Cima Lainert, tra Malga Preghena e Cima Zoccolo e lungo il versante nord della valle. Gli gneiss che affiorano tra il Passo Binasia e Cima Binasia e tra il Passo di Val Clapa e Cima Binasia mostrano una graduale transizione da paragneiss a cianite-granato, a paragneiss a cianite e sillimanite e infine a paragneiss a sillimanite.

I paragneiss a granato e cianite passano gradualmente a migmatiti stromatiche (**TUG_b**) e questo passaggio è osservabile in Val Lavazzè, in Val Monte d'Ora lungo il sentiero che sale a Malga Siromba a q. 2010 m, alla testata della Val Nera fino alla Cima Lavazzè a q. 2240 m e nel circo *Samerberg*.

Gli gneiss a grana fine e marcata foliazione (S_1) corrispondono agli "gneiss blastomilonitici" descritti da vari autori (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a) caratterizzati da *ribbons* di quarzo. Questi formano una banda larga circa 300-500 m lungo la cresta *Samerberg* che separa l'alta Val Lavazzè dalla Val Nera dove affiorano lenti di anfiboliti con relitti eclogitici. Questa fascia milonitica verosimilmente paleozoica è divenuta successivamente sede di deformazione duttile e fragile durante la storia alpina quando si è attivata la Linea di Rumo.

I minerali fondamentali di queste rocce sono: quarzo, biotite, plagioclasio, muscovite, granato, cianite \pm feldspato potassico. Accessori: apatite, zircone, tormalina, margarite e rutilo; minerali secondari di alterazione: clorite, saussurite e sericite.

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-cinemati-

ci rispetto alla foliazione principale e talora includono biotite e rara mica bianca.

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

Migmatiti stromatiche (TUG_b)

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 e rutilo (Fig. 8a, b). Il feldspato potassico e il plagioclasio formano porfiroclasti nella porzione leuocratica della roccia.

Affiorano nella Val Lavazzè intorno a Malga Masa Murada, al Lago Poinella, lungo la cresta Samerberg e nel circo di Cima Binasia, a nord della Linea di Rumo (BONANI, 1994).

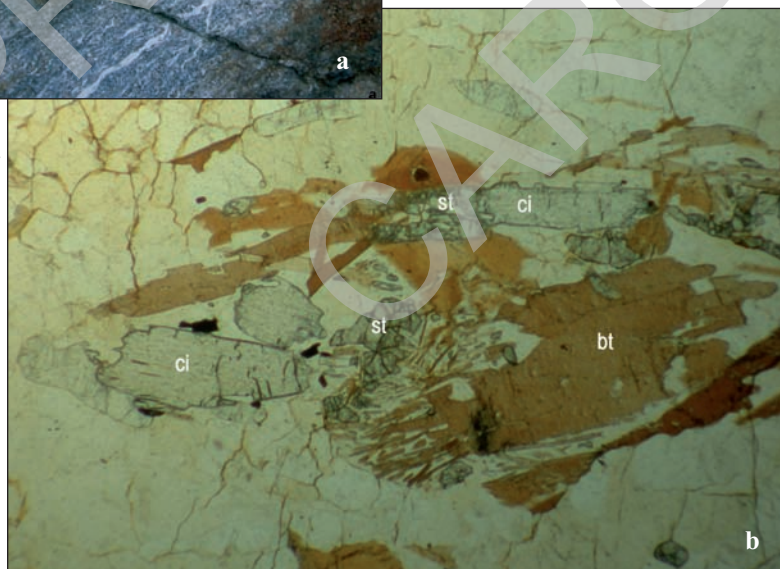


Fig. 8 - a) Migmatite stromatica con bande millimetriche a plagioclasio e quarzo e bande a biotite, cianite, granato e rutilo dell'alta Val di Lavazzè. b) Microstruttura di una migmatite stromatica.

Legenda: ci: cianite, bt: biotite, st: staurolite (larghezza della foto: 3 mm).

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

In tutta l'area, ivi compreso il versante destro della Val di Clapa, le migmatiti stromatiche includono lenti ultramafiche tra cui le peridotiti a granato (Fig. 9).

Le migmatiti stromatiche possono mostrare presenza di plagioclasio anche nelle porzioni restitiche, a causa di infiltrazioni di magma trondhjemitico avvenute in condizioni da sin- a post- migmatizzazione.

Analogamente ai paragneiss a granato e cianite (**TUG**), anche le migmatiti stromatiche conservano talora lungo la scistosità regionale le tracce del processo di deformazione in facies eclogitica. Tuttavia, rispetto ai paragneiss **TUG**, le migmatiti mostrano di aver subito un processo di fusione parziale e 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 giunti tripli.

Nonostante il processo di fusione parziale, si possono ancora 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 progradata conservati esclusivamente entro cristalli di cianite e/o granato.



Fig. 9 - Migmatiti stromatiche con lenti di rocce ultramafiche anfibolitizzate in prossimità di una lente plurimetrica di peridotite a granato, nel circo a SW del Lago Binasia.

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, Cima della Siromba, Cima degli Olmi). Formano *pods* da metrici a decimetrici, spesso assumono un assetto filoniano e tagliano la scistosità S_1 . Sono riconoscibili a distanza perché costituiscono distinte chiazze e fasce chiare entro le migmatiti stromatiche.

La paragenesi è costituita da dominante plagioclasio sodico in grandi cristalli idiomorfi, granato, \pm biotite, talora \pm mica bianca e \pm cianite. La composizione di queste rocce è generalmente trondhjemitica, ma diventa localmente tonalitica quando i leucosomi reagiscono metasomaticamente con rocce femiche (es., anfiboliti, eclogiti retrocesse; DEL MORO *et alii*, 1999). Alcuni filoni hanno talora composizione granitica.

L'affioramento tipico degli gneiss tonalitici è presso la Malga Manzara, nel Circo *Samerberg* (PENZO, 1996). Altri affioramenti sono stati cartografati nei pressi del Lago Poinella in Val Lavazzè e lungo la cresta Binasia (Val di Bresimo). Le migmatiti ad anfibolo presso la Malga Manzara sono caratterizzate inoltre dalla presenza di scapolite cristallizzata successivamente (Trias, LAURENZI *et alii*, 2002) a spese del plagioclasio delle infiltrazioni di magma trondhjemitico (DEL MORO *et alii*, 1999).

Le migmatiti nebulitiche sono abbondanti lungo le creste, in particolare alla Cima degli Olmi, Cima Lavazzè e Cima Stubele, lungo la cresta che da Cima degli Olmi si congiunge, verso nordest, con la Vedetta Alta (GODARD *et alii*, 1996). Localmente corpi restitici a granato e cianite di dimensioni metrico-plurimetriche sono associati a queste rocce leucocratiche (circo *Samerberg*, Cima Lavazzè).

I *pods* e i filoni trondhjemitici intrusi entro le migmatiti stromatiche sono deformati e trasposti entro una foliazione successiva (S_2) e sono riconoscibili solo localmente.

Numerosi filoni leucocratici e pegmatitici tagliano gli gneiss stromatici nel circo del Monte Ometto, a sud della cresta *Samerberg* orientale. In Val di Bresimo lenti di composizione leucogranitica e spessore metrico affiorano in prossimità delle peridotiti a granato circa 300 m ad est del Passo di Val Clapa. Questi filoni e lenti leucocratiche mostrano rapporti di concordanza con gli gneiss stromatici (**TUG_b**) circostanti, tuttavia essi mostrano una foliazione interna poco evidente.

Alcuni corpi restitici di dimensione metrico-decametrica, di colore rossastro, affiorano alla testata del circo *Samerberg* a nord di Malga Manzara, alla base di Cima degli Olmi, sul fianco destro dell'Alpe di Val a q. 2225 m (VIOLA, 1995; PENZO, 1996). Essi sono associati alle rocce leucocratiche di composizione trondhjemitica (**TUG_c**).

Nonostante la contiguità tra le trondhjemiti e le restiti, non è stata ancora completamente dimostrata la relazione genetica tra questi due tipi di rocce (DEL MORO *et alii*, 1999). I corpi restitici sono costituiti da granato e cianite in modo predominante, cui si aggiungono quarzo, biotite, staurolite (a spese della cianite), talora epidoto. Tra i minerali accessori sono abbondanti il rutilo e i solfuri.

Talora anche nelle migmatiti stromatiche si osservano lenti decimetrico-centimetriche di restiti a cianite, quarzo, granato, rutilo \pm biotite.

La composizione chimica delle lenti restitiche associate alle migmatiti stromatiche è caratterizzata da un elevato contenuto di Al; questa composizione è diversa da quella dei corpi restitici associati alle trondhjemiti, caratterizzati invece da elevati contenuti in Mg e Fe (DEL MORO *et alii*, 1999).

Anche i corpi restitici mostrano infiltrazioni di magma leucocratico di composizione trondhjemitica.

Le restiti sono indicate nella carta geologica con un asterisco.

Paragneiss a due miche (TUN)

Paragneiss e micascisti grigi o di color ruggine, a grana fine, con evidente scistosità piano-parallela, definita da biotite, mica bianca e clorite, ricchi in grafite e tormalina affiorano a SW del Monte Pin e sul versante opposto della Val di Bresimo tra Cima Candei e Cima Parol e lungo il versante destro della media Val d'Ultimo.

Oltre alle miche, l'associazione mineralogica comprende relitti di K-feldspato sostituiti da albite e microclino.

Si tratta di rocce estremamente retrocesse che, a differenza dell'area contigua (Foglio Appiano, AVANZINI *et alii*, 2007), non contengono alcun minerale significativo. Passano gradualmente alle migmatiti stromatiche di cui potrebbero rappresentare il termine retrocesso.

Ortogneiss (TUO)

Ortogneiss occhiadini di composizione da granitica a leucogranitica costituiscono piccole lenti e un grande corpo ettometrico che si sviluppa a sud-est della Linea di Rumo attraverso la Val di Bresimo, dalla Val Lavazzè ad est al versante sinistro della Val Zambuga a ovest, entro i paragneiss (TUG) a granato e cianite \pm sillimanite (ANDREATTA, 1935). Si tratta di rocce a grana medio-fine con abbondante mica bianca la cui età di intrusione non è nota.

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 verde intenso di clorite. Verso la terminazione

occidentale del corpo ortogneissico si osserva un aumento della grana che diviene quasi pegmatoide.

Alla testata della Val Lavazzè affiorano alcune lenti plurimetriche di ortogneiss con composizione tonalitica con inclusi femici microgranulari zonati a corindone, epidoto, sillimanite, staurolite e margarite (GODARD *et alii*, 1996), e lenti di ortogneiss granitici talora con struttura pegmatitica. Questi corpi sono stati datati da HAUZENBERG *et alii* (1993, 1996) che ha ottenuto un'età di intrusione pre-varisica e un'età metamorfica varisica (si veda il paragrafo 1.1.1).

Anfiboliti (TUA)

Lenti decimetrico-metriche di anfiboliti sono presenti nei pressi del passo *Samer* (circo *Samerberg*), nel circo *Walschgruben* e in Val Lavazzè entro migmatiti stromatiche. Lenti di anfiboliti affiorano entro paragneiss a due miche anche sul versante meridionale del Monte Pin, a monte del Castello d'Altavardia.

Nel primo caso si tratta di rocce a grana variabile, con struttura massiccia. I minerali fondamentali sono: anfibolo, granato, plagioclasio calcico, epidoto \pm quarzo \pm biotite e \pm clinopirosseno, i minerali accessori sono il rutilo preservato entro ilmenite, titanite \pm margarite \pm clorite ed apatite. Il granato è presente in individui millimetrici rosati distribuiti omogeneamente nella matrice ad anfibolo verde scuro (pargasite) e plagioclasio.

Alcune lenti maggiori entro gneiss stromatici, campionate nei pressi del Passo *Samerberg*, a q. 2420 m, e in Valle Nera includono relitti eclogitici di colore verde marcio a grana fine a clinopirosseno sodico (contenuto in giadeite: 37 - 18%), granato (piropo fino a 38%), quarzo, rutilo, anfibolo pargasitico e plagioclasio (An 13%) e abbondante apatite (Fig. 10). Il clinopirosseno sodico è sostituito da simplettiti di anfibolo, plagioclasio e/o clinopirosseno diopsidico a loro volta sostituite da orneblenda verde (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a). Un campione di eclogite raccolto alla testata della Valle Nera, 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 **TUG_b**, delle metabasiti eclogitiche. Generalmente nella zona di contatto tra lenti femiche e rocce leucocratiche di composizione trondhjemitica sono presenti bande di composizione tonalitica di spessore variabile (cm-dm) (MARTIN *et alii*, 1998a).

Nel secondo caso, si tratta di anfiboliti a grana fine, di composizione toleitica (BARGOSSO & MORTEN, 1979) con tipica struttura a bande di epidoto alternate a bande di anfibolo. Queste affiorano estesamente sulle pendici del Monte Pin,

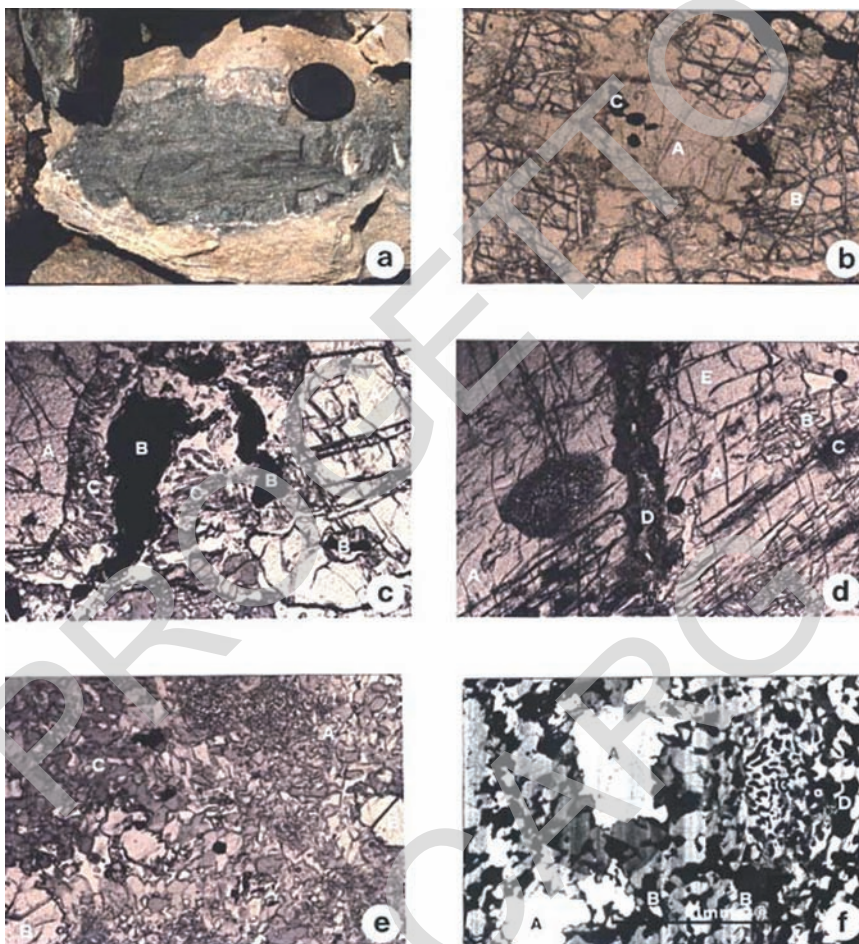


Fig. 10 - a) Lente eclogitica al Passo Samerberg, in alta Val di Non; b) microstruttura di eclogite inclusa in migmatiti stromatiche presso Malga Manzara (alta Val di Non). c, d, e, f) Microstrutture di un eclogite della Val Monte d'Ora (GODARD et alii, 1996) (200 m ENE di Samerberg). c) Eclogite retrocessa con granato porfiroclastico con corona interna di anfibolo + plagioclasio e ilmenite. A: granato; B: ilmenite; C: simplettiti ad anfibolo + plagioclasio. Larghezza della foto: 0,5 mm; luce polarizzata. d) Eclogite retrocessa con relitti di onfacite (Jd_{37}) corrosa da simplettiti a clinopirosseno + plagioclasio; A: onfacite; B: simplettiti a clinopirosseno + plagioclasio a grana grossa; C: simplettiti a clinopirosseno + plagioclasio a grana fina; D: simplettiti lungo fratture post-eclogitiche; E: granato. Larghezza della foto: 0,5 mm; luce polarizzata. e) Simplettiti derivate da onfacite; A: simplettiti a clinopirosseno + plagioclasio; B: granato; C: simplettiti ad anfibolo + plagioclasio. Larghezza della foto: 1,5 mm; luce polarizzata. f) simplettiti su onfacite. A) granato corrosa (grigio chiaro); B) rutilo (bianco); C) simplettiti a clinopirosseno (grigio) + plagioclasio (scuro); D) simplettiti ad anfibolo (grigio) + plagioclasio (scuro). Larghezza della foto: 2 mm; immagine ottenuta da elettroni elettrodiffusi.

dove sono stati osservati tre tipi di anfiboliti: gneiss anfibolici, anfiboliti s.s. e anfiboliti melanocratiche. Queste ultime sono a grana grossa con porfiroblasti di anfibolo subeudrale tali da conferire alla roccia una struttura nematoblastica eterogranulare (MORTEN *et alii*, 1976/1977).

Peridotiti (TUD)

Generalmente le peridotiti si presentano in corpi lenticolari di varie dimensioni distribuiti principalmente al limite tra le migmatiti stromatiche (TUG_b) e le soprastanti migmatiti nebulitiche (TUG_c). Gli affioramenti hanno dimensioni da metriche a ettometriche. La foliazione delle peridotiti è a grande scala 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 sempre tettonizzato.

Peridotiti a granato affiorano qualche centinaio di metri a est di Passo di Val Clapa sopra la Malga Campivel di sopra (q. 2320 m), in alta Val Lavazzè presso il Lago Binasia, in Val Monte d'Ora presso la Malga Siromba, in Val di Bresimo e in Val di Non (presso le rovine di Malga *Samerberg*).

In Val Monte d'Ora, Val di Clapa e a *Samerberg* le peridotiti includono filoncelli decimetrico-centimetrici di pirosseniti a granato, trasposte e/o ripiegate (Fig. 11a).

In Val di Bresimo, le peridotiti a granato affiorano sul versante sinistro entro le migmatiti stromatiche (TUG_b), mentre peridotiti tettonitiche a spinello di composizione harzburgitica serpentizzate affiorano lungo il versante destro entro i paragneiss a sillimanite (Cima Zoccolo, presso Malga Preghena). Queste ultime sono tagliate da numerose vene di serpentino, antofillite e talco.

L'associazione mineralogica e la grana delle peridotiti sono variabili a seconda del grado di retrocessione e dell'intensità della deformazione subita successivamente al picco metamorfico.

Macroscopicamente le peridotiti mostrano strutture deformative duttili (Fig. 11b) alla scala decimetrico-metrica e pieghe aperte ed isoclinali (Malga Siromba, Val Monte d'Ora).

Al microscopio le peridotiti a granato possono mostrare bande a differente contenuto modale in clinopirosseno, ortopirosseno e granato parallele alla foliazione, microstrutture equigranulari sottolineate da olivina con rari porfiroclasti di pirosseni e granato e blasti di granato di dimensioni fino a centimetriche, tipiche microstrutture *kink* dei clinopirosseni con cerniera sottolineata dal granato (Iherzoliti di Malga Siromba); microstruttura a grana grossa porfiroclastica (OBATA & MORTEN, 1987). I clinopirosseni mostrano lamelle di essoluzione di granato ed anfibolo secondo i piani cristallografici (100).

Le peridotiti mostrano composizione mineralogica variabile da Iherzolitica



Fig. 11 - a) Filone di websterite a granato trasposto entro peridotiti a spinello ed anfibolo (versante sinistro della Val di Bresimo). b) Peridotiti a granato a grana grossa con struttura porfiroclastica circondate da peridotiti a grana fine milonitiche nel circo a SW del Lago Binasia in Val Clapa.

(peridotiti fertili) a dunitica (peridotiti restitiche ad olivina dominante), diversi caratteri isotopici (PETRINI & MORTEN, 1993) e grado variabile di alterazione metasomatica, indicata dall'arricchimento in elementi volatili (LILE) e terre rare leggere (LREE) contenuti in 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 della Vedetta Alta (Fig. 12 a, b) (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005).

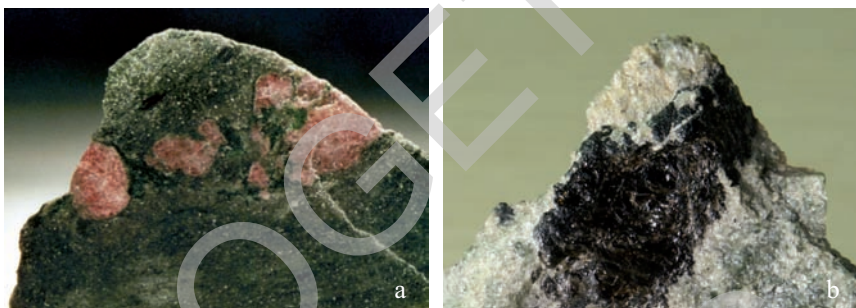


Fig. 12 - a) Granato porfiroblastico in peridotiti che affiorano a sud della Malga Pfandl presso Cima Vedetta Alta (Hochwart) in Val d'Ultimo (poco a est dell'area del Foglio). b) La-dissakisite, $[CaCeMgAl_2Si_3O_{12}(OH)]$, minerale recentemente scoperto nelle peridotiti metasomatizzate della Vedetta Alta.

1.1.2. - Unità del Tonale

L'unità del Tonale affiora in Val di Rabbi, Val di Bresimo, Val di Clapa, Val Lavazzè e in Val Montechiesa e bassa Val d'Ultimo.

È costituita da paragneiss a due miche, sillimanite \pm granato con frequenti e spesse intercalazioni di ortogneiss, metapegmatiti, marmi, *fels* a silicati di calcio, quarziti e anfiboliti a plagioclasio. In Val di Clapa e in Val di Bresimo affiorano orizzonti di marmi, intensamente deformati a causa della posizione strutturale (tetto dell'unità del Tonale).

L'unità del Tonale va assottigliandosi in Val d'Ultimo, fino a scomparire al Lago Zoccolo, al tetto della Linea di Peio che separa la Falda del Tonale s.l. dalla sottostante Falda Ortles-Campo.

Paragneiss a sillimanite (TTP)

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

Nell'area del Foglio sono stati osservati tipi diversi di paragneiss: (i) paragneiss a biotite di Castel Pagano, caratterizzati da grana medio-grossa, a silli-

manite prismatica e granato con frequenti lenti decimetrico/metriche quarzoso-feldspatiche, (ii) paragneiss di Cima Tuatti - Cima Trenta che affiorano alla testa della Val Montechiesa, caratterizzati da grana fine, dominante mica bianca e pervasiva retrocessione. Il limite tra i due tipi di paragneiss coincide con una vallecola a est di Cima Tuatti, i cui versanti hanno caratteri morfologici e strutturali diversi. In coincidenza delle frequenti zone di taglio i paragneiss sono associati a fasce di micascisti (MAGAGNA, 1999).

In Val di Clapa i paragneiss del Tonale sono estremamente retrocessi e tettonizzati per effetto della deformazione lungo la Linea di Peio; localmente sono ridotti a filloniti cloritiche prive di minerali significativi.

Quarziti (TTQ)

Sono rocce di colore grigio talora tendente al nocciola, a grana piuttosto fine, massicce. In alcuni casi le quarziti sono caratterizzate dalla presenza di anfiboli, clorite, ossidi di ferro e solfuri.

In Val di Bresimo le quarziti costituiscono il fianco sud-orientale di Castel Pagano e si estendono da q. 2600 m a q. 2220 m circa. Affioramenti minori costituiscono lenti o orizzonti continui con spessore talora metrico, intercalati entro i paragneiss di Cima Trenta - Cima Tuatti e di Castel Pagano.

Ortogneiss (TTO)

Un corpo di ortogneiss granitico plurichilometrico, con uno spessore di circa 600 m, affiora tra Cima di Quaira e Cima Stanga lungo il versante destro della Val Montechiesa, entro i paragneiss a sillimanite (TTP) dell'unità del Tonale, a tetto della Linea di Peio (FACCI, 2002).

In Val di Bresimo, nella zona di Cima Tuatti - Cima Trenta, affiorano spesse lenti di ortogneiss granitico (1-2 m) che danno luogo a risalto morfologico. In Val di Clapa, lungo il versante sinistro, affiorano lenti di ortogneiss granitici piuttosto quarzosi.

La roccia indeformata ha un aspetto massiccio e struttura da granitica a pegmatoide; la roccia deformata assume tessitura occhiadina con ocelli feldspatici rosei di dimensioni centimetriche.

Nella fascia a ridosso della Linea di Peio gli ortogneiss sono molto deformati e presentano un *fabric* milonitico con porfiroclasti di feldspato in matrice verdastra a clorite e sericite e tipiche strutture nastriformi quarzose.

In generale, nell'area del Foglio, entro i paragneiss a sillimanite (TTP), le intercalazioni di ortogneiss sono frequenti e varie. 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; (iii) ortogneiss occhiadini, (Malga Bordolona di sopra, Val di Bresimo).

Anfiboliti (TTA)

Sono stati osservati in campagna vari tipi di anfiboliti che differiscono per grana e struttura: (i) a grana medio-fine e tessitura piano-parallela evidenziata da livelli millimetrici a plagioclasio e livelletti ad anfibolo; si tratta del litotipo più diffuso che costituisce gli affioramenti più continui; (ii) a grana fine con lenticelle di plagioclasio di dimensioni millimetriche, scistosità piana e poco penetrativa; costituiscono piccole lenti entro i paragneiss di Cima Tuatti-Cima Trenta; (iii) a grana grossa, con scistosità poco evidente. In campagna è stato cartografato un solo affioramento di questo tipo, a q. 2320 m, a est di Cima Tuatti.

Affioramenti continui e concordanti di anfiboliti sono presenti lungo il versante orientale di Castel Pagano, poco a nord della Malga Bordolona di sopra (Val di Bresimo) e lungo lo sperone con direzione circa WSW-ENE che scende da Cima Tuatti.

Marmi (TTM)

I marmi mostrano la tipica struttura a bande grigie e giallastre dei marmi dell'unità del Tonale; raramente si osservano cerniere di pieghe isoclinali.

In Val di Bresimo e in Val di Rabbi (versante destro) i marmi formano lenti di spessore non superiore a 2-3 m, colore bianco-latteo, talora a bande grigie; sono deformati da numerosi piani di taglio duttili e fragili associati alla zona di deformazione della Linea di Peio e della faglia di Val di Clapa.

Fels a clinopirosseno e olivina e fels anfibolitici a clinopirosseno sono stati osservati in piccoli affioramenti presso Cima Zoccolo associati a marmi e ortogneiss (CAMPANA, 1995).

Nell'area del Foglio Rabbi i marmi del Tonale non contengono le tipiche mineralizzazioni a magnetite come a Celledizzo, Santa Lucia e lungo il torrente Drignana (si veda l'adiacente Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007).

Filoni aplitico-pegmatitici (ft)

Si tratta di pegmatiti e apliti di spessore metrico, ricche in feldspato, spesso assimilabili ad ortogneiss. Sono facilmente distinguibili perché danno luogo a risalto morfologico. Tagliano le strutture pre-alpine dell'unità del Tonale. Numerosi filoni sono stati osservati nella Valle del Vento e presso Cima Tuatti. L'associazione mineralogica è caratterizzata da quarzo, feldspato, muscovite, rara biotite e granato \pm tormalina.

Un filone pegmatitico a tormalina (varietà schorlite), granato e muscovite, di grande interesse e ricco di numerosi altri minerali tipici delle pegmatiti (berillo, crisoberillo, fosfati) è segnalato presso la Malga Garbella bassa in Val di Rabbi (AVANZINI e ZAMPEDRI, comunicazione personale) (si veda il paragrafo 4.7 nel capitolo VI per ulteriori dettagli).

1.2. - FALDA ORTLES - CAMPO

In base alla posizione strutturale, entro la Falda Ortles - Campo, dal basso verso l'alto, sono state distinte le seguenti unità: (i) unità di Lasa, più profonda, caratterizzata da una diffusa sovrainpronta tettono-metamorfica alpina, che affiora prevalentemente in Val di Lasa e bassa Val Martello; (ii) unità di Peio, che affiora nelle valli di Peio, de la Mare, di Rabbi, d'Ultimo fino alla Val Martello, con distribuzione disomogenea della sovrainpronta metamorfica alpina; (iii) la Scaglia dello Zebù (*Zebru Schuppenzone*), presente limitatamente al settore nord-occidentale del Foglio Rabbi.

1.2.1. - Scaglia dello Zebù

Costituisce un'unità indipendente, ben caratterizzata dal punto di vista litologico. Dal punto di vista strutturale si colloca a tetto dell'unità di Peio ed alla base della copertura sedimentaria triassica della Falda dell'Ortles *Auct.* Quest'ultima affiora in alta Val Solda, nell'area del contiguo Foglio Bormio.

Filladi (SZF)

Si tratta di filladi talora quarzifere di color grigio argenteo, fino a grigio scuro. Affiorano in alta Val Martello, ad ovest del Lago di Gioveretto, intorno al Rifugio Corsi e in Val Madriccio, sul Dosso di Peder. I limiti settentrionale ed orientale, della Scaglia dello Zebù, sono costituiti dalla Linea del Madriccio. Lungo la faglia le filladi si distinguono facilmente dai micascisti a granato e staurolite dell'unità di Peio sottostante per la grana fine e la tessitura crenulata.

Il limite meridionale delle filladi è dato dalla Linea dello Zebù che le separa dai micascisti retrocessi dell'unità di Peio. Questo limite è difficilmente riconoscibile poiché micascisti retrocessi e filladi macroscopicamente non differiscono molto tra loro, soprattutto lungo le fasce di deformazione dove la retrocessione è piuttosto accentuata. Il limite tra questi litotipi è stato fissato lungo una fascia milonitica in base alla presenza della biotite, ancora riconoscibile in campagna nei micascisti retrocessi dell'unità di Peio.

L'associazione mineralogica delle filladi e filladi quarzifere è costituita da quarzo (>55%), mica bianca (~25%), clorite (~15%) ± albite ± granato ± carbo-

nato. Il quarzo, in genere piuttosto abbondante, è presente sia distribuito uniformemente nella roccia che in lenti e nelle cerniere di piega. Il contenuto di quarzo varia dando origine a termini più o meno quarzosi (filladi – filladi quarzifere – quarziti micacee). Il granato non è ubiquitario, ma presente in individui minuti (max. 1 cm) concentrati in fasce e lenti decametriche. La clorite è ubiquitaria ma si trova soprattutto concentrata nelle fasce di deformazione.

Quarziti (SZQ)

Le quarziti sono caratterizzate da un colore biancastro - giallastro o grigio chiaro; hanno spessore ridotto che non supera 15 m e tessitura planare e struttura massiccia dovuta a processi di ricristallizzazione post-deformativa (*annealing*). Si osservano transizioni verso filladi quarzifere particolarmente ricche di quarzo. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo con letti di mica bianca (muscovite, sericite) \pm clorite. Gli affioramenti maggiori sono localizzati a SE della Cima Croda della Calva.

Localmente le quarziti mostrano un fabric milonitico relitto.

Ortogneiss (SZT)

Si tratta di ortogneiss a protolite pre-varisco, a grana medio-grossa, spesso con evidenti cristalli feldspatici bianchi in una matrice grigia a tessitura occhiadina o *flaser*. L'associazione mineralogica è composta da porfiroclasti di feldspato all'interno di una matrice contenente quarzo, feldspato, mica bianca e clorite (biotite cloritizzata?). Formano lenti e bande intercalate alle filladi di spessore metrico-decamentrico che affiorano più frequentemente sul Dosso di Peder ed in sinistra idrografica della Val Peder ed attorno al Rifugio Nino Corsi. Gli affioramenti maggiori si trovano in alta Val Madriccio e in Val Solda (si veda il Foglio Bormio).

Cloritoscisti (SZC)

Sono rocce verdastre a grana fine, scistose e finemente pieghettate e crenulate. Sono costituite da dominante clorite, tremolite/attinoto, epidoto, mica bianca fine, feldspato in proporzione variabile, carbonato \pm quarzo \pm magnetite. Non mostrano relitti mineralogici di facies metamorfiche di più alto grado come per esempio orneblenda o plagioclasio, per cui si distinguono dalle metabasiti delle altre unità della Falda Ortles-Campo. Gli affioramenti più importanti si trovano sul Dosso di Peder ed in bassa Val Livi, molto vicini alla Linea del Madriccio. Altri affioramenti sono situati nella Valle del Pozzo, al Lago Gelato ed in alta Val Solda (Foglio Bormio).

Marmi (SZM)

La Scaglia dello Zebrù contiene poche bande e lenti di marmi impuri giallastri, trasposti all'interno delle filladi, che formano bande centimetrico – metriche di estensione molto ridotta. Affiorano in una fascia milonitica all'imbocco della Val Peder (destra idrografica), al Passo Madriccio ed in alta Val Solda in prossimità della Linea del Madriccio. Oltre alla calcite nei marmi si nota la presenza di abbondante mica bianca, tremolite, quarzo \pm plagioclasio e \pm epidoto.

Serpentiniti (SZS)

Scaglie e lenti di serpentiniti sono state rinvenute esclusivamente nelle zone di taglio della Linea del Madriccio.

Nell'area del Foglio Rabbi formano lenti metriche lungo la cresta poco a sud della Croda della Calva; l'affioramento più grande si trova a poche centinaia di metri ad ovest dal limite del Foglio Rabbi, lungo la cresta che separa la Val Peder dalla Val Madriccio. Si tratta di serpentiniti a grana fine senza strutture o minerali relitti che al taglio fresco presentano un colore verde scuro, mentre sono tipicamente giallastre o di color rosso sulle superfici alterate. Si tratta di rocce ultrafemiche di età incerta a grana finissima composte di antigorite \pm clorite \pm magnetite.

Minerali secondari, attribuibili alla deformazione alpina con circolazione di fluidi ricchi di CO₂, sono la magnesite, il talco e la magnetite che si ritrovano dispersi nella roccia e in vene metasomatiche. Al contatto con le filladi incassanti è presente una sottile banda metasomatica costituita da tremolite e talco.

1.2.2. - Unità di Peio

Si tratta di un'unità di basamento costituita da paragneiss e micascisti, priva di copertura sedimentaria, delimitata a tetto dalla Linea di Peio. Le scaglie di miloniti carbonatiche e quarziti lungo la Linea di Peio non sono interpretate come frammenti di copertura sedimentaria.

Il limite settentrionale dell'unità di Peio è dato da una larga fascia di miloniti, la Linea di Lasa, che si sviluppa dall'alta Val di Lasa fino alla bassa Val Martello in corrispondenza del limite del Foglio.

Quest'unità è costituita prevalentemente da micascisti di facies anfibolitica di età varisica (**OMI**), con sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi.

Comprende metagranitoidi di età pre-varisica e tardo-varisica (permiana) con impronta alpina (ortogneiss granitici **OGM** o "Granito di Martello" *Auct.*). La porzione strutturalmente più elevata dell'unità è costituita da rocce che presentano una pervasiva ricristallizzazione metamorfica di età alpina, indicata da

diffusa clorite, sericite e cloritoide (**OME**).

Le intercalazioni più frequenti e di maggiori dimensioni, descritte di seguito, sono costituite da anfiboliti (**OAF**), meta-pegmatiti (**OGM_a**), ortogneiss (**OOG**), quarziti (**OQU**), marmi e marmi metasomatici a silicati (**OMA**).

Micascisti a clorite e sericite (**OME**)

Sono rocce a grana fine, con struttura filladica, spesso a bande scure, talvolta argentee e lucenti, formate da sericite e clorite, con abbondante grafite, alternate a bande chiare più ricche in quarzo (“micascisti argentei” di GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972 a). In campagna si riconoscono per il caratteristico aspetto “filladico” e per la tipica presenza del quarzo sotto forma di noduli e lenti.

Nella carta geologica 1:100.000 “Monte Cevedale” i micascisti ricchi in sericite e clorite con struttura filladica erano stati definiti da ANDREATTA (1951b) “Filladi” e costituivano il nucleo di una ampia sinforme con asse NE - SW, situato in corrispondenza della cresta che separa la Val d’Ultimo dalla Val Martello.

I micascisti **OME** affiorano sul versante destro della Val Martello lungo una fascia che si estende dall’alta valle presso il Rifugio Nino Corsi e che sale fino a q. 2700 m e comprende la cresta di separazione con la Val d’Ultimo (Cresta Alta, Cima di Soy, Pulpito di Flim). Sul versante sinistro della Val d’Ultimo affiorano a SE della cresta sino a q. 2500 m circa. Affiorano inoltre in corrispondenza delle creste spartiacque tra la Val Martello e la Val Venezia, nell’alta Val di Rabbi e in Val d’Ultimo fino alla testata.

Talvolta bande di micascisti **OMI** con ancora ben visibili i lepidoblasti di muscovite e biotite sono preservate entro i micascisti **OME** (ad es. nella zona di Cima di Tovo dove le alternanze delle due litologie sono molto fitte).

L’associazione mineralogica dei micascisti filladici **OME** comprende dominanti sericite, clorite ± cloritoide e ± stilpnomelano sviluppati su una foliazione alpina (S_3), con relitti di biotite cloritizzata o totalmente sostituita da clorite di retrocessione, plagioclasio ± granato ± staurolite fortemente retrocessi lungo la scistosità pre-alpina (S_2) localmente ancora riconoscibile. Tra i minerali accessori sono talora presenti tormalina e solfuri.

Micascisti a clorite e sericite con metamorfismo di contatto (**OME_a**)

Formano una fascia di spessore variabile al contatto con gli ortogneiss granitici (**OGM**) e granodioritici del Lago Quaira (**OGQ**), e in prossimità delle apofisi magmatiche terziarie (**APF**) del Tof di Malè in Val Venezia e del Lago Verde in Val d’Ultimo. Si tratta di rocce caratterizzate da color ruggine.

L’impronta metamorfica di contatto in prossimità dell’ortogneiss di Martello (**OGM**) è caratterizzata dalla cristallizzazione ubiquitaria di tormalina spesso in

aggregati raggiati e di granato in piccoli cristalli limpidi, cordierite, K-feldspato, plagioclasio, biotite, sillimanite, muscovite \pm clinozoisite e \pm titanite.

In prossimità delle apofisi magmatiche del Tof di Malè in Val Venezia e del Lago Verde in Val d'Ultimo, i micascisti **OME_a** mostrano un'impronta metamorfica di contatto piuttosto estesa (DAL PIAZ *et alii*, 1988). Sono caratterizzati da perdita della struttura foliata (200 m a NW del Rifugio Canziani o lungo il sentiero che porta dal Rifugio Canziani al Lago Lungo), acquisizione di una struttura massiccia e cristallizzazione statica di minerali di contatto. L'aureola di contatto del'apofisi del Tof di Malè è caratterizzata da biotite, andalusite \pm sillimanite \pm cordierite \pm spinello verde, granato, clorite \pm corindone, pirite e calcopirite (FERRETTI-TORRICELLI, 1982).

Micascisti a granato e staurolite (**OMI**)

Affiorano in alta Val di Peio e media Val di Rabbi, in Val de la Mare e Val Venezia, Val d'Ultimo e Val Martello. Si tratta di rocce a grana media, bruno-rosastre con marcata foliazione. In campagna mostrano talora una tipica struttura a bande, data dall'alternanza di livelli a mica bianca e biotite con livelli quarzoso-feldspatici di spessore centimetrico (paragneiss) e quarziti (zona tra la Malga Fontana Bianca di mezzo e Malga Fontana Bianca di sopra). Si differenziano dai micascisti (**OME**) per le dimensioni dei minerali, dato che le miche sono ancora ben riconoscibili ad occhio nudo in campagna, e i granati millimetrici ed occasionalmente centimetrici sono ben conservati.

Il limite con i micascisti filladici a dominanti clorite, sericite e cloritoide (**OME**) soprastanti in destra idrografica della Val Martello è graduale e sfumato, mentre quello con altre litologie (es. ortogneiss e quarziti) è netto. Tra **OME** e **OMI** non c'è un vero contatto litologico, ma si passa da un litotipo all'altro attraverso alternanze sempre più frequenti e diffuse di micascisti filladici (**OME**) all'interno dei micascisti a granato e staurolite (**OMI**). La presenza di frequenti pieghe isoclinali relitte a scala variabile (decametrica a centimetrica) nelle fasce retrocesse suggerisce una stretta relazione tra la deformazione e la retrocessione che generalmente si concentra lungo i fianchi stirati delle pieghe.

In corrispondenza delle zone di taglio (es. zona di taglio del Careser) i micascisti assumono un aspetto argenteo dovuto alla trasformazione della mica bianca pre-alpina, della biotite e del granato in diffusa sericite e in clorite, su cui spiccano talora i porfiroclasti di staurolite (FERRETTI-TORRICELLI, 1982; CERONI, 1982).

I minerali principali osservati sono: granato, biotite, muscovite, staurolite, plagioclasio, quarzo, tormalina, titanite, epidoto \pm sillimanite fibrolitica \pm rutilo (Val di Peio), apatite, zircone, solfuri e ossidi. In sezione sottile i micascisti presentano tessitura da eteroblastica a lepidoblastica. I granati possono raggiungere

dimensioni centimetriche ed essere talora molto abbondanti (es. zona del Rifugio Dorigoni in Val di Rabbi, Vedretta del Careser) (Fig. 13a). In particolare, i granati dei micascisti che affiorano intorno al Lago del Careser contengono inclusioni di rutilo, quarzo e biotite che sottolineano una scistosità interna.

In dettaglio, lo studio petrografico ha evidenziato la presenza di una prima paragenesi pre-alpina (varisica) a staurolite e granato sulla scistosità pre-alpina S_2 e di una seconda paragenesi, caratterizzata da blastesi di nuovo granato in cristalli millimetrici limpidi e come bordi sul granato preesistente, plagioclasio albitico, cloritoide su staurolite e clorite, attribuibile ad un evento metamorfico forse ancora pre-alpino (permo-triassico?) o eo-alpino. Si osserva inoltre lo sviluppo di una scistosità alpina (S_3) mimetica sulla scistosità pre-alpina (S_2) sottolineata da clorite, sericite, albite e quarzo.

La staurolite è stata osservata in rari affioramenti sopra il Lago di Gioveretto in destra idrografica della Val Martello; in sinistra idrografica essa è più diffusa. La staurolite è ben cristallizzata e raggiunge anche le dimensioni di 8 cm in un'ampia fascia di micascisti grigiastri a struttura filladica che si estende tra l'alta Val Sluder, la media Val Rosim, la media Val Livi e la Val Peder centrale (Fig. 13b). I cristalli centimetrici, tipicamente associati a biotite e granato, sono spesso geminati e sin-post deformazione rispetto alla scistosità regionale. In altre zone, ma soprattutto sulle creste, la staurolite mostra un'evidente retrocessione metamorfica. Staurolite di dimensioni millimetriche è stata osservata in Val di Peio, in prossimità della Linea di Peio, dove forma relitti fusiformi entro micascisti intensamente deformati. In Val di Rabbi essa è stata riconosciuta solo al microscopio.

Nei micascisti **OMI** della Val Martello sono state chiaramente riconosciute e analizzate alla microsonda (CANALE, 1987) due paragenesi mineralogiche attribuibili a eventi metamorfici distinti: (i) una paragenesi pre-alpina (presumibilmente varisica) caratterizzata da muscovite, biotite, plagioclasio, granato, stau-

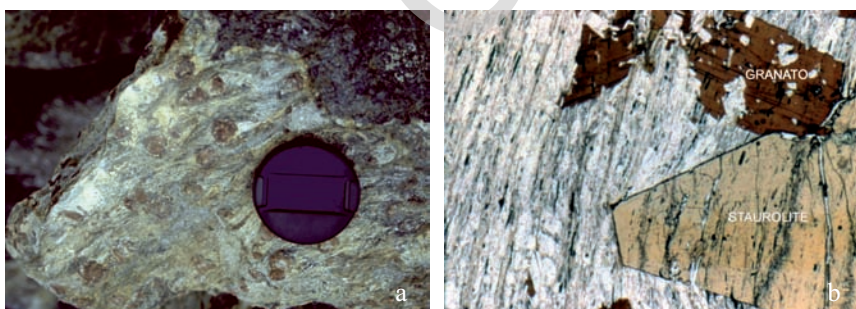


Fig. 13 - a) Micascisti a granato centimetrico dalla Vedretta del Careser (Lago Lungo). b) Struttura dei micascisti a granato e staurolite della Val Martello (scala della foto: 3 mm).

rolite, tipica di un metamorfismo di facies anfibolitica con temperature $> 550^{\circ}\text{C}$ e pressioni intermedie; (ii) una paragenesi alpina (eo-alpina) data da biotite, granato, plagioclasio, clorite (che sostituisce soprattutto la biotite e parzialmente i granati) e cloritoide (che cresce staticamente su staurolite e sericite).

L'età alpina della seconda paragenesi è confermata sia dai dati strutturali che dalle datazioni radiometriche (MAIR & SCHUSTER, 2003). Le recenti analisi petrologiche sulle rocce della Val Martello hanno mostrato che le condizioni del picco metamorfico alpino decrescono da est (Cima di Lasa, ca. 530°C , ca. 0.7 - 0.9 GPa) verso ovest fino a raggiungere la facies scisti verdi (ca. $380 - 430^{\circ}\text{C}$, 0.4 - 0.7 GPa) in Val Madriccio (MAIR *et alii*, 2003).

Micascisti a granato e staurolite con metamorfismo di contatto (**OMI_a**)

Formano una fascia di spessore variabile di micascisti e paragneiss al contatto con gli ortogneiss granitici (**OGM**) sia in destra che in sinistra Val Martello. Si tratta di rocce caratterizzate da colore rossastro e dalla presenza ubiquitaria di tormalina spesso in aggregati raggiati. L'impronta metamorfica è caratterizzata dalla cristallizzazione dell'associazione: granato in piccoli cristalli, cordierite, K-feldspato, plagioclasio, biotite, sillimanite, muscovite, tormalina \pm clinozoisite e \pm titanite. Queste rocce possono essere distinte dai micascisti a clorite e sericite con sovraimpronta metamorfica di contatto (**OME_a**) per la presenza di relitti di staurolite.

Quarziti (**OQU**)

Si tratta per la maggior parte di quarziti grigie di spessore metrico. Sono generalmente massicce con tessitura planare talora milonitica. Si osservano transizioni verso paragneiss e micascisti molto ricchi di quarzo e verso quarziti quasi pure di colore biancastro. In Val Martello quarziti grigie sono intercalate nei micascisti e paragneiss a NW del Pulpito di Flim e a occidente della Cresta Alta. Affiorano nella Vedretta del Careser, a ovest di Cima Marmotta, a est di Cima Venezia. Le quarziti del Sas Forà e del Passo di Rabbi appartengono alla fascia estremamente deformata della Linea di Peio e sono caratterizzate da tessitura milonitica con caratteristico quarzo nastriforme. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo dominante con letti di mica bianca, biotite \pm clorite \pm granato \pm feldspato \pm epidoto. A NW del Lago Quaira in Val d'Ultimo sono presenti frequenti bancate di quarziti quasi pure a granato.

Quarziti con metamorfismo di contatto (**OQU_a**)

Sono rocce di color grigio chiaro o biancastro a grana medio-fine con tessitura massiccia. Affiorano in prossimità degli ortogneiss granitici (**OGM**). Gli affioramenti più significativi si trovano in sinistra idrografica della Val Martello, al dosso chiamato “Sopra le Frane” e, in destra idrografica, ad est della Malga di Flim e a sud della Croda del Forno. Sono caratterizzate da struttura massiccia causata dalla totale ricristallizzazione del quarzo, tuttavia mancano minerali di contatto caratteristici come granato, clorite e solfuri.

Ortogneiss (**OOG**)

Si tratta di ortogneiss granitico-aplitici originati da protolite pre-varisico. Sono caratterizzati da grana grossa, struttura occhiadina dovuta alla presenza di porfiroclasti di microclino e plagioclasio chiari che spiccano in una matrice grigiastra (si veda **OOG_a**, ortogneiss di Cima Verdignana nel Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007). Formano frequenti intercalazioni plurimetrie all'interno dei micascisti e paragneiss a granato e staurolite (**OMI**) e dei micascisti a clorite e sericite (**OME**). Affiorano nella zona del Lago di Gioveretto, della Cresta Alta, dell'Alpe di Soy e a nord del Pulpito di Flim. Estese bande e lenti affiorano lungo la cresta che separa la Val Martello dalla Val di Lasa tra la Punta di Peder di Fuori e la Punta di Sluder ed in alta Val di Lasa; queste ultime possono essere messe in relazione con l'ortogneiss dell'Angelo Grande (si veda il Foglio Bormio). Talvolta hanno un *fabric* milonitico. In sezione sottile presentano una tipica tessitura gneissica con porfiroclasti in matrice di quarzo, albite, mica bianca, biotite \pm epidoto \pm ortite e \pm clorite.

Lenti di ortogneiss granitico affiorano nella zona del Lago Corvo e nella media Val di Rabbi (a nord di Pra di Saent). Mostrano passaggi graduali da ortogneiss a grana media debolmente occhiadini ad ortogneiss in cui la struttura occhiadina non è più riconoscibile a causa dell'intensa deformazione duttile (Pra di Saent).

Alcune lenti di ortogneiss a mica bianca con struttura pegmatitica sono state cartografate a est del Lago del Careser e a NW di Cima Pontevicchio; una grande lente di ortogneiss aplitico affiora a nord dell'ortogneiss granodioritico di Cima Verdignana.

Ortogneiss granodioritici (**OOG_b**)

Si tratta di rocce a grana medio-fine, di composizione tonalitico-granodioritica. Affiorano nel Massiccio della Cima Verdignana, sulla sponda sinistra del Lago del Careser sotto la cresta “Le Lame”, lungo la cresta spartiacque che sepa-

ra la Val de la Mare dalla Val di Rabbi. Queste rocce presentano tessitura variabile nei diversi settori del massiccio.

Nella zona di Cima Ponte Vecchio (a SE della cima) in sinistra idrografica del Lago del Careser, affiorano ortogneiss di colore grigio-verde, epidotico-anfibolici a granato, con struttura massiccia. Localmente, lungo zone di taglio, essi sono milonitici.

In Val Maleda, lungo una zona di taglio maggiore, questi ortogneiss mostrano una marcata foliazione milonitica evidenziata da anfibolo verde, biotite, granato, epidoto ed albite.

Altre lenti di ortogneiss anfibolico sono frequenti entro i micascisti a sud del Lago del Careser e nella contigua Valle del Monte (Foglio Bormio).

Anfiboliti (OAF)

Formano bande discontinue e lenti di spessore metrico-decamentrico, di colore verde scuro, con intercalazioni leucocratiche millimetrico/centimetriche di quarzo e feldspato. Più raramente sono state osservate anfiboliti con abbondante plagioclasio che preservano parzialmente l'originaria struttura magmatica (alta Val Peder). La grana è variabile, da piuttosto grossolana (Alpe di Soy,

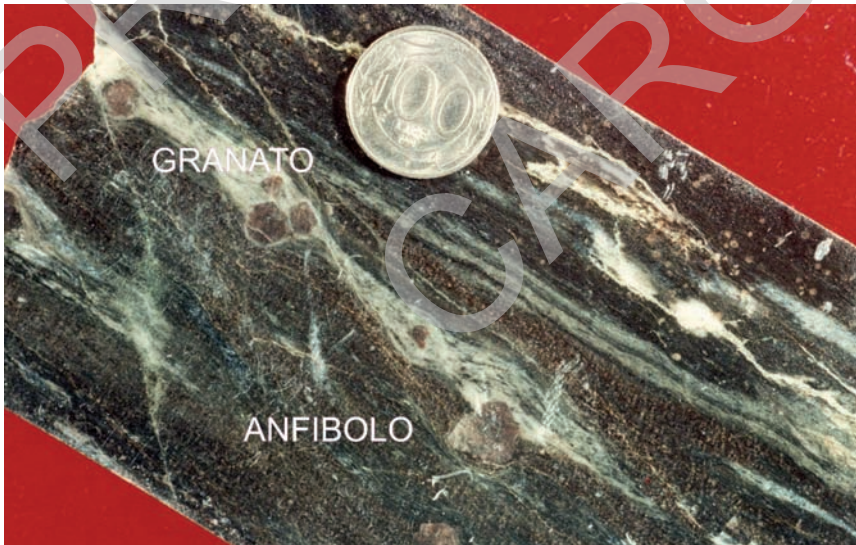


Fig. 14 - Anfiboliti a granato della Valle di Peio (campione A3389 proveniente dai sondaggi condotti da ENEL sul versante destro della bassa Val de la Mare, a sud del Foglio Rabbi). Si osservi la struttura estremamente deformata della roccia, sottolineata da minerali in facies scisti verdi lungo le zone di taglio duttile.

Val di Livi) a fine (Alpe di Flim).

In Val Martello affiorano all'Alpe di Flim, all'Alpe di Soy, a SE del Lago di Gioveretto, presso il Lago Quaira; nel massiccio del Cevedale affiorano alla testata della Vedretta de la Mare (Cime Venezia e Marmotta), in bassa Val de la Mare, bassa Val di Peio (Fig. 14) e nella media Val di Rabbi (Fontanino). Sono intercalate sia nei micascisti e paragneiss a granato e staurolite (**OMI**) che nei micascisti retrocessi ricchi in sericite e clorite (**OME**). In Val d'Ultimo sono intercalate nei micascisti **OMI** dal Gioveretto verso NE, oppure formano piccole fasce discontinue al passaggio tra i micascisti (**OMI**) e i micascisti a clorite e sericite (**OME**), e all'interno dei micascisti **OME**. In Val Martello una fascia di anfiboliti a granato centimetrico è presente a quote elevate, intercalata nei micascisti a clorite e sericite (**OME**), a sud del Pulpito di Flim. Alcune lenti a grana fine affiorano immediatamente sopra l'intrusione di Martello (Alpe di Flim, a monte della diga del Gioveretto).

L'associazione mineralogica è data da anfibolo, biotite, plagioclasio, quarzo \pm granato \pm epidoto \pm clinozoisite \pm clorite \pm mica bianca \pm magnetite e \pm titanite. In sezione sottile presentano generalmente una tessitura gneissica.

In Val di Livi e in alta Val Peder (cresta SSW di Punta Peder), le anfiboliti formano corpi estesi a grana grossa, ad anfibolo dominante, plagioclasio, biotite \pm granato \pm clinopirosseno e rutilo. A contatto con i micascisti e paragneiss incassanti spesso si osserva una banda a grana grossa caratterizzata dalla presenza di grandi cristalli di anfibolo e biotite. Le rocce della Val Livi hanno composizione basaltica con affinità toleittica e derivano presumibilmente da un evento magmatico basico pre-varisico (CANALE, 1987).

L'associazione mineralogica delle anfiboliti della Val Martello ricorda un evento metamorfico pre-alpino in facies anfibolitica con temperature dell'ordine di 550 - 650°C, tuttavia nessun relitto mineralogico o strutturale significativo è stato osservato oltre al rutilo incluso nel granato.

Anfiboliti con metamorfismo di contatto (**OAF_a**)

Sono presenti lungo una fascia di spessore variabile al contatto con gli ortogneiss (**OGM**) in Val Martello. Sul versante meridionale del Sasso dell'Orso, entro gli ortogneiss (**OGM**), sono incluse alcune lenti di anfiboliti con blanda impronta metamorfica di contatto data da clorite e rara biotite.

Piccoli affioramenti sono presenti anche a nord ovest del Lago di Gioveretto.

Marmi (OMA)

Si tratta di marmi giallastri, a bande grigie, impuri per la presenza di quarzo, mica bianca, tremolite, clinozoisite, grafite e raro plagioclasio. Sono rocce nettamente più erodibili rispetto alle rocce circostanti e, quando affiorano, sono ubicate entro canaloni. Mostrano in genere un'intensa deformazione duttile con sviluppo di pieghe isoclinali a scala millimetrico-decametrica e, localmente, strutture milonitiche.

I marmi caratterizzano i pendii dell'alta Val Martello (destra idrografica) formando una larga fascia che dal Gioveretto (est) aumenta progressivamente di spessore fino alla Cima Rossa di Martello (ovest), per poi assottigliarsi nuovamente. Al limite occidentale del Foglio i marmi attraversano la Val Martello, continuano alla Cima Muta e proseguono nel Foglio Bormio fino in alta Val Cedec. L'analisi strutturale della larga fascia di marmo ha mostrato che essa è composta da diversi livelli di marmo deformati da pieghe isoclinali, con variazione di spessore delle diverse bande. Queste variazioni sono causate dalla sovrapposizione di almeno due sistemi di piega, come indicato dall'immersione degli assi che varia da ca. N240/25 a ca. N070/40. Dato che marmi hanno comportamento duttile già a temperature di 200°C, il secondo evento deformativo è stato ritenuto alpino.

Tra la Cima di Gioveretto e l'Alpe di Tovo affiorano livelli di spessore metrico-decametrico di marmi di colore giallo-biancastro, localmente con aspetto saccaroidale, talora con bande centimetriche scure, intensamente ripiegati e molto fratturati. In sezione sottile presentano una grana grossolana e una microstruttura omeoblastica.

La composizione mineralogica comprende oltre a calcite, quarzo, clorite e mica bianca, minori quantità di epidoto, zoisite, titanite e \pm stilpnomelano. Analogamente ai micascisti a clorite e sericite (OME) in cui si trovano intercalati, nei marmi si possono distinguere due paragenesi: una pre-alpina di più alto grado, caratterizzata da quarzo, mica bianca, epidoto, zoisite, titanite, rutilo e zirconio ed una paragenesi alpina marcata dalla ri-cristallizzazione dei minerali fondamentali e dalla neoblastesi di clorite e stilpnomelano.

Marmi con metamorfismo di contatto (OMA_a)

Si tratta di marmi bianchi a grana medio-grossa, oppure a bande grigio-verdi, talora di color grigio, massicci.

Sono presenti in una fascia di spessore variabile al contatto con gli ortogneiss granitici (OGM) e con i filoni pegmatitici a tormalina (OGM_a). Affiorano a SW del Laghetto di Flim superiore e sulle sponde del Lago di Gioveretto dove formano una sottile banda lungo la strada e, soprattutto, in una fascia tra l'alta Val

**Marmo grigio-verde con impronta metamorfica di contatto (OMA_a)
Lago del Sassobuco (Foglio Rabbi)**

maggiori	%	tracce	ppm
SiO ₂	39.37	Ba	15
Al ₂ O ₃	18.90	Be	375
Fe ₂ O ₃	2.44	Co	5
MnO	0.11	Cr	28
MgO	0.67	Cu	3
CaO	32.68	Nb	31
Na ₂ O	0.00	Ni	10
K ₂ O	0.10	Sr	623
TiO ₂	0.21	V	57
P ₂ O ₅	0.46	Y	10
L.O.I.	4.81	Zn	68
		Zr	34
Totale	99.75	W	3511

**Marmo bianco (OMA)
Passo Lago Gelato (Foglio Bormio)**

maggiori	%	tracce	ppm
SiO ₂	4.20	Ba	29
Al ₂ O ₃	0.85	Be	0
Fe ₂ O ₃	0.00	Co	6
MnO	0.03	Cr	2
MgO	0.36	Cu	10
CaO	51.71	Nb	23
Na ₂ O	0.15	Ni	4
K ₂ O	0.28	Sr	166
TiO ₂	0.04	V	6
P ₂ O ₅	0.01	Y	4
L.O.I.	42.32	Zn	6
		Zr	8
Totale	99.95	W	0

Sluder e l'alta Val Rosim. Lo spessore di questi marmi varia da pochi cm ad un massimo di circa otto metri.

I marmi bianchi e le bande chiare consistono quasi esclusivamente di calcite e \pm tremolite. Le bande grigio-verdi sono costituite da calcite, grossularia, vesuviana, zoisite, diopside, titanite \pm quarzo \pm feldspato \pm tremolite e \pm scheelite; i marmi grigi massicci invece da biotite, zoisite, muscovite \pm anfibolo \pm titanite e tormalina. Entrambe le paragenesi sono interpretate come il risultato di reazioni metasomatiche. In queste rocce è segnalata inoltre la presenza di granati a fluoro dovuta ad infiltrazioni di fluidi magmatici (MAIR, 1992, 1993 e 2002).

Nei marmi sulle sponde del Lago di Gioveretto è stata riconosciuta, in base a dati microchimici e microstrutturali, una paragenesi a biotite, muscovite, calcite e zoisite, attribuibile al metamorfismo alpino (NOCKER *et alii*, 2003).

Nella tabella allegata sono riportate le composizioni chimiche di un marmo grigio-verde a silicati proveniente dal Lago del Sassobuco in alta Val Sluder e, per confronto, la composizione di un marmo bianco del Passo Lago Gelato (Foglio "Bormio", in preparazione).

Il marmo grigio-verde proveniente dal Lago del Sassobuco (**OMA_a**) mostra, oltre alla diversa composizione chimica, elevatissime concentrazioni di berillio, wolframio e stronzio dovuti ad infiltrazione di fluidi connessi con l'intrusione del plutone granitico di Martello (**OGM**) e del corteo di filoni associato.

Si tratta di una roccia metasomatica costituita da grossularia, vesuviana, zoisite, clinopirosseno, quarzo, calcite, titanite \pm plagioclasti \pm muscovite \pm apatite \pm fluorite \pm zirconio \pm rutilo e \pm cassiterite. La paragenesi metasomatica si è sviluppata in un marmo simile a quello del Lago Gelato per effetto della circolazione nelle rocce incassanti di fluidi magmatici, connessa con l'intrusione dei graniti (ortogneiss granitici, **OGM**).

1.2.3. - Unità di Lasa

Affiora nella parte più settentrionale del Foglio e costituisce l'elemento più profondo della Falda Ortles-Campo. Il limite meridionale è dato dalla Linea di Lasa.

L'unità di Lasa è definita da un'alternanza centimetrico-decamentrica di mica-scisti, paragneiss, anfiboliti e marmi. Questi ultimi sono noti fin dall'antichità per la loro bellezza, purezza e lavorabilità.

È costituita da rocce di facies anfibolitica di età varisca, con dominante sovrainpronta in facies di scisti verdi di età alpina.

Micascisti e paragneiss a bande (**OPL**)

Affiorano in Valle di Lasa e lungo l'intera dorsale Croda di Jenne-Monte Sole di Martello che separa la Val Venosta dalla Val Martello. Sono caratterizzati da una tipica struttura a bande data dall'alternanza di livelli micacei a muscovite e biotite e livelli quarzoso-feldspatici mediamente di spessore centimetrico. Quando la componente feldspatica diviene dominante, dà luogo a veri e propri paragneiss a due miche.

L'associazione mineralogica comprende quarzo, feldspato, muscovite, biotite \pm staurolite \pm granato \pm anfibolo \pm calcite e \pm clorite. Spesso il *layering* mineralogico è caratterizzato dalla predominanza di un minerale sugli altri (o plagioclasio, o mica bianca, o quarzo, talora anche anfibolo o carbonato). A contatto con le anfiboliti i paragneiss sono caratterizzati dalla presenza di anfibolo verde fino ad assumere l'aspetto di gneiss anfibolici. In prossimità dei marmi, i micascisti mostrano fitte alternanze a scala variabile di livelli ricchi in carbonato assumendo l'aspetto di calcescisti.

La tessitura a bande e le dimensioni dei minerali nei micascisti e paragneiss suggeriscono un processo di ri-cristallizzazione statica (*annealing*) successivo ad una deformazione dinamica intensa avvenuta in condizioni di facies scisti

verdi di alta temperatura (blastomiloniti alpine?). Nel corso dell'evento dinamico la staurolite pre-alpina (porfiroclastica) è stata ruotata e localmente parallelizzata alla nuova scistosità alpina in facies scisti verdi.

Ai micascisti e paragneiss sono associate altre litologie quali i marmi, che possono raggiungere spessore decametrico ("marmi di Lasa"), anfiboliti, quarziti e filoni pegmatitici più o meno trasposti, come si può osservare alla Forcella di Covelano e lungo la cresta ad est della forcella stessa.

Le analisi petrologiche e radiometriche hanno indicato l'esistenza di due paragenesi mineralogiche: una pre-alpina a granato, biotite, plagioclasio, muscovite, quarzo \pm rutilo \pm zirconio; una alpina a granato, plagioclasio, biotite, clorite, mica bianca (sericite) \pm cloritoide. Il granato alpino forma piccoli cristalli limpidi o bordi di seconda generazione su granati pre-alpini. Il plagioclasio ricristallizzato è presente in piccoli cristalli singoli e come bordi attorno al plagioclasio di prima generazione. Il cloritoide nella maggior parte dei casi è cristallizzato staticamente a spese della staurolite, la clorite tende a sostituire la biotite e talora i granati.

Le condizioni metamorfiche della fase alpina sono state calcolate per l'associazione minerale descritta sopra e sono dell'ordine di 490-530°C e di 0.6-0.8 GPa (MAIR *et alii*, 2003). Le condizioni metamorfiche pre-alpine sono state desunte approssimativamente sulla base della presenza di staurolite e granato che indicano temperature superiori a 550°C. L'assenza di allumosilicati e di altri minerali pre-alpini critici non hanno consentito la stima delle condizioni di pressione.

Quarziti (OLQ)

Numerose intercalazioni di spessore metrico sono state cartografate all'interno dei micascisti e paragneiss (**OLP**) a nord della Croda di Jenne (Bosco di Corzes, Bosco di Tarnello) ed a sud della Croda Bianca. Sono di colore grigio-scuro ma possono mostrare sfumature e/o chiazze brunicce a seconda del contenuto di idrossidi di ferro. Mostrano passaggi graduali verso paragneiss quarzosi.

L'associazione mineralogica comprende raro feldspato (spesso sericitizzato), mica bianca, clorite e biotite in quantità equivalente, tormalina (talora zonata), clinozoisite, zirconio, apatite, grafite e magnetite.

Le quarziti hanno struttura planare ma lo studio microstrutturale ha indicato una ricristallizzazione statica (*annealing*) posteriore alla deformazione milonitica.

Ortogneiss (ONO)

Le lenti di ortogneiss più estese e spesse affiorano in alta Val di Lasa, a nord del Rifugio del Ghiacciaio e a nord del Grugno di Porco; bande di spessore metrico-decamentrico affiorano in destra idrografica dell'alta Val di Lasa. Si tratta di ortogneiss granitici da protolite pre-varisico, a grana grossa, con tessitura da piana a occhiadina o *flaser* con porfiroclasti di microclino e plagioclasio in una matrice grigiasta a quarzo, feldspati, mica bianca e biotite. La struttura e la composizione mineralogica suggeriscono notevoli analogie con l'ortogneiss dell'Angelo Grande che affiora nell'area del Foglio Bormio.

L'associazione mineralogica comprende: quarzo, feldspati, mica bianca e biotite \pm epidoto \pm zircone \pm granato \pm clorite.

Anfiboliti (OAL)

Lenti e *boudins* di diversa grandezza sono frequenti nei micascisti e paragneiss a tetto dei marmi di Lasa (OML). Lenti di anfibolite sono associate alle quarziti (Bosco di Corzes, Succhio di Dentro) oppure formano sottili intercalazioni all'interno dei marmi (Lago di Covelano).

Si tratta di anfiboliti a bande, caratterizzate da una foliazione planare con un'alternanza millimetrica di letti verde scuro ricchi in anfibolo e livelli chiari in cui si concentrano componenti leucocratiche. Sono state osservate anche anfiboliti massicce a grana grossa con cristalli di anfibolo centimetrici a tessitura irregolare.



Fig. 15 - Marmi di Lasa con pieghe asimmetriche e piani di taglio.

Generalmente l'associazione mineralogica è data da anfibolo, biotite, muscovite, plagioclasio, quarzo \pm granato \pm epidoto \pm clinozoisite.

L'analisi petrologica ha rivelato due paragenesi mineralogiche attribuibili a due diversi eventi metamorfici: una pre-alpina ad anfibolo, plagioclasio, biotite, muscovite, quarzo \pm granato \pm zoisite \pm titanite e \pm calcite; la seconda, alpina (eo-alpina) data da anfibolo, plagioclasio, biotite, clorite \pm zoisite \pm granato \pm titanite e \pm calcite. Come nei micascisti e paragneiss anche la paragenesi alpina delle anfiboliti si è formata a circa 500-600°C e 0.5-0.88 GPa (MAIR *et alii*, 2003; NOCKER, 2007).

Marmi di Lasa (OML)

I marmi affiorano estesamente lungo la cresta di spartiacque che separa la Val Venosta dalla Val Martello (versante destro della Val di Lasa, Croda di Jenne, Monte Sole di Martello) con direzione circa E-W; la loro potenza varia da pochi centimetri ad alcune decine di metri. Macroscopicamente i marmi sono rocce compatte, hanno elevata cristallinità, marcata scistosità e colorazione che varia dal bianco-giallastro al verde bruno, al grigio.

Accanto ai marmi bianchi cristallini puri, a grana variabile e tessitura massiccia, ci sono anche litotipi giallastri e grigi a bande colorate, localmente intensamente ripiegate (Fig. 15). I livelli colorati in giallo sono ricchi in biotite, i livelli di colore verde in clorite, quelli rosa in clinozoisite, quelli grigio-neri in grafite. La parte sommitale dei marmi nella parete nord della Croda Bianca ed alcune bancate nel Vallone di Psai sono caratterizzate da elevata cristallinità e colorazione bruno-rossastra.

La composizione mineralogica media (% in volume) è data da calcite (85-98%), quarzo (1-5%), muscovite (0-5%), tremolite (0-5%) e opachi. Nelle bancate di spessore maggiore e nei nuclei di piega i marmi possono raggiungere un tenore di calcite superiore al 95% (Cave di Covelano). Al contatto tra i marmi e i micascisti (OPL) si osservano passaggi graduali a calcescisti ricchi di silicati di calcio oppure si osserva un'alternanza di sottili bande (cm) di micascisti e marmi impuri.

L'analisi petrografica dei marmi ricchi in silicati ha evidenziato paragenesi a calcite, plagioclasio, muscovite, quarzo, zoisite, titanite, clinopirosseno, anfibolo, biotite, clorite e tremolite sviluppate nel corso di due fasi metamorfiche. Il clinopirosseno e l'anfibolo appartengono alla paragenesi pre-alpina: essi sono parzialmente o totalmente sostituiti da un anfibolo di seconda generazione. Sono state osservate inoltre due generazioni di mica bianca ed epidoto con chimismi molto diversi. Clorite, biotite e tremolite sono state attribuite alla paragenesi più recente (alpina) in base al carattere statico dei minerali.

Le complesse strutture relitte e le pieghe sradicate dei marmi sono state inter-

pretate come evidenze dell'evoluzione tettono-metamorfica pre-alpina. Inoltre, la concordanza tra le intercalazioni di marmi e micascisti (**OPL**) sul terreno conferma che tutte le litologie sono state coinvolte dagli stessi eventi tettono-metamorfici.

1.3. - MAGMATISMO PERMIANO

Nell'area del Foglio Rabbi due complessi magmatici pre-alpini di età permiana sono stati cartografati in dettaglio. Il complesso piuttosto esteso di composizione granitica della Val Martello comprende anche numerosi filoni aplitico-pegmatitici e filoni a spodumene. I filoni sono stati interpretati di età permiana in base ai rapporti con il corpo maggiore osservati sul terreno. Sia le zone periferiche che i filoni sono stati intensamente deformati e sono ricristallizzati durante l'evento alpino. Per questa ragione si preferisce parlare di ortogneiss di Martello.

Il complesso intrusivo del Lago Quaira, di composizione granodioritica, è costituito da un corpo maggiore associato ad un corteo di filoni di piccole dimensioni di età permiana. In questo corpo la deformazione alpina e l'impronta metamorfica sono meno evidenti rispetto all'ortogneiss di Martello.

1.3.1. - *Ortogneiss granitici (OGM)*

L'ortogneiss della Val Martello è esteso ca. 3 x 9 km entro la valle omonima. Affiora sul fondovalle dalla bassa valle fino al Lago di Gioveretto, nelle valli tributarie sinistre di Rosim, Sluder e nelle più piccole valli tributarie destre. La presenza di roccia intrusiva ha influenzato l'assetto morfologico di questa valle, dando origine a pareti ripide e aspre, alte fino a 700 m, con valli laterali sospese, la cui soglia è collocata in corrispondenza della quota a cui l'ortogneiss è a contatto con i micascisti che sono molto più erodibili.

Si tratta di un ortogneiss aplitico-pegmatitico di color chiaro, struttura granulare, a grana media-grossa fino a pegmatoide. Ai bordi e lungo le fasce di deformazione interne al plutone la roccia ha una struttura foliata (Fig.16) fino ad assumere l'aspetto di un ortogneiss occhiadino, oppure struttura milonitica. L'associazione mineralogica è caratterizzata da quarzo, feldspato, muscovite, rara biotite \pm granato \pm tormalina e \pm berillo. Il protolite era caratterizzato dalla quasi totale assenza della biotite.

Localmente, soprattutto al centro dell'intrusione, ma anche negli affioramenti ad alta quota in destra idrografica della valle, l'ortogneiss mostra tessiture fluidali con isoorientazione delle miche e soprattutto della tormalina. Sono state osservate anche strutture di *mingling* e di intrusione polifasica, evidenziate da *blobs* e *schlieren*. In alcune zone a tetto del plutone sono conservate anche strut-

ture di intrusione (*roof pendent*), strutture di deformazione sin-intrusiva e relitti di brecce magmatiche.

A sud-est del plutone, i filoni pegmatitico-aplitici del corteo intrusivo sono stati a luoghi intensamente deformati e trasposti successivamente alla messa in posto, dando luogo a bande gneissiche che si alternano a bande di micascisti rosastri con metamorfismo di contatto. Queste alternanze sono evidenti in località Bosco di Flim e Fosso di Salto. Negli affioramenti marginali in località Quaira di Pian Grande l'originario granito pegmatoide è deformato da pieghe e trasposto parallelamente alla foliazione regionale, ritenuta alpina in base alle geometrie. In sezione sottile il granito deformato mostra strutture nastriformi del quarzo. In altri affioramenti il granito è nettamente discordante rispetto alle strutture delle rocce incassanti (es. lungo la sponda settentrionale del Lago di Gioveretto). Lungo il versante a nord di Cima Fosso di Salto sono segnalate altre lenti metagranitiche a grana pegmatitica, con cristalli pluricentrici di muscovite e biotite.

Le datazioni radiometriche dell'ortogneiss poco deformato hanno dato età di raffreddamento di $276-274 \pm 3$ Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003; datazione Sm/Nd su granato) e 271 ± 3 Ma (BOCKEMÜHL, 1988, Rb/Sr su roccia totale). Analisi petrologiche sui minerali di contatto hanno fornito condizioni minime d'intrusione di ca. 550°C e $0.4-0.6$ GPa (NOCKER *et alii*, 2003). Questi dati sono stati ottenuti su frammenti di scisti inclusi nel granito o a stretto contatto con questo. Di solito questi scisti sono caratterizzati dalla presenza di aggregati raggiati di tormalina (Malga di Flim).

L'intrusione ha prodotto un'impronta metamorfica di contatto piuttosto evidente sia sugli scisti pelitici incassanti che sui marmi è stata descritta nei paragrafi precedenti.

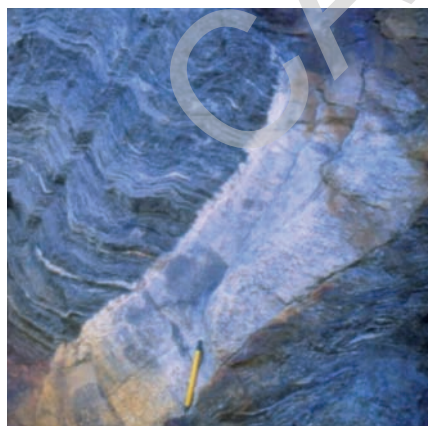


Fig. 16 - Filone granitico del complesso magmatico permiano di Martello intruso entro i micascisti OMI in Val Martello.

1.3.2.- *Metapegmatiti (OGM_a)*

Corpi di spessore metrico-decametrico di metapegmatiti e ortogneiss pegmatoidi, connessi con l'intrusione di Martello, sono intercalati all'interno dei mica-scisti dell'unità di Peio. Affiorano in un'ampia fascia estesa attorno al corpo principale, sia in destra che in sinistra Val Martello.

Si tratta di filoni chiari, ricchi di feldspato, quarzo e mica chiara, con tormalina, granato e raro berillo apparentemente indeformati e discordanti che tagliano tutte le strutture pre-alpine; talora i filoni sono molto deformati (ortogneiss) con tessitura scistoso-piana, concordante con la scistosità delle rocce incassanti.

Spesso i filoni poco deformati hanno un bordo di reazione con le rocce incassanti composto di tormalina che assume forme raggiate. Questi filoni costituiscono dei *markers* di primo ordine per la datazione della deformazione dell'unità di Peio.

Alcuni filoni aplitico-pegmatitici, di spessore variabile da metrico a decametrico, affiorano alla forcella di Covellano, lungo la cresta ad est della stessa, nel settore di Montesole di Martello e a nord della Punta di Lasa. A est della forcella un filone decametrico è piegato insieme ai marmi metamorfosati per contatto dal filone stesso. Un altro filone decametrico, dello spessore di circa 15-20 m, affiora in località Casera Bianca sulla cresta del Monte Sole.

L'associazione mineralogica di questi filoni è data da quarzo, feldspato, muscovite, rara biotite \pm granato e \pm tormalina.

1.3.3. - *Metapegmatiti a spodumene (OGM_b)*

Si tratta di corpi di spessore metrico-decametrico di pegmatiti e ortogneiss pegmatoidi che affiorano esclusivamente in sinistra idrografica della Val Martello, tra la Cima di Lasa e la Cima di Livi. Sono rocce biancastre talora a chiazze scure, caratterizzate dalla presenza di muscovite fine e cristalli centimetrici di spodumene, ma prive di tormalina o berillo. Sono stati osservati sia filoni apparentemente indeformati e discordanti che tagliano tutte le strutture pre-alpine che filoni molto deformati concordanti con la scistosità delle rocce incassanti.

1.3.4. - *Ortogneiss granodioritici (OGQ)*

Un corpo di granodioriti a grana medio-fine si estende dal Lago Quaira/Arzkar See - valle di Pracupola - fino alla valle del Rio Marcenel, in Val d'Ultimo. I granitoidi conservano la struttura magmatica e le rocce incassanti tracce di un'aureola metamorfica di contatto (Alpe del Riposo). Nelle parti periferiche la roccia è foliata, mentre nelle porzioni più interne la foliazione tettoni-

ca va scemando e la roccia presenta una tessitura isotropa. La composizione mineralogica dell'ortogneiss è data da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica bianca, biotite e anfibolo. L'assetto del corpo granitico suggerisce che si tratti di un'intrusione tardo alpina. Datazioni radiometriche eseguite su monazite hanno dato età di 272 ± 28 Ma (datazione di TROPPER, per il progetto CARG, Foglio Rabbi).

1.4. - SCAGLIE PERMO-TRIASSICHE LUNGO FAGLIE ALPINE

Lungo le linee alpine di Zebrù e Peio sono presenti scaglie di dolomie, carniole e gessi fortemente tettonizzati, la cui età è difficilmente determinabile.

L'associazione litologica e l'analogia con la successione sedimentaria basale della Falda dell'Ortles *Auct.* indicherebbero una età triassica per gli affioramenti lungo la Linea dello Zebrù, mentre la presenza di quarziti associate alle dolomie lungo la Linea di Peio suggerirebbe piuttosto un'età permo-triassica.

1.4.1. - Gessi e Carniole (FOR_g)

Affiorano nelle zone di taglio associate alla Linea del Madriccio. Si tratta di rocce correlabili con quelle del Gruppo di Raibl descritte nei Grigioni (*Graubundens*) da FRANK (1986) e da BONSIGNORE *et alii* (1969) in Valle Lunga (Foglio Bormio).

Nell'area del Foglio Rabbi, affiorano esclusivamente al Dosso di Peder. L'affioramento maggiore è alla Croda del Sole (Foglio Bormio) dove raggiungono uno spessore massimo di 60 m (Fig. 17). La loro pertinenza alla successione sedimentaria della Falda dell'Ortles *Auct.* è provata da diversi affioramenti lungo la Linea del Madriccio (in Val Madriccio, al Passo Madriccio, al Rifugio Città di Milano, alla base della Dolomia Principale poco ad ovest del Rifugio Alto del Coston fino allo Zumpanell in Val Solda e in Val Trafoi, Foglio Bormio) e dall'analisi degli isotopi di zolfo (USTASZEWSKI, 1999, 2000). I gessi sono di color biancastro - grigio chiaro e contengono nuclei di anidrite. Non è chiaro se i nuclei di anidrite siano imputabili al metamorfismo alpino o siano di natura sedimentaria, mentre la presenza di zolfo è attribuibile alla disgregazione delle rocce dovuta alle acque meteoriche. Le carnirole sono di color giallastro - marrone chiaro e hanno tessitura a cellette. Le carnirole contengono clasti di varia grandezza delle filladi incassanti, dolomie, gessi e raramente di serpentiniti. Spesso sono piuttosto disgregati e formano sabbie grigio-marroni.



Fig. 17 - Anidriti e gessi sul versante destro dell'alta Val Peder.

1.4.2. - Calcarei e quarziti milonitici (LTR)

Scaglie di quarziti verdastre con porfiroclasti feldspatici e di calcari metamorfosati, interpretati come derivati da sedimenti permo-triassici, affiorano lungo la Linea di Peio, sul versante destro della Val d'Ultimo alle pendici del Monte Stanga (ANDREATTA, 1948a), a q. 2400 e a q. 2380 m. Entrambi gli affioramenti sono visibili dal Passo di Rabbi, guardando verso est. Nel Foglio Cevedale 1:100.000 (ANDREATTA, 1951b) i calcari milonitici che affiorano lungo la Linea di Peio erano stati rappresentati come marmi e indicati con la sigla (K).

La deformazione milonitica dovuta all'attività della faglia di Peio non ha consentito di definire la natura dei protoliti di queste rocce. ANDREATTA (1948) aveva riconosciuto tuttavia alcune analogie tra queste scaglie e la successione triassica della "sinclinale Mules".

2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA MESO - CENOZOICA (ALPI MERIDIONALI)

La successione sedimentaria meso-cenozoica è esposta all'imbocco della Valle di Bresimo in un'area di estensione limitata caratterizzata da un forte grado di deformazione. A causa dell'intensa deformazione, per elisione tettonica di varie unità, la successione risulta molto lacunosa.

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*), lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi, frammenti di crinoidi (*Dadocrinus gracilis* e *Encrinus liliiformis*), alghe *Dasycladacee* e foraminiferi del genere *Glomospirella*.

Affiora in un singolo affioramento nel settore più orientale della Val di Bresimo lungo una incisione torrentizia che incide il versante del Pramustèl, poco a monte della Località Molino, in sinistra idrografica del Torrente Barnes, al limite del Foglio.

Il Calcare di Angolo rappresenta un ambiente deposizionale a sedimentazione mista prevalentemente carbonatica di baia subtidale.

Il limite inferiore non è affiorante, coperto dalle alluvioni del Torrente Barnes.

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 almeno 40 m.

Età: Bitinico - Pelsonico inferiore ?

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. Nel limitrofo Foglio Appiano sono stati distinti tre membri generalmente sovrapposti e parzialmente eteropici.

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

Lo spessore di questa formazione nell'area del Foglio geologico Rabbi è

molto limitato. Tuttavia vi affiorano, ben riconoscibili 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**).

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 elastiche che caratterizzano il tetto del Conglomerato di Voltago che qui risulta quasi completamente eroso. 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 rappresentano il Conglomerato di Voltago che, per la sua esiguità, non risulta cartografabile.

Lo spessore è di 15 m.

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

Età: Pelsonico.

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. Sono presenti vene mineralizzate a barite.

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 ad ostracodi, brachiopodi

(*Tetractinella trigonella*, *Rhynchonella decurtata*, *Coenothyris vulgaris*) e crinoidi (*Encrinus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*).

Lo spessore raggiunge 20-25 m.

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

Età: Pelsonico.

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*) encrinitici 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.

Età: Pelsonico *p.p.*

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.

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

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.

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

Età: Illirico *p.p.*

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 (*Diplopora* sp.) 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.

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 a sviluppo regionale. Tale passaggio è visibile lungo la strada provinciale di Bresimo in località Pramustèl.

Lo spessore varia tra 200 e 350 m.

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: Illirico - Fassanico.

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. È talora ricristallizzata ed intensamente cataclasata; tuttavia, nonostante l'intenso grado di deformazione, l'assetto strutturale è riconoscibile e caratterizzato da giacitura degli strati costantemente immergenti verso WNW 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 dei livelli a breccie. Localmente, il tetto della formazione è caratterizzato da calcari dolomitici neri o grigio scuri con abbondanti solfuri.

Il limite con la sottostante Formazione dello Sciliar è paraconcordante, graduale, e caratterizzato da variazioni di facies molto blande associate alla com-

parsa di dolomie e/o calcari dolomitici di colore grigio scuro, talora violaceo, ed alla presenza di rari clasti millimetrici/submillimetrici di origine vulcanica. Tali litofacies di base, che corrispondono stratigraficamente alle unità altrove cartografate 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 giumbeli* 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 laddove la formazione è in contatto, lungo la faglia delle Giudicarie Nord, con il basamento della Falda del Tonale. Il limite inferiore para-concordante 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 m.

L'ambiente deposizionale è quello di una vasta ed articolata piattaforma carbonatica dolomitizzata precocemente, con prevalenti facies lagunari e di piana tidale.

Età: Norico - Retico?

2.6. – CALCARE DI ZU (ZUU)

Il calcare di Zu del settore settentrionale del Gruppo di Brenta (Foglio Malè) 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, è stato individuato in località Monticello.

Alcuni piccoli affioramenti di calcari dolomitici grigio chiari a strati spessi sono invece stati attribuiti al membro di Tremalzo (**ZUU₃**). 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.

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**). Spessore: 40 m.

Il membro del Grosté è stato individuato in località Monticello dove è caratterizzato da una potenza di 20-30 m.

Età: Norico? - Retico.

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 versante settentrionale di 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 m) nei quali si passa da micriti subtidali bioturbate, nella parte inferiore del ciclo, a depositi inter- e sopra- tidali caratterizzati da *birds eyes*, piccoli *tepees* e laminazioni stromatolitiche.

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

Gli strati sono medio-spessi. Il limite inferiore non affiora; il limite superiore è eliso tettonicamente da una faglia del sistema delle Giudicarie Nord che mette questo membro in contatto con la formazione di Val d'Agola.

Lo spessore non è inferiore a 120 m.

Età: Retico.

2.7. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI (**CG**)

Il Gruppo dei Calcari Grigi è poco o nulla rappresentato nel Foglio Rabbi. Affiora fuori foglio 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. Nel foglio affiorano la formazione di Rotzo (**RTZ**) e la formazione del Monte Zugna (**FMZ**).

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 Monticello.

Si differenzia dalle altre unità del gruppo per la tessitura prevalentemente micritica e localmente per la presenza di micriti scure alternate a sottili livelli argillosi.

Limiti non determinabili. Spessore non inferiore a 40 metri.

Età: Retico? - Sinemuriano.

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 in scaglie tettoniche lungo la Linea delle Giudicarie Nord. L'affioramento più significativo del Foglio si localizza 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.

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

Età: Sinemuriano - Pliensbachiano.

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.

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. È 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 del Foglio Rabbi ne affiorano solo due: il membro basale di Bregna 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 dei due membri 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.

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, con diametro pluricentrico, di selce, rocce carbonatiche mesozoiche, quarzo, rocce metamorfiche, plutoniti e vulcaniti (CASTELLARIN *et alii*, 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.

2.9.2. - *Membro delle Coste di Gual (VAG₂)*

Il membro delle Coste di 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 *Discocyclina*. Affiora presso il Castello di Altaguardia ed in località Acqua dei Così lungo la strada che dalla Segheria Veneziana presso Fontana conduce a Monticello. Il tetto di questa unità è costituito da calcari micritici grigi affioranti presso il Passo Gioél e da areniti grigie in località Acqua dei Così.

Si differenzia dal membro di Bregn da l'Ors per la presenza di marne rosa-rosso nella parte inferiore della successione (Fig. 18), alternate a marne calcaree grigie, calcareniti e marne calcaree grigie con sottili intercalazioni pelitiche.

Il limite inferiore è stratigrafico su **VAG₁**. Nell'area del foglio Rabbi lo spessore varia da 5 a 50 m.

Età: Campaniano - Maastrichtiano.



Fig. 18 - Clivaggio nei calcari marnosi del membro di Bregna da l'Ors.

3. - MAGMATISMO TARDO - ALPINO

Comprende le apofisi terziarie del Tof di Malè e di Prabon in bassa Val de la Mare, del Lago di Collecchio e del Lago Verde in Val d'Ultimo (**APF**), e un corteo di filoni di composizione acida (**fx**), intermedia (**fz**) e basica (**fy**) e rari lamprofiri intrusi nel basamento austroalpino. I filoni sono più diffusi nel basamento della Falda Ortles-Campo, strutturalmente la più profonda nella pila di falde alpine e più rari nel basamento della Falda del Tonale.

3.1. - GRANODIORITI E QUARZODIORITI (**APF**)

Le apofisi che affiorano nell'area del Foglio hanno composizione da granodioritica a tonalitica. Mostrano colore grigio e grana medio-fine con struttura olocristallina granulare talora porfirica, con fenocristalli di feldspato, orneblenda e biotite. I corpi maggiori affiorano al Tof di Malè e al Lago Verde e tagliano tutte le strutture alpine del basamento Austroalpino.

3.1.1. - *Quarzodioriti del Lago Verde*

In alta Val d'Ultimo le apofisi affiorano in entrambi i versanti della valle a nord del Lago Verde, sulle pareti immediatamente a ovest del lago, in corrispondenza del Rifugio Canziani, poco a valle della diga, nel circo a SE di Cima Sternai Meridionale, nel circo del Rio Bianco e a SE del Lago Nero.

I limiti delle quarzodioriti con le rocce incassanti sono netti e generalmente ben visibili; talvolta invece in corrispondenza dei limiti sono presenti breccie di intrusione, derivate dai micascisti incassanti (Lago Verde). La breccia appare come una roccia maculata, dove i frammenti di basamento sono immersi in una matrice biancastra. La percentuale di frammenti di basamento è assai variabile (Fig. 19a, b). Data la loro limitata estensione le breccie di intrusione non sono cartografabili.

Dal punto di vista mineralogico, le quarzodioriti, sienograniti e tonaliti del Lago Verde sono costituite da quarzo, abbondante plagioclasio spesso zonato e K-feldspato, biotite e scarsa orneblenda. I minerali accessori sono: apatite, zircone, solfuri (pirite), ossidi; i minerali secondari sono: epidoto, calcite, tremolite, clorite e titanite. Sono state osservate due generazioni di anfibolo: la prima in grandi cristalli con pleocroismo sui toni del verde oliva – giallo, la seconda in piccoli cristalli con pleocroismo sui toni del verde intenso.

Dal punto di vista geochimico le quarzodioriti del Lago Verde mostrano una affinità alcalino-potassica e si distinguono dalle quarzodioriti del Passo della Bottiglia (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

Le quarzodioriti sono ricche di inclusi sia co-magmatici costituiti da minerali femici, formatisi per differenziazione nella camera magmatica, sia derivati dal basamento, con tipici bordi di reazione. Gli inclusi comagmatici sono generalmente tondeggianti, a causa del modellamento operato dal magma viscoso, ricco in silice, che li ha trasportati e sono costituiti prevalentemente da orneblenda. Gli inclusi derivati dal basamento sono, invece, costituiti da minerali quali cordieri-

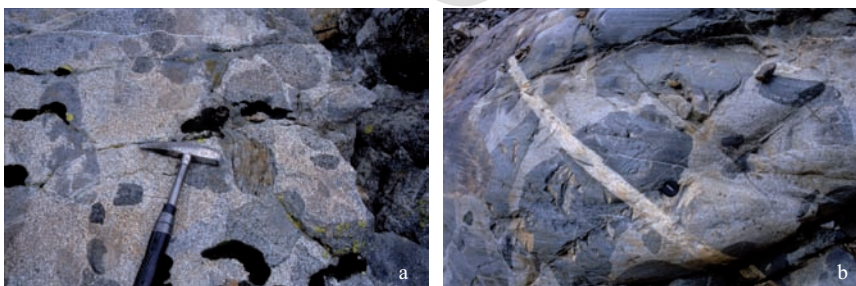


Fig. 19 - a) Inclusioni basiche e di scisti incassanti nell'apofisi quarzodioritica del Lago Verde. b) Inclusioni e filoni leucocratici tardivi.

te, andalusite, ilmenite, clorite e biotite e mostrano microstrutture relitte. Talvolta si osservano relitti di cristalli o aggregati di quarzo del basamento non completamente fusi.

Le quarzodioriti e le tonaliti sono talora attraversate da filoni di composizione intermedia e, più spesso, da numerosi filoni leucocratici di spessore centimetrico-metrico (settore a NW del Lago Verde). In particolare, i filoni leucocratici di spessore metrico del Lago Verde possono contenere druse di quarzo ben cristallizzate, con individui di dimensioni centimetriche.

Le rocce intrusive non mostrano tracce di foliazioni tettoniche, ma in alcuni affioramenti si osserva una foliazione magmatica. L'aureola di contatto è poco sviluppata e caratterizzata dalla presenza di andalusite, cordierite e biotite.

L'analisi petrologica di queste rocce ha consentito di calcolare temperature di messa in posto attorno a 650°-700°C e pressioni massime di 0.15 GPa che corrispondono a circa 4,5 km di profondità, confermata dalla stabilità dell'andalusite nelle rocce metamorfosate per contatto del Lago Verde (SCHWIENBACHER *et alii*, 2007; SCHWIENBACHER, 2008).

Le datazioni radiometriche con metodo Rb-Sr sulla roccia totale e su biotite hanno dato età comprese tra 32 e 30 Ma (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

3.1.2. - *Leucoquarzodiorite dell'Alpe di Soy*

Un corpo di leucoquarzodiorite di modeste dimensioni affiora nei pressi dell'Alpe di Soy. L'apofisi ha rapporti discordanti rispetto al basamento incassante. La roccia è a grana medio - fine con struttura olocristallina granulare, con quarzo, feldspati e biotite. Contiene inclusi di varie dimensioni (anche metriche) del basamento incassante e profondamente trasformati per effetto del metamorfismo di contatto. I minerali più abbondanti sono quarzo, K-feldspato, biotite e plagioclasio.

3.1.3. - *Quarzodioriti del Tof di Malè*

L'apofisi principale affiora tra gli speroni rocciosi del Tof di Malè e le pareti della Pala della Donzella, tra q. 2500 e 2600 m. Ha forma allungata e copre un'area di circa 0,6 km². È costituita da quarzodiorite talora a struttura porfirica con subordinate facies leucocratiche. Il colore è grigio scuro verdastro, la grana varia da media a grossolana. La composizione mineralogica è data da plagioclasio, biotite, anfibolo, quarzo \pm K-feldspato; in qualche caso è stata osservata anche la presenza di clinopirosseno relitto entro anfibolo (FERRETTI-TORRICELLI, 1982). La roccia incassante, data dai micascisti dell'unità di Peio, è molto alterata e fraturata ed ha prodotto coltri di alterazione rossiccia.

Le datazioni radiometriche su roccia totale e biotite hanno dato età di 30 Ma (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

Il contatto con le rocce incassanti è articolato e caratterizzato dalla presenza di un fitto intreccio di filoni aplitici e pegmatitici a plagioclasio, quarzo, K-feldspato e biotite.

Altre due piccole intrusioni affiorano in prossimità del corpo maggiore, in località Pozzuol.

3.1.4. - *Granodiorite del Lago di Collecchio*

È un piccolo corpo di granodiorite con tessitura porfirica affiorante alla testata della Val d'Ultimo. Ha una modesta aureola metamorfica di contatto costituita da cornubianiti a corindone e andalusite attraversata da filoncelli aplitici. La roccia è grigio-chiara con evidenti cristalli di anfibolo, biotite e plagioclasio.

3.2. - FILONI (fx, fy, fz)

I filoni che intrudono il basamento della Falda Ortles-Campo e della Falda del Tonale hanno caratteristiche simili. Tuttavia nel basamento della Falda Ortles-Campo i filoni sono molto più diffusi. Si tratta in generale di filoni di composizione variabile, da acida (fx) a intermedia andesitica (fz), a basica (fy), di colore chiaro i primi, grigio-verde o verde scuro gli altri. Sono tendenzialmente porfirici con fenocristalli di orneblenda e plagioclasio. Un unico filone con struttura afirica è stato campionato nell'area del Foglio (Passo di Soy).

L'intrusione dei filoni è avvenuta lungo due direttrici di fratturazione principali: la prima orientata NNW-SSE ben evidente nell'area del Lago Verde fino a NW-SE (Sass Forà), la seconda orientata NE-SW, parallelamente al trend della scistosità regionale. Quest'ultima direzione è tipica dei filoni del Passo Soy, della cresta presso la Cima di Tovo, dell'Orecchia di Lepre e della zona NE del Passo di Tarres (Laghi del Covolo). I filoni possono essere da subverticali a suborizzontali (filone del Monte Confinale) o variamente inclinati rispetto alla scistosità regionale.

Nell'area del Lago Verde sono stati osservati esclusivamente filoni andesitici, mentre al Passo Soy e al Monte Pils sono stati cartografati anche alcuni filoni basici.

Nel diagramma classificativo di LE MAITRE (1989) i filoni del Lago Verde, del Monte dei Metalli e del Passo di Soy cadono nel campo delle andesiti e trachandesiti potassiche (BOCINI, 2001).

3.2.1. - Filoni acidi (fx)

Alcuni filoni aplitici sono intrusi in Valle Montechiesa entro gneiss del Tonale e tagliano in discordanza la fascia milonitica della Linea di Peio. Un filone leucocratico taglia le miloniti poco a monte di Malga Alplaner di dentro (*Inneren Alpaneralm*, q. 2265 m; loc. Costa di Giovo). Questo filone è stato datato con metodo U/Pb su zircone e ha dato età di 31.8 Ma (MÜLLER in VIOLA, 2000). Un altro filone aplitico taglia la scistosità degli ortogneiss del Tonale, circa 400 m a nord di Cima Tuatti; un terzo, di dimensioni decametriche, affiora sul versante della cima quotata 2643 m, a sud di Malga dell'Orso a q. 2530 m.

Tra la Val d'Ultimo e la Val Venosta (unità di Peio), nella zona di cresta, affiorano alcuni filoni di composizione acida, composti prevalentemente da plagioclasio, K-feldspato, quarzo e mica bianca. Talora possono raggiungere dimensioni plurimetriche (es., filone lungo la cresta situata un chilometro a est del Monte Confinale).

Piccoli corpi filoniani acidi, composti da quarzo e plagioclasio e mineralizzati ad ossidi (tra cui ematite) e pirite, affiorano anche all'Alpe del Covolo.

3.2.2. - Filoni intermedi (fz)

I filoni andesitici e andesitico - basaltici di colore nero, grigio-verde o verde scuro tendenzialmente porfirici sono i più diffusi nell'area del Foglio. Hanno spessore da decimetrico a metrico. In generale questi filoni di composizione intermedia, sono alterati in superficie e coperti da patine biancastre. Sono spesso intrusi lungo la scistosità regionale (direzione NE-SW) e in affioramento non mostrano foliazione. Affiorano in Val d'Ultimo nel settore tra il Gioveretto e La Pozza, al Passo di Soy e sotto la Cima di Tovo. In Val Martello, all'Alpe di Soy, affiora un unico filone di composizione intermedia.

Nell'area della Val di Rabbi i filoni sono concentrati nell'area del Monte dei Metalli. Nell'area del Lago Verde numerosi filoni sono presenti in prossimità dell'apofisi di quarzodioriti nelle località di Monte Pils, Malga Fontana Bianca, Piles, Passo di Soy, Cresta di Tovo, Alpe di Soy.

In Val di Clapa (unità d'Ultimo) non sono stati trovati filoni in affioramento, ma la loro presenza è provata dal ritrovamento di ciottoli andesitici nel deposito glaciale a NW di Malga Binasia. In Val di Bresimo due filoni di circa 1-2 m di spessore affiorano lungo la cresta di Serra Spinal (unità d'Ultimo).

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 ed ilmenite.

Nei filoni del Lago Verde i fenocristalli sono rappresentati da orneblenda e plagioclasio zonato, biotite e raro feldspato potassico. I fenocristalli di orneblenda e di plagioclasio sottolineano la tessitura di flusso se presente (BOCINI, 2001). La massa di fondo è generalmente microcristallina, raramente vetrosa, costituita da plagioclasio, quarzo, feldspato e biotite. I filoni del Lago Verde mostrano frequenti inclusi di basamento con associazioni a corindone, magnetite, apatite, epidoto e cristalli di quarzo sub-arrotondati con bordi di reazione di biotite.

In qualche caso i filoni sono accompagnati da intensi fenomeni di circolazione idrotermale che determinano mineralizzazioni a quarzo, pirite e altri ossidi in cristalli ben sviluppati (es., mineralizzazioni associate al grande filone della cresta a sud di Cima Sternai Meridionale e ai filoni del Monte dei Metalli). I filoni sono spesso alterati con trasformazione del feldspato in aggregati di sericite, calcite e prodotti argilloso - caolinici, e dei minerali basici in clorite, epidoto, calcite e altri minerali secondari.

Altri filoni andesitici con fenocristalli di anfibolo e plagioclasio tagliano gli gneiss stromatici in alta Val Lavazzè, presso la Malga Murada (q. 2010 m) e a sud del Lago Poinella (Fig. 20a, b). In particolare questi filoni mostrano, oltre ad inclusi di anfiboliti a granato, anche inclusi di peridotiti a granato e a spinello dell'unità di Ultimo.



Fig. 20 - a) Filone a composizione intermedia con inclusi di rocce incassanti, gabbri e peridotiti presso la Malga Masa Murada in alta Val Lavazzè. b) Microstruttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio in matrice microcristallina e incluso di un filone presso Malga Masa Murada (dimensione: 5 mm).

3.2.3. - Filoni basici (fy)

Rari lamprofiri (*minette*) sono stati osservati nell'area del Monte dei Metalli. Circa 400 m a NNE del Giogo Nero affiora un filone lamprofirico plurimetrico (lamprofiro sienitico, MINGUZZI, 1940) composto da anfibolo, plagioclasio, biotite e clinopirosseno.

L'età oligocenica dei filoni basici è supposta per confronto con l'età delle apofisi quarzodioritiche datate con metodo Rb-Sr su roccia totale e biotite al Lago Verde e al Tof di Malè, tuttavia essi potrebbero essere di età diversa.

3.3. - TONALITE (TLG)

Piccole lenti di dimensione metrica a composizione tonalitica, quarzo-dioritica e raramente aplitica, comunemente denominate “Lamelle Periadriatiche” (EXNER, 1976), affiorano in Val dei Rivi ed in tre località della Val di Bresimo: in prossimità del Castello di Altaguardia, della Malga Montanzana e lungo la Val Verniani. Queste rocce formano scaglie tettoniche metrico-decametriche entro la zona di faglia delle Giudicarie Nord al contatto tra gli gneiss (TUG) e le anfiboliti (TUA) dell'unità d'Ultimo soprastanti e la formazione di Val d'Agola (VAG) sottostante. Hanno colore biancastro, struttura da granulare a marcata foliata, sottolineata da aggregati di quarzo nastriforme, ricristallizzati a grana fine, epidoto e anfibolo (Fig. 21a). Possono contenere inclusi magmatici centimetrici di composizione quarzo-gabbriica (Fig. 21b). L'aureola metamorfica di contatto è stata presumibilmente elisa dalla faglia delle Giudicarie Nord.

Queste lamelle sono state infatti fortemente tettonizzate e sono caratterizzate da un'intensa deformazione duttile di età oligocenica superiore (28 ± 1 Ma, MARTIN *et alii*, 1993) e da deformazione fragile.

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.

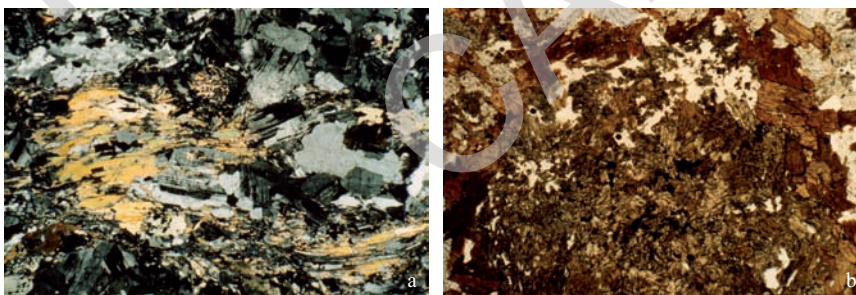


Fig. 21 - Microstruttura nelle tonaliti foliate di Rumo: a) Quarzo ricristallizzato a nastri e anfibolo nella tonalite foliata (larghezza della foto: 3 mm). b) Incluso femico a cumingtonite nella tonalite (larghezza della foto: 5 mm).

4. - SUCCESSIONI QUATERNARIE

4.1. - UNITÀ CONTINENTALI: GENERALITÀ E CENNI STORICI

La presenza di estese aree glacializzate durante il Pleistocene ha fortemente condizionato lo spessore, l'estensione e le caratteristiche dei sedimenti quaternari dell'area del Foglio Rabbi; infatti i versanti e i fondovalle sono ricoperti da abbondanti depositi glaciali di questo periodo.

I depositi glaciali e proglaciali del Tardiglaciale e dell'Olocene sono invece rinvenuti esclusivamente alla testata delle valli e sono ubicati in prossimità delle attuali fronti glaciali. I primi formano le morene frontali o laterali (Fig. 22a) mentre i secondi costituiscono piccole piane alluvionali o coni fluvio-glaciali di modesta estensione.

La parte inferiore dei versanti è ricoperta da ampie falde e coni detritici che si appoggiano sulla piana alluvionale, costituita da brevi tratti pianeggianti e, più frequentemente, da estesi conoidi di deiezione che spesso occupano l'intero fondovalle. Dove in passato i conoidi hanno ostacolato il regolare deflusso delle acque si sono formati piccoli bacini lacustri (Fig. 22b, c), rapidamente colmati dagli apporti alluvionali e successivamente incisi dall'azione erosiva dei corsi d'acqua. La maggior parte dei conoidi alluvionali si è formata in seguito al trasporto in massa di ripidi torrenti che collegano la parte alta dei versanti al fondovalle, mediante profonde incisioni.

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

I depositi crioclastici hanno dato origine ad una copertura quasi continua ai piedi delle pareti rocciose, al di sopra del limite del bosco. Essi sono frequenti soprattutto in corrispondenza delle numerose fasce cataclastiche presenti nell'area. Anche i *rock glacier* sono forme molto diffuse, soprattutto nei circhi esposti a nord della Val Martello, della Val d'Ultimo e delle valli minori (Fig. 22d).

Le frane di crollo sono relativamente poco frequenti, mentre le deformazioni gravitative profonde sono diffuse e interessano estesi settori dei versanti vallivi (DGPV) della Val Venosta, Val d'Ultimo e Val di Rabbi. I piccoli scosscendimenti che interessano la parte superficiale della coltre detritica e i depositi glaciali sono numerosi. Si segnala inoltre la presenza di forme di erosione e di depositi dovuti a valanghe, soprattutto in Val di Rabbi.

Dal punto di vista cronologico, le forme glaciali e i depositi quaternari appartengono essenzialmente al Pleistocene superiore e all'Olocene. Non sono stati segnalati depositi precedenti all'ultima massima espansione glaciale.

La Val Martello, la Val d'Ultimo, la Val di Rabbi e l'alta Val di Peio sono state



Fig. 22 - a) Morene in alta Val Martello. b) Depositi lacustri (varve) in prossimità della lingua glaciale del Careser. c) Sandur in alta Val Martello. d) Rock glacier in Val de la Mare.

prese in considerazione da numerosi Autori che ne hanno approfondito sia lo studio geologico che quello dei depositi glaciali. Va ricordata, in merito, la recente analisi geomorfologica e glaciologica svolta dal GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA C.N.R. (1986) nell'alta Val di Peio, analisi che ha permesso di distinguere depositi quaternari appartenenti a diverse fasi del Tardiglaciale e dell'Olocene.

Un contributo allo studio dei depositi quaternari è stato dato dalle ricerche di RACZKOWSKI (1997) che ha distinto i *rock glaciers* della Val Martello in quattro categorie: 1) *rock glaciers* relitti, 2) *rock glaciers* inattivi, 3) *rock glaciers* attivi e 4) forme allo stadio iniziale. Le ricerche di ALBERTINI (1955) hanno portato invece un valido contributo alla conoscenza dei fenomeni peri-

glaciali del Gruppo Ortles-Cevedale.

HAMMER (1908), PENCK (1909) e più recentemente HÖLLERMANN (1964) e G.B.CASTIGLIONI (1985) hanno contribuito alla conoscenza dei depositi stadiali della Val Martello e delle valli vicine. A questi Autori vanno aggiunti PENCK & BRÜKNER (1909), SCHWINNER (1912) e VON KLEBELSBERG (1935) per l'importanza delle loro ricerche di carattere regionale, paleogeografico e metodologico e ANDREATTA (1951) per i rilievi e la rappresentazione delle coperture detritiche e glaciali sul Foglio 1:100.000 Monte Cevedale. Recentemente, nell'ambito di una tesi di laurea, è stato prodotto un interessante studio geomorfologico corredato da una carta geomorfologica e dei depositi quaternari alla scala 1:10.000 in Val di Bresimo (FELLIN, 1999).

Per quanto riguarda la distribuzione e lo stato dei ghiacciai di quest'area alpina, esiste infine una vasta bibliografia di carattere preminentemente geografico, che però non prende in considerazione i depositi glaciali (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO-CNR, 1962). Un esempio dell'interessante letteratura di taglio geografico è dato dal lavoro di DESIO del 1967 che riguarda i ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale, a cui è allegata una carta che riporta la "Posizione delle fronti dei ghiacciai dal 1865 al 1961 e la distribuzione dei cordoni morenici". Quest'analisi si è rivelata molto utile per definire l'espansione della Piccola Età Glaciale nell'area del Foglio Rabbi.

4.2 - UNITÀ STRATIGRAFICHE A LIMITI INCONFORMI

I depositi continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi. Per correlare i diversi depositi e stabilire la loro appartenenza alle diverse unità, sono stati seguiti i criteri definiti per il rilevamento del Quaternario continentale dal Servizio Geologico Nazionale e dal Progetto CARG dell'Alto Adige nel contiguo Foglio Appiano, operando modifiche minime nella definizione delle U.B.S.U. tali da permettere il loro utilizzo anche in quest'area alpina. Le unità a limiti inconformi riconosciute nel Foglio Rabbi sono sintetizzate nel seguente quadro delle formazioni continentali quaternarie (Tab. 1). Oltre all'età delle singole unità stratigrafiche, vengono indicate anche le caratteristiche principali dei depositi che le costituiscono e la denominazione utilizzata in letteratura dagli autori precedenti.

Nell'area del Foglio Rabbi sono stati individuati due sintemi: il sintema Postglaciale Alpino e il sintema del Garda.

Il sintema del Garda (**SGD**) comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali dell'ultima massima espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*, abbreviato LGM). In esso sono inseribili tutti i depositi dell'LLGM (*Local Last Glacial Maximum*) dei bacini del F. Adige e del T. Noce. Nel foglio geologico n. 9 "Monte Cevedale" della Carta Geologica delle Tre Venezie, questi depositi erano descritti come depositi morenici *würmiani*.

Tab. 1 - *Quadro delle unità continentali quaternarie del Foglio Rabbi.*

Età	Unità climatiche	Nome formazionale	Nome formazionale	Attributi generali	Autori precedenti
Attuale - Olocene	P.E.G.-Attuale	<i>Subsintema dell'Amola (PTG₁)</i>		Depositi della P.E.G. ed altri ad essi correlati	Depositi olocenici
Olocene - Pleistocene sup.	Post-Tardiglaciale	Sintema Postglaciale Alpino (PTG)		Depositi glaciali alluvionali e di versante	Depositi olocenici
		BACINO DEL F. ADIGE	BACINO DEL T. NOCE		
Pleistocene sup.	Tardiglaciale superiore	Unità delle Alte Valli - <i>Subsintema di Malga Fontana Bianca (V. d'Ultimo) (SGD₈)</i>	Unità delle Alte Valli - <i>Subsintema di Bondo (Val di Peio) (SGD₂)</i>	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	Fasi stadiali tardiglaciali (Egesen, Daun, Gschnitz)
Pleistocene sup.	Tardiglaciale inferiore	Unità di Fondovalle - <i>Subsintema di San Pancrazio (V. d'Ultimo) (SGD₄)</i>	Unità di Fondovalle - <i>Subsintema di Cloz (Val di Bresimo) (SGD₃)</i> - <i>Subsintema di Malè (Val di Sole) (SGD₁)</i>	Depositi glaciali vallivi e lacustri singlaciali	Ultime fasi dell'U.M.G. (Bühl, Steinach)
Pleistocene sup.	Tardiglaciale Pleniglaciale	Sintema del Garda (SGD)		Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	Würm III

All'interno del sintema del Garda sono state distinte due unità che definiscono in modo più preciso, rispetto al passato, le fasi tardiglaciali di chiusura dell'ultima massima espansione glaciale. L'unità di Fondovalle nasce dall'esigenza di giustificare sui fondovalle di quest'area, così come nell'area del contiguo Foglio Malè e in altre aree del Trentino e dell'Alto-Adige, la presenza di depositi glaciali, fluvioglaciali, di frana e lacustri, non attribuibili all'acme dell'ultima massima espansione glaciale e, nello stesso tempo, dall'esigenza di tenere separati questi depositi dai depositi glaciali dell'unità delle Alte Valli, caratterizzata da una netta ripresa del glacialismo tardiglaciale, diffusamente presente nei principali gruppi montuosi delle Alpi. A queste due unità, riconosciute anche nei vicini Fogli Malè, Tione di Trento e Appiano (nel Foglio Appiano non sono distinte le unità di Fondovalle e delle Alte Valli, ma sono riconosciuti i subsintemi che vi appartengono), afferiscono otto subsintemi, appartenenti ai due bacini idrografici principali dell'area: quattro al bacino dell'Adige e quattro a quello del Noce. I subsintemi che rappresentano l'unità delle Alte Valli nell'area del Foglio Rabbi sono quelli di Malga Fontana Bianca (SGD₈) e Bondo (SGD₂), mentre i subsintemi che rappresentano l'unità di Fondovalle sono quelli di Malè (SGD₁), di Cloz (SGD₃) e di San Pancrazio (SGD₄).

Viene confermato, come per il vicino Foglio Malè, il sintema Postglaciale Alpino, definito con la sigla **PTG**, che include tutti i depositi formati dalla fine dell'ultima massima espansione glaciale (Pleistocene superiore) ai nostri giorni. Il limite inferiore del sintema Postglaciale Alpino ha età variabile dal punto di vista cronologico.

Questo sintema può essere correlato all'analogo sintema Postglaciale dell'atiguo Foglio geologico Appiano ed è assimilato ai depositi olocenici della precedente Carta Geologica delle Tre Venezie: Foglio n. 9 "Monte Cevedale".

Anche nel Foglio Rabbi è stato possibile riconoscere un'unità di rango inferiore indicata come subsintema dell'Amola (**PTG₁**) che comprende tutti i depositi più recenti di quest'area inclusi quelli della Piccola Età Glaciale (P.E.G.) (1500-1895 d.C).

Non si sono individuati depositi quaternari precedenti all'ultima massima espansione glaciale.

4.3. - UNITÀ STRATIGRAFICHE APPARTENENTI ALL'ULTIMA MASSIMA ESPANSIONE GLACIALE (LLGM "LOCAL LAST GLACIAL MAXIMUM")

4.3.1. - *Sintema del Garda (SGD)*

Al sintema del Garda vengono attribuiti i depositi associati all'ultima massima espansione glaciale (LGM, con picco intorno ai 18.000 anni B.P.). Questi sono molto abbondanti nel settore settentrionale del Foglio, ed in particolare sul versante meridionale della Val Venosta, in Val d'Ultimo e subordinatamente in Val di Rabbi e in Val di Bresimo. Le tracce più elevate di depositi lasciati dal ghiacciaio pleistocenico, nella sua massima fase di espansione, si trovano sul versante meridionale della Val Venosta a q. 2150 m sopra M.ga di Covelano, a 2250 m presso M.ga Peder in Val Martello, intorno a 2150 m nei pressi del lago artificiale di Quaira in Val d'Ultimo, a 2050 m presso Malga Paludè alta, sul versante destro della Val di Rabbi ed ancora a 2150 m presso Malga Binasia di sopra, sul versante sinistro della Val di Bresimo.

I depositi glaciali al di sotto di tale limite sono interpretati come *till* di ablazione e/o di alloggiamento della massima espansione glaciale oppure attribuiti ad una delle ultime fasi dell'LGM o del Tardiglaciale. Le quote più basse a cui si rinvencono questi depositi (intorno a 1000 m) si riferiscono ai tratti terminali delle principali valli dell'area in esame. D'altra parte i versanti della Val Martello, Val d'Ultimo, alta Val di Rabbi e Val di Bresimo, così come il versante meridionale della Val Venosta, sono abbondantemente ricoperti fino al fondovalle dai depositi dei ghiacciai dell'ultima espansione.

Lo spessore visibile dei sedimenti attribuiti a questo sintema varia da alcuni metri a circa un centinaio di metri.

Il limite inferiore sul substrato roccioso è ritenuto erosivo, non essendo stati segnalati depositi più antichi dell'ultima massima espansione; il limite superiore, con il sintema Postglaciale, è inconforme. Dove esso coincide con l'attuale superficie topografica è caratterizzato dalla presenza di un suolo di modesto spessore (0.5-1 m), sviluppatosi durante l'Olocene. In questo sintema sono inclu-

si tutti i corpi sedimentari deposti non solamente durante l'acme glaciale, ma durante l'intero evento, comprendendo quindi sia le fasi di avanzata che quelle di ritiro del ghiacciaio ("tardiglaciale" *Auct.*), con estensione negli interi bacini dell'Adige e del Noce. Durante la sua massima espansione il ghiacciaio che percorreva la Val Venosta ha travalicato la dorsale che divide questa valle dalla Val Martello in prossimità della Forcella di Covelano, lasciando come prove del suo passaggio numerosi massi erratici (Alpe del Succhio di Fuori).

Il sintema del Garda è costituito essenzialmente da depositi glaciali (*till*), ma include anche depositi di contatto glaciale come quelli osservabili sul versante meridionale della Val Venosta, alla Capanna dei Cacciatori (1787 m) e quelli di Capanna del M.te del Sasso (2103 m) in Val d'Ultimo. L'interpretazione di tali corpi sedimentari è avvenuta essenzialmente mediante l'osservazione delle caratteristiche geomorfologiche del versante, mancando in entrambi i casi la presenza di affioramenti significativi.

La sezione relativa ai depositi glaciali più rappresentativa dell'area inclusa nel Foglio, è quella di uno scasso per la costruzione di una casa in località "La Valle" in Val Martello. Si tratta di *till* di alloggiamento, costituito da *diamicton* massivo, con clasti variabili dimensionalmente e tessituralmente dalle ghiaie ai blocchi, a spigoli smussati e matrice limoso - argillosa localmente sabbiosa, sovraconsolidata, con elementi litologici della Falda Ortles-Campo, con prevalenza di micascisti e paragneiss a granato e staurolite e ortogneiss granitici.

Il limite inferiore dei depositi glaciali con il substrato roccioso è erosivo. Il limite superiore coincide con la superficie topografica e presenta un suolo di 40 cm poco sviluppato.

I depositi glaciali sono presenti con differenti *facies*, qui di seguito descritte.

Till di alloggiamento

Gli affioramenti più significativi sono situati in Val d'Ultimo in località Iesido sul versante destro, e in località "Moos" ("La Palude") sul versante sinistro. Si tratta di *diamicton* massivo a supporto di matrice (Dmm) con clasti eterometrici (da centimetrici a decimetrici), subangolosi e subarrotondati, talvolta a "ferro da stiro".

La matrice, abbondante, è limoso - argillosa, talvolta con sabbia fine, di colore bruno rossastro o talvolta tendente all'ocra. I massimi spessori osservati sono di 3-4 m, ma il deposito potrebbe essere molto più spesso, in particolare in corrispondenza dei settori meno ripidi dei versanti. In alcuni casi i depositi poggiano direttamente sul substrato roccioso. Il limite superiore di questi depositi è generalmente rappresentato dalla superficie topografica. In alcuni casi la parte superiore del deposito è più arrossata (alterazione pedogenetica) e coperta da suolo, mentre in altri non c'è nessun livello pedogenetico. Nella Valle di

Lasa, al Fosso di Salto (Val Martello), alla Sorgente di Casera Vecchia (Val d'Ultimo), a Malga Samocleva (Val di Rabbi) e a Malga Bordolona (Val di Bresimo), il limite superiore è inconforme con i depositi glaciali dell'unità delle Alte Valli.

Till di ablazione

In Val d'Ultimo, a nord di Pracupola, si osserva un *diamicton* a supporto di matrice (Dmm), con abbondante presenza di clasti in prevalenza subangolosi. Questa *facies* è normalmente meno frequente rispetto al *till* di alloggiamento.

Età: Pleistocene superiore, *p.p.*

4.3.1.1. - Unità di Fondovalle (SGD₁, SGD₃ e SGD₄)

Nella fase finale dell'ultima massima espansione glaciale, nei bacini dell'Adige e del Noce, si verificarono numerosi eventi sedimentari i cui depositi sono stati individuati e cartografati con nuovi dettagli in questo Foglio geologico. Questi eventi sedimentari sono stati riferiti all'unità di Fondovalle e attribuiti alla fase che precede la ripresa del glacialismo tardiglaciale (stadio di Bühl e di Steinach *Auct.*).

Età: Pleistocene superiore, *p.p.*

Subsintema di Malè (SGD₁) (bacino del Noce)

La sezione tipo di questo subsintema è stata descritta nelle Note illustrative dell'attiguo Foglio geologico Malè.

Nell'area del Foglio Rabbi si rinvengono solo piccoli affioramenti di fondovalle che permettono di ascrivere tali depositi, per caratteri sedimentologici e morfologici al subsintema di Malè. Si tratta di depositi di contatto glaciale costituiti da sabbie e ghiaie, disposte in livelli debolmente stratificati che si alternano a livelli con materiale grossolano con ciottoli centimetrici e massi metrici, che testimoniano condizioni di deposizione ad alta energia in bassa Val di Peio.

In bassa Val di Bresimo gli affioramenti osservati sono costituiti da sabbie e limi fittamente stratificati, che presuppongono una sedimentazione di ambiente glaciolacustre, condizionata, con probabile azione di sbarramento, da parte del ghiacciaio che scendeva dalla Val di Sole e che sostava allo sbocco nella Val di Non.

Età: Pleistocene superiore, *p.p.*

Subsintema di Cloz (SGD₃)

(sottobacino del torrente Barnes, bacino del Noce)

La sezione tipo di questo subsintema è stata descritta nelle Note illustrative dell'attiguo Foglio geologico Appiano. Nell'area del Foglio Rabbi si rinvencono solo piccoli affioramenti di fondovalle che permettono di ascrivere tali depositi, per caratteri sedimentologici e morfologici, al subsintema di Cloz.

Gli affioramenti principali sono stati osservati nella parte bassa della Val di Bresimo. 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 allo sbocco della Val di Bresimo nella Val di Non.

Età: Pleistocene superiore, *p.p.*

Subsintema di San Pancrazio (SGD₄)

(sottobacino del Rio Valsura, bacino dell'Adige)

La sezione tipo di questo subsintema si trova nell'area a cavallo fra il Foglio Rabbi ed il Foglio Appiano, dove è stata già descritta e a cui si rimanda (si vedano note illustrative del Foglio Appiano, Sezione 4.3.1.2, pg. 124).

Nell'area del Foglio Rabbi si rinvencono depositi di contatto glaciale e fluvioglaciale, nonché depositi lacustri con caratteristiche sedimentologiche analoghe a quelle descritte per la sezione del Rio Sasso presso S. Valburga. Si tratta di depositi stratificati che poggiano su *till* di alloggiamento, osservabili, seppure con difficoltà, anche nella vallecchia del Rio Marcenella, intorno a q. 1300 m, presso Valsern, sul versante sinistro della Val d'Ultimo.

Età: Pleistocene superiore, *p.p.*

4.3.1.2. - Unità delle Alte Valli (SGD₂ e SGD₈)

Successivamente al ritiro del ghiacciaio dell'Adige in Val Venosta, dei ghiacciai delle valli laterali in esso affluenti e del ghiacciaio del Noce in Val di Sole e in Val di Non, nell'area del Foglio Rabbi si è verificata una nuova ripresa dell'attività glaciale. Questa nuova fase si è manifestata inizialmente con una avanzata delle fronti glaciali in tutte le valli principali, riconducibile allo stadio di Gschnitz *Auct.*, descritto nelle aree vicine da TREVISAN (1939) per il Gruppo di Brenta, da CASTIGLIONI (1961) e MALARODA (1948) per il Gruppo Adamello-Presanella, e riconosciuta e descritta anche nell'attiguo Foglio Malè (DAL PIAZ *et alii*, 2007).

Le irregolarità nei sedimenti e la presenza di *till* e dossi morenici a quote diverse nella stessa valle, indicano che questi fenomeni di avanzata e ritiro dei ghiacciai locali si sono ripetuti più volte durante la deglaciazione, lasciando nella parte alta delle valli laterali abbondanti depositi che sono stati globalmente inseriti nell'unità delle Alte Valli.

Il subsintema più rappresentativo delle unità delle Alte Valli in questo settore alpino è quello di Malga Fontana Bianca (alta Val d'Ultimo) (**SGD₈**), che, nella carta geologica, è indicata con un unico colore. Il subsintema di Bondo (**SGD₂**) affiora invece più estesamente nell'area del Foglio Malè dove è stata descritta la sezione tipo.

Durante questo periodo di nuova avanzata, i ghiacciai delle valli laterali non erano ben raccordati con i ghiacciai delle valli principali e spesso le loro lingue glaciali arrivavano a sovrapporsi, e in qualche caso anche a tagliare, le morene laterali depositate dai ghiacciai principali durante l'ultima massima espansione (LLGM).

Ne sono un chiaro esempio gli apparati glaciali della Valle di Lasa, della Val del Rio Branda (Val Martello), della Val d'Ultimo, nel bacino dell'Adige, nonché le morene dell'alta Val di Peio, e quelle di altri ghiacciai della Val di Rabbi e della Val di Bresimo nel bacino del Noce.

Subsintema di Bondo (**SGD₂**) (Bacino del Noce)

Il subsintema di Bondo è stato definito nelle Note illustrative dell'attiguo Foglio geologico Malè ed ad esso si rimanda per le caratteristiche della sezione tipo. Nell'area del Foglio Rabbi si rinvencono numerosi depositi con caratteristiche sedimentologiche e morfologiche molto simili che permettono di ascrivere al subsintema di Bondo.

Gli affioramenti principali si sono osservati nella parte superiore della Val di Peio, della Val di Rabbi e della Val di Bresimo, e sono descritti dettagliatamente qui di seguito.

Età: Pleistocene superiore, *p.p.*.

Affioramento del Lago Lungo (Val Venezia)

I depositi glaciali e tardiglaciali coprono, con spessori variabili, una vasta porzione della Val de la Mare, della Val Venezia e dell'alta Val di Peio. In base all'attuale distribuzione dei depositi e dei cordoni morenici, si deduce che durante la fase finale del Pleistocene superiore, l'area era ricoperta dalle masse glaciali dei tre maggiori ghiacciai presenti attualmente (Vedretta de La Mare, Vedretta del Careser e Vedretta Rossa) le cui lingue convergevano verso la località Malga Mare, e da due ghiacciai minori quali la Vedretta di Cavaion, che confluisce nella

Vedretta del Careser, e la Vedretta Marmotta, che confluisce sia nel ghiacciaio del Careser che in quello de la Mare. Le morene laterali depositate dal ghiacciaio che scendeva dal circo del Lago Marmotta sono ben conservate e si possono osservare in destra idrografica della Val Lagolungo. Tali morene, che costituiscono attualmente lo spartiacque con la Val Venezia, risultano interrotte in più punti attraverso i quali presumibilmente si verificava una trasfluenza della lingua glaciale. La sezione più significativa di questo subsistema si osserva in alcuni affioramenti presso il Lago Lungo. Si tratta di *diamicton* con la tipica struttura massiva a supporto di matrice (Dmm) con blocchi di dimensioni normalmente inferiori al metro, poco arrotondati, che riflettono le litologie dell'area di alimentazione (micascisti a granato, paragneiss, micascisti a clorite e sericite, ortogneiss). I clasti sono immersi in una matrice sabbioso-limosa. Localmente la matrice è scarsa e la struttura è a supporto di clasti, per cui i dossi allungati in direzione della valle, limite di separazione con la sottostante Val Venezia, possono essere interpretati come *till* di ablazione. I depositi che si trovano sul fondo della Val Lagolungo sono stati interpretati invece come *till* di alloggiamento.

Lo spessore del subsistema varia da un massimo di un centinaio di metri a una decina di metri. Il limite inferiore, ove visibile, è inconforme con il substrato roccioso; il limite superiore è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino, oppure è coincidente con la superficie topografica.

Il subsistema appartiene al Pleistocene superiore *p.p.*, ed in particolare alla parte superiore del Tardiglaciale.

Depositi di Malga Samocleva (Val di Rabbi)

Hanno la tipica struttura massiva a supporto di matrice (Dmm) con clasti anche di notevoli dimensioni (fino ad alcuni metri). La litologia dei clasti riflette perfettamente la geologia locale, con prevalenza di micascisti, micascisti a clorite sericite e ortogneiss. I clasti sono immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa di colore variabile dal grigio al rosso/giallastro (quest'ultimo colore, prevalente, è dovuto a fenomeni di ossidazione). Sono presenti in più siti lungo il versante sinistro della Val di Rabbi nei dintorni di Malga Cespedè o Samocleva.

Per questi depositi non è stata fatta una distinzione fra *till* di alloggiamento e *till* di ablazione in quanto il numero di affioramenti era troppo limitato per permettere una distinzione di questo tipo. Il rilevamento accurato delle forme d'accumulo di deposito glaciale (cordoni morenici) ha permesso di ricostruire, nella fase finale di elaborazione dei dati, le varie fasi di avanzata dei ghiacciai in Val di Rabbi.

Nell'alta Val di Rabbi sono presenti esclusivamente depositi glaciali antichi riferibili all'ultima massima espansione e alle successive fasi del Tardiglaciale.

Sono stati distinti, inoltre, i depositi glaciali che ricoprono i fianchi della valle lasciati dal ghiacciaio principale, e quelli di alta quota riferibili ai ghiacciai locali, attivi durante le varie fasi del Tardiglaciale.

Presso la Malga Samocleva sono presenti gli argini laterali e frontali di un apparato glaciale ben sviluppato che, durante la fase di avanzata stadiale del ghiacciaio del Sass Fora, aveva raggiunto q. 1700 m.

Lo spessore dei depositi glaciali varia da un massimo di un centinaio di metri a una decina di metri. Il limite inferiore, ove visibile, è inconforme con il substrato roccioso o con i depositi glaciali del sintema del Garda; il limite superiore è inconforme con il sintema Postglaciale, oppure è coincidente con la superficie topografica.

I depositi della Malga Samocleva sono attribuiti al subsintema di Bondo e risalgono al Pleistocene superiore *p.p.*, ed in particolare alla parte superiore del Tardiglaciale.

Nella bassa Val di Rabbi si rinvenivano infine depositi di contatto glaciale formati nella fase di ritiro, sul versante sinistro della valle presso Somrabbi e Serra.

Depositi di Malga Bordolona (Val di Bresimo)

Affiorano in alcuni scassi della Valle del T. Barnes, nei pressi della Malga Bordolona di sotto (1960 m). Si tratta di una serie di piccoli argini morenici visibili in corrispondenza di una piccola frana. Il *diamicton* mostra struttura massiva a supporto di matrice, caotica, con grana variabile da sabbie fini a blocchi di dimensioni metriche, costituiti da gneiss ed ortogneiss della Serie del Tonale (**TTP** e **TTO**), che affiorano lungo il versante occidentale dell'alta Val di Bresimo. La matrice è sabbioso-limosa, di colore grigio e localmente rosso - giallastro. I depositi non sono cementati e non mostrano particolari strutture sedimentarie. Gli argini dell'apparato glaciale sono completamente inerbiti, e non lasciano intravedere alcuna struttura interna. I depositi glaciali circostanti sono stati considerati *till di alloggiamento*. Questi dati, per confronto con quelli delle valli vicine, permettono di ricostruire la forma del ghiacciaio della Val di Bresimo e di attribuirlo cronologicamente alla fase finale del Pleistocene superiore.

Presso Malga Preghena di sotto (1912 m), sul fianco sinistro della valle principale, vi sono due argini morenici separati da un laghetto intramorenico. La presenza, nell'argine più occidentale, di alcuni blocchi di anfibolite provenienti dalla testata della valle principale, permette di interpretare quest'argine come una morena laterale del ghiacciaio della valle di Bresimo, anziché della valle della Malga Preghena.

In Val Malgazzza sono presenti tre cordoni morenici lungo entrambi i lati del

tratto iniziale della vallecola, ad est di Serra Spinal. La conca del laghetto quotato 2209 m viene interpretata come una depressione di tipo *kettle*, dovuto alla fusione di una massa di ghiaccio morto.

Lo spessore dei depositi varia da un massimo di un centinaio di metri a una decina di metri. Il limite inferiore, ove visibile, è inconforme con il substrato roccioso o con i depositi glaciali del sintema del Garda; il limite superiore è inconforme con il sintema Postglaciale Alpino, oppure coincidente con la superficie topografica.

I depositi sono attribuiti al subsintema di Bondo di età Pleistocene superiore *p.p.*, ed in particolare alla parte superiore del Tardiglaciale.

Subsintema di Malga Fontana Bianca (**SGD₈**)
(sottobacino del rio Valsura, Bacino dell'Adige)

Gli affioramenti principali che caratterizzano questo subsintema sono stati osservati presso il Lago Fontana Bianca, a nord di Prato Clapa, nella zona dei Masi del Giogo e a Pian di Love dove gli scassi mostrano un *till* di alloggiamento abbastanza ben definito. Tuttavia i depositi sono stati quasi sempre indicati come *till* indifferenziato in quanto gli affioramenti non permettono una distinzione chiara tra il *till* di alloggiamento e quello di ablazione (si ritiene tuttavia che il *till* di alloggiamento sia prevalente nelle zone di fondovalle). Non sono mai stati trovati affioramenti attribuibili in modo sicuro ad un *till* di ablazione, ma si può ragionevolmente affermare che questo tipo di *till* doveva essere abbondante, dato che i numerosi ghiacciai presenti nell'area, soprattutto quelli di fasi stadiali più recenti che occupavano i circhi medio-alti, dovevano essere coperti da una grande quantità di detrito.

Il *till* osservato nell'area ha una struttura massiva a supporto di matrice, caotica, con grana variabile da sabbie fini a massi costituiti da micascisti a granato e staurolite, micascisti retrocessi, andesiti, quarzodioriti e tonaliti del complesso intrusivo del Lago Verde, che riflettono le locali litologie. La matrice è sabbiosa, di colore che va dal grigio al prevalente rosso – giallastro. Non sono stati osservati né processi di cementazione, né strutture sedimentarie.

Questi depositi sono ricoperti da vegetazione e suoli, per cui il loro riconoscimento è possibile esclusivamente sulla base delle morfologie. Lungo i versanti il loro riconoscimento è affidato alla presenza di qualche ciottolo caratteristico che affiora (es. i ciottoli di peridotite visti nel bosco a ovest del Dosso), o per la presenza di versanti irregolari e a bassa pendenza. In corrispondenza dei fondovalle sono presenti morfologie caratteristiche, come ad esempio le *hummocky moraines* (l'esempio migliore è stato osservato nei dintorni del Lago Lungo e a nord del Lago Verde) e depositi di morenico scheletrico sparso (campi di pietre dove manca la frazione fine, esempio all'Alpe Pils).

Sono stati individuati numerosi cordoni morenici, sia frontali che laterali, riconoscibili per la forma allungata, che permettono di ricostruire la posizione dei ghiacciai locali nelle varie fasi di ritiro. Le morene di questo subsintema sono caratterizzate da dimensioni ragguardevoli, creste poco affilate, copertura erbosa, suoli di modesto spessore (qualche cm) e abbondante presenza di licheni sulle superfici rocciose esposte. Queste strutture sono state osservate anche negli apparati glaciali del Lago Lungo, di Malga Fontana Bianca di mezzo e dell'Alpe Pils. Talora si osservano anche cordoni che, per forma e posizione, non sono chiari, come ad esempio il cordone dell'Alpe del Tovo, presso l'omonima malga.

A questo subsintema appartengono i depositi di versante a grandi massi con modesta matrice limoso-sabbiosa (presente solo nella porzione più profonda), caratterizzati dalla classica forma a lobo e depressi nella parte centrale dell'accumulo. Si tratta di *rock glacier* di varia natura e dimensioni. Queste forme sono caratterizzate da tipiche contro-pendenze, solcature e ondulazioni con forma ad arco convesso verso valle. Le fronti sono ripide; i blocchi del deposito sono angolosi, a grana è variabile dalla sabbia (visibile presso la fronte) al masso con diametro talvolta superiore al metro. Le forme antiche (tardiglaciali) sono caratterizzate da depressioni centrali (dovute alla fusione del ghiaccio), coperture vegetali (inerbimenti, alberi) e abbonanti licheni sui massi; in accordo con quanto descritto in letteratura (ALBERTINI, 1955; RACZKOWSKI, 1977). Le forme più antiche si rinvencono al di sotto di q. 2500 m, altitudine che corrisponde circa al limite inferiore delle forme attuali rispetto alle forme antiche (che può variare in funzione dell'esposizione e di altri fattori locali).

Nell'area di rilevamento questa altitudine-limite è stata ampiamente riconosciuta, con l'eccezione dei *rock glacier* situati a est del Lago Lungo. In quest'area, alla stessa quota, si osservano infatti *rock glacier* inattivi contigui con *rock glacier* attivi a causa della diversa esposizione di questi depositi e in relazione alla morfologia del versante.

Altri *rock glacier* antichi sono osservabili nei circhi esposti a sud nell'Alpe di Tovo, sul versante settentrionale del Giogo di Montechiesa, a sud di Malga dei Pini/*Fiechtalm*, a nord di Monte Chiodo, in Val di Clapa a NE e a SE di Monte Stanga, a nord del Passo di Clapa e di Cima Binasia e nel circo a SW della Cima Stubele.

Lo spessore del deposito varia da un massimo di 200 m a una decina di metri. Il limite inferiore è inconforme con il substrato roccioso o con il *till* del sintema del Garda (SGD); il limite superiore inconforme con il sintema Postglaciale Alpino, oppure coincidente con la superficie topografica.

Il subsintema di Malga Fontana Bianca appartiene al Pleistocene superiore ed in particolare alla parte superiore del Tardiglaciale.

Appartengono a questo subsistema anche i depositi delle alte valli del Rio Valsura, del Rio Montechiesa, della Val Clapa in destra della Val d'Ultimo, i depositi delle alte valli del Rio di Tovo, del Rio di Vallaccia e dell'Alpe di Campo Casera in sinistra della Val d'Ultimo.

Depositi glaciali della Valle di Lasa

Presentano *facies* tipiche sia del *till* di alloggiamento che del *till* di ablazione. Il *till* di alloggiamento affiora in corrispondenza di numerose piccole frane in prossimità del fondovalle del torrente Lasa e del Rio della Cascata. La struttura è tipicamente massiva a supporto di matrice, con grana variabile dalle sabbie ai massi costituiti dalle rocce della Falda Ortles-Campo, con prevalenza di micascisti, paragneiss e marmi in bassa valle, ortogneiss, anfiboliti e micascisti retrocessi in alta valle. La matrice è sabbiosa e limosa, di colore grigiastro. Localmente si osservano tessiture a grossi blocchi poco arrotondati, che suggeriscono un *till* di ablazione.

Alla testata della Valle di Lasa è situato un ghiacciaio che da Punta Peder di Fuori (3405 m) si estende verso nord fino a q. 2800 m circa (Vedretta di Lasa); i depositi glaciali si rinvenivano dalla fronte del ghiacciaio attuale (morene della Piccola Età Glaciale) fino allo sbocco della Valle di Lasa in Val Venosta. In sinistra idrografica della valle è presente una morena ben sviluppata, ricoperta da vegetazione erbacea e boschiva.

In Valle di Lasa lo spessore dei depositi glaciali va da pochi metri fino a oltre 100 m. Il limite inferiore è inconforme sul substrato roccioso, mentre lateralmente si sovrappone al *till* di alloggiamento del sistema del Garda. Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica o coincide con quello inferiore del sistema Postglaciale Alpino. Per ricchezza di forme e depositi, l'insieme dei depositi di questa valle può essere considerato come il più rappresentativo dell'unità delle Alte Valli del Foglio Rabbi; dal punto di vista geocronologico, esso appartiene al Pleistocene superiore *p.p.* ed in particolare alla parte superiore del Tardiglaciale.

Depositi glaciali di Fosso di Salto e del Rio Branda (Val Martello)

Affiorano in alcuni scassi dei fondovalle del Fosso di Salto e della valle del Rio Branda. Posseggono una struttura massiva a supporto di matrice, assetto caotico, grana variabile da sabbie a massi costituiti da pegmatiti, ortogneiss granitici, micascisti quarzosi, micascisti a staurolite e micascisti a clorite e sericite. La matrice è sabbiosa e di colore che va dal grigio al prevalente rosso – giallastro, dovuto a fenomeni di ossidazione. Non si nota cementazione e non sono mai state osservate strutture sedimentarie. I depositi sono stati considerati un *till* di alloggiamento.

In località di Fosso di Salto, i depositi glaciali sono a grandi blocchi e ricoperti da vegetazione e suoli e sono stati interpretati, sulla base della morfologia, come un *till* di ablazione.

Nella valle del Rio Branda e nel settore Malga Morter-La Malghetta sono state individuate alcune morene che hanno permesso di ricostruire la posizione di un apparato glaciale minore che scendeva dai circhi del versante settentrionale dell'Orecchia di Lepre sino al fondovalle della Val Martello. In località "Il Piano" (q. 1156 m a NE di Bargone) sono stati inoltre osservati dei depositi di contatto glaciale (terrazzo di *kame*) e una morfologia a "cono sospeso" (tipica degli scaricatori glaciali) che hanno permesso di riconoscere una fase di stazionamento del ghiacciaio della Val Martello. Dopo la scomparsa del ghiacciaio principale, alla fronte del ghiacciaio locale si sarebbe formato un grande cono fluvioglaciale allungato fino al fondovalle, ancora osservabile in località "Il Dosso". Le morene di Malga Morter hanno permesso di riposizionare la lingua glaciale durante il suo ritiro: essa stazionava sopra il salto in roccia assottigliandosi sempre di più e spostandosi verso est e verso sud. Le morene della località "La Malghetta" a q. 2225 m testimoniano invece una fase successiva, cioè quando il ghiacciaio era diviso in due rami, uno confinato nel circo di Quaira di Pian Grande e l'altro nel circo ad ovest del M. Nurmenta-L'Orecchia di Lepre.

Al subsistema di Malga Fontana Bianca sono attribuiti anche alcuni accumuli detritici a grossi blocchi a forma di lobo (*rock glaciers*), caratterizzati da modesta matrice limoso-sabbiosa, le cui fronti scendono sotto q. 2500 m, coperte da abbondanti licheni e boschi sul versante settentrionale della Val Martello. Sul versante della Punta di Lasa esposto a sud, presso Pradistalla, le fronti di questi depositi detritici scendono fino a q. 1931 m e sono ricoperte solo da licheni. Altri depositi analoghi sono stati individuati nella zona di Quaira di Pian Grande e nel settore "le frane del ghiacciaio" (M. Murmenta). Gli spessori di questi depositi detritici a grossi blocchi sono difficilmente valutabili in quanto la superficie d'appoggio non affiora, ma possono essere stimati intorno a 20-25 m. Dal punto di vista genetico questi depositi, interpretati anch'essi come *rock glaciers*, si sono formati durante le ultime fasi fredde del Tardiglaciale e sono tipiche dell'unità delle Alte Valli.

In Val Martello il subsistema di Malga Fontana Bianca è ben rappresentato anche nella parte alta della valle principale, sotto il salto morfologico del Lago di Gioveretto, sul versante sinistro nella Valle Peder, in Val Madriccio, Val di Rosim, Val di Sluder e all'Alpe di Succio di Dentro. In destra idrografica della valle del Rio Gioveretto, all'Alpe di Soy e all'Alpe di Flim, dove sono presenti depositi a grandi blocchi, coperti da vegetazione con caratteristiche simili a quelle dei depositi di Fosso di Salto.

In Val Venosta, depositi a grandi blocchi, attribuibili al subsistema di Malga

Fontana Bianca, sono stati rilevati in due aree marginali, presso Bosco di Corzes dove sono delimitati verso valle da un apparato morenico laterale ben conservato, presso Malga Covelano e lungo il versante a monte di Bosco Piazza. Si segnala inoltre la presenza di *hummocky moraine*, morenico scheletrico sparso e morene laterali e frontali nel settore del Rio Pilos e del Rio Pilsera, che testimonia la posizione del ghiacciaio stadiale che scendeva dai circhi del settore Passo di Soy-Pulpito di Flim.

4.3.2. - Sintema Postglaciale Alpino (PTG)

È presente in tutta l'area del Foglio sotto forma di terreni di copertura superficiale. La descrizione delle *facies* viene fatta tenendo conto delle modalità di sedimentazione nei vari ambienti. Si tratta di un'unità che comprende i depositi formati nelle valli quasi completamente deglaciate, in condizioni morfologiche spesso simili a quelle attuali. I limiti basali sono dati dalla sovrapposizione diretta dei depositi sul substrato roccioso o, più spesso, su unità sedimentarie più antiche. Il limite superiore, nella maggioranza dei casi, corrisponde alla superficie topografica, caratterizzata dalla costante presenza di un orizzonte pedogenizzato anche se di esiguo spessore.

Data la variabilità della storia evolutiva delle diverse valli presenti nel Foglio, i corpi sedimentari di questo sintema, che comprende i depositi finali del Tardiglaciale e l'Olocene, sono sicuramente diacroni con età sempre più giovane all'aumentare dell'altitudine e dell'altezza del sedimento entro il deposito (si pensi alla potenza di tali corpi sedimentari sul fondo delle valli), dove i processi di disfacimento e di sedimentazione sono particolarmente attivi. Al sintema Postglaciale Alpino s.s. sono attribuiti i depositi formati nella fase finale del Tardiglaciale ed iniziale dell'Olocene, riconoscibili per la presenza in superficie di un suolo piuttosto evoluto (Pleistocene superiore p.p.- Attuale).

Depositi glaciali

Sono caratterizzati da *diamicton* massivo a supporto di matrice o a supporto clastico, da ghiaie, sabbie e limi. Sono presenti in vari circhi glaciali dei rilievi più elevati del Foglio. I depositi più tipici si rinvencono nella parte alta delle valli principali dove sono tuttora presenti numerosi ghiacciai, alcuni dei quali ancora di discrete dimensioni (es. Vedretta del Careser). Ai depositi glaciali si associano spesso i corrispondenti depositi fluvio-glaciali e alluvionali (si veda oltre).

Lo spessore dei depositi è variabile da luogo a luogo; il massimo spessore visibile è di una decina di metri alla Vedretta di Sternai dove i depositi costituiscono un argine ben pronunciato. Altri depositi significativi si rinvencono in

Val di Lasa a nord della Punta di Sluder, nell'alta Val Martello, a valle della fronte della Vedretta Serana e di Grames, ed in fine sotto la fronte della Vedretta del Careser.

Il limite inferiore di questi depositi, tuttora in formazione, non è visibile, ma possiamo ritenere che spesso coincida con il substrato roccioso.

Il limite superiore è determinato dalla superficie topografica, caratterizzata dalla presenza di modesta vegetazione costituita da copertura lichenica e a volte da un sottile strato di suolo (10 cm).

Dal punto di vista genetico questo tipo di deposito è classificabile come *till* di ablazione e di colata; si raccorda con le morene della P.E.G. ed ha una età Pleistocene sup. *p.p.*-Olocene.

Accumuli a grandi blocchi (*rock glacier*)

Si tratta di *diamicton* massivo, a grandi massi spigolosi, con ghiaie e sabbie, i cui clasti sono di provenienza esclusivamente locale. Esso ricopre con limite inconforme i depositi glaciali delle precedenti fasi tardiglaciali e, localmente, il substrato roccioso pre-pleistocenico. Al tetto, il limite è dato dalla superficie topografica. Questi accumuli a blocchi si presentano come lobi a fronte ripida, con rughe di scorrimento non pronunciate. Le loro fronti si attestano tra 2300 e 2450 m, a seconda dell'esposizione.

Dal punto di vista genetico essi sono classificabili come *rock glaciers*, dovuti ad almeno due eventi di formazione. Quelli caratterizzati da fronti in continuo e lento movimento e pertanto privi di copertura lichenica e di alterazione pedologica (subsintema dell'Amola - **PTG₁**) (attribuibili alla Piccola Età Glaciale) e quelli con superficie detritica parzialmente inerbita di età più antica (Pleistocene sup. *p.p.*-Olocene), come ad esempio, il *rock glacier* a monte di Malga Fontana Bianca, a q. 2.300-2.450 m. In alta Val d'Ultimo, lungo la valletta del Lago Verde sono presenti entrambi i tipi di *rock glaciers*, quelli attivi attribuiti al subsintema dell'Amola, e quelli non più attivi e parzialmente inerbiti attribuiti al sintema Postglaciale Alpino (**PTG**). Il limite inferiore di quest'ultimi sono i depositi glaciali del subsintema di Malga Fontana Bianca.

Depositi alluvionali e di origine mista

La fase iniziale del periodo Postglaciale, subito dopo il ritiro dalle valli dei ghiacciai stadiali tardiglaciali è stata caratterizzata da forti accumuli di depositi alluvionali trasportati in valle dalle acque di ripidi torrenti. Questi accumuli hanno prodotto nel fondovalle numerosi conigli alluvionali, spesso di origine mista, con il contributo di processi di trasporto in massa noti come *debris flows*. In alcuni casi (conoidi del fondovalle della Val di Clapa, laterale della

Val d'Ultimo) vi è stato anche apporto di materiale di valanga, ma si ritiene che esso sia stato alquanto modesto.

Nei settori dove il *trasporto in massa* è avvenuto entro canaloni, alla base di questi si sono formati conoidi caratterizzati da elevate pendenze; nei casi in cui i flussi non sono stati incanalati si è osservata la formazione di *colate detritiche*. Alcune colate sono presenti nella zona del Lago Lungo (Val d'Ultimo) e nei pressi del fondovalle della Val Martello. Le parti alte dei conoidi e delle colate sono privi di copertura vegetale.

I bacini di alimentazione delle colate da *debris flow* sono costituiti dalle falde detritiche e dai depositi glaciali.

I *debris flow* sono generalmente ben riconoscibili grazie alla presenza di un solco di erosione, affiancato da argini detritici che testimoniano l'ultimo trasporto in massa di detrito. Le forme con queste caratteristiche fisiche sono interpretate come attive. In Val di Clapa, i conoidi sono tutti coperti da vegetazione e suoli; la maggior parte di essi non presenta tracce di attività recente, ma sono considerati potenzialmente riattivabili in quanto i corsi d'acqua che ne hanno determinato la costruzione sono poco incisi (la profondità di incisione è dell'ordine di 1 - 2 m). Lungo una sezione trasversale di uno dei conoidi della Val di Clapa è stato osservato un deposito con ciottoli a grana variabile (in prevalenza cm e dm con qualche blocco di 1 metro di diametro), immersi in una matrice sabbiosa di colore nocciola. La tessitura era a supporto di matrice. I ciottoli presentavano un buon grado di embriciatura. Entro i depositi di *debris flow* non sono state osservate né gradazioni né stratificazioni. A circa 50 cm di profondità è stato osservato un livello di sostanza organica (suolo) spesso dai 2 ai 5 cm che separa due eventi deposizionali diversi. Il tetto del deposito è coperto da un suolo scuro spesso 10 cm circa. Questi dati evidenziano che questi conoidi si sono formati in seguito a più eventi sovrapposti, intervallati da fasi di quiescenza che hanno permesso la formazione di suoli.

La grana dei depositi varia dal masso alla sabbia grossolana; la tessitura è a supporto di matrice; i ciottoli sono prevalentemente tabulari, a lama e poco arrotondati; la cementazione è assente.

In Val Martello si possono osservare colate detritiche con argini alti anche 5-6 m (es., in località Tasa) ricoperte da abeti e larici. In altri settori della valle i conoidi sono coperti di vegetazione e da suoli; la maggior parte di essi non presenta tracce di attività recenti. Fa eccezione il conoide poco a monte dell'abitato di Ganda di Martello (Casali di Soy) che è inciso dal torrente Plima caratterizzato da una scarpata alta una ventina di metri. Le colate che alimentavano il conoide scendevano originariamente verso nord, attualmente scendono verso ovest; in tal modo il conoide può essere considerato come una forma antica e non più riattivabile.

I depositi che presentano in superficie un orizzonte pedogenizzato, anche di esiguo spessore, sono stati considerati olocenici e quindi attribuiti al sintema PTG.

Depositi di versante

Si tratta di frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale e matrice in quantità variabile a seconda delle litologie. Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e localmente anche i depositi appartenenti ai cicli precedenti. Sono limitati al tetto dalla superficie topografica, con costante presenza di orizzonte pedogenizzato di spessore variabile. I maggiori accumuli sono presenti ai piedi delle pareti rocciose sottoposte a processi di gelivazione. La diacronia basale di questa litozona è dovuta alle diverse condizioni ambientali verificatesi durante il Tardiglaciale-Olocene.

Tra le aree più tipiche ricordiamo il versante settentrionale della Cresta di Montechiesa, il settore Lago Corvo – Castel Pagano e la Val Zambuga (Val di Rabbi), i circhi lungo la dorsale che va da Punta Peder di Fuori alla Croda Bianca, in Val Martello, e i circhi della dorsale che va da Gioveretto al Gran Ladro, in Val d'Ultimo. Questi depositi si formano ai piedi di versanti molto ripidi e di pareti rocciose. L'azione della vegetazione è importante solo nella parte inferiore dei versanti, dove sono frequenti piante ad alto fusto.

Un caso particolare è dato dalla presenza di grandi massi isolati di pegmatiti (diametro anche di 10 m) sul fondovalle della Val Martello (chiesa di S. Maria alla Fonderia, piane alluvionali a nord della Croda del Forno). Questi blocchi potrebbero essere stati trasportati dal ghiacciaio oppure potrebbero essere caduti dalle sovrastanti pareti verticali costituite da pegmatite. Quest'ultima ipotesi sembra avvalorata anche dalla presenza di massi a fianco della chiesa di S. Maria alla Fonderia.

La grana dei depositi di versante varia da sabbia molto grossolana al masso, ma generalmente le dimensioni medie dei clasti si aggirano attorno 10 - 20 cm. La tessitura è aperta. Prevalentemente si osservano clasti tabulari e a lama in corrispondenza delle rocce scistose; laddove invece affiorano le rocce magmatiche prevalgono clasti equidimensionali. La cementazione è praticamente assente con l'eccezione di un piccolo affioramento (qualche decina di m²) visibile immediatamente a SE del Monte dei Metalli, dove i clasti sono legati da un cemento costituito anche da ossidi e solfuri.

L'unica struttura sedimentaria osservabile è la selezione dimensionale dei clasti dovuta alla forza di gravità.

Eccezioni a questa norma sono state osservate in zone ad elevata concentrazione di grandi blocchi, in corrispondenza di litologie massicce come ai piedi degli affioramenti di peridotiti in Val di Clapa o dove la fratturazione negli scisti è molto spaziata. Questo permette il distacco di blocchi di grandi dimensioni (es. il settore a NW di Malga Fontana Bianca di sopra). In realtà questi depositi sono di difficile interpretazione, in quanto non si riesce a capire se essi sono il risultato di distacchi continui e prolungati nel tempo (detri-

to), oppure se sono il risultato di una frana di crollo.

Se la caduta del detrito avviene lungo percorsi preferenziali come le incisioni presenti lungo le pareti rocciose, i depositi assumono la forma di cono ai piedi del versante. Queste forme, discretamente abbondanti differiscono dalle falde di detrito, il cui fattore principale di trasporto è la gravità. Nella formazione dei cono possono intervenire altri agenti quali lo scorrimento dell'acqua e l'azione delle valanghe. Si formano così cono di tipo misto.

I conoidi non attivi sono stati attribuiti al sintema Postglaciale Alpino.

Depositi di frana

I depositi di frana nell'area del Foglio sono assai rari e di modeste dimensioni. Le cause predisponenti sono date dalle litologie (scisti, depositi glaciali), dall'assetto strutturale (faglie e fratture), dal severo clima di alta montagna (azione del gelo – disgelo) e dagli eventi piovosi particolarmente intensi. Generalmente si tratta di frane di crollo che hanno interessato porzioni di roccia già fratturate, tramite un unico evento o più eventi intervallati nel tempo.

I depositi di frana sono sempre ben riconoscibili e quasi sempre privi di copertura vegetale.

La frana più importante in Val Martello è lo scoscendimento ubicato circa 600 m a sud di Lana di Soy. Alimenta anche il *debris flow* che scende dal Vallone Bello, dando luogo ad enormi colate di detriti e fango che possono raggiungere la strada del fondovalle con grave pericolo per gli abitanti.

Un'altra frana è ubicata in Val di Rabbi, ed interessa il versante nord orientale del Monte Sole in destra idrografica del T. Rabbies, a q. 1.800 m. Si tratta di una frana di origine mista, di crollo e scivolamento lungo discontinuità preesistenti (fratture), con una frazione costituita da grossi massi, che ha deviato verso est il Torrente Rabbies. Si tratta certamente di una frana antica non più riattivata, come testimoniato dalla presenza di alberi ad alto fusto (larici) sopra il corpo di frana.

Le frane per crollo sono costituite da massi, talvolta di dimensioni notevoli (qualche metro). Ai piedi di pareti intensamente fratturate sono spesso presenti grandi accumuli di blocchi. Il limite inferiore è diacrono sulle unità più antiche su cui si appoggia il deposito, mentre il limite superiore è dato dalla superficie topografica.

Torbiere

Questi ambienti di sedimentazione sono discretamente diffusi nell'area del Foglio. Consentono l'accumulo di materiale di origine organica in depressioni che coincidono generalmente con conche di sovraescavazione glaciale (es., Lago

Lungo, Malga dei Pini, Alpe di Piles, Malga Binasia in Val di Clapa) oppure con porzioni vallive ove il deflusso è stato ostacolato a valle. Si tratta di piccole piane la cui porzione sommitale è coperta localmente da torba. Un esempio di torbiera è dato dal Lago del Pesce, nei dintorni di malga Fontana Bianca di mezzo, dove i depositi glaciali relativi ad una fase di avanzata stadiale, hanno ostruito il percorso del Rio Valsura creando una piccola piana con copertura erbosa da cui qua e là spuntano zolle di torba nerastre, con abbondante acqua.

Dato che la torbiera poggia su depositi del subsintema di Malga Fontana Bianca, essa viene attribuita al sintema Postglaciale Alpino (PTG).

4.3.3. - *Subsintema dell'Amola (PTG₁)*

Si tratta di una unità di rango inferiore alla precedente, che comprende sedimenti di recente deposizione, caratterizzati nel loro insieme dalla assenza di un suolo evoluto al tetto del deposito. A questo subsintema appartengono i depositi dell'ultima espansione glaciale di età olocenica (Piccola Età Glaciale) che ha caratterizzato l'intero arco alpino.

Nel Foglio Rabbi questa espansione è documentata dai depositi dell'alta Val d'Ultimo e in tutta l'area del Foglio.

Età: Olocene *p.p.* - Attuale.

Depositi glaciali

Sono ben riconoscibili in quanto privi della copertura di suoli, di licheni sui clasti e della copertura vegetale. Si tratta per la maggior parte di *till* indifferenziato (*diamicton* massivo a supporto di matrice, con matrice prevalentemente ghiaioso-sabbiosa). Le morene sono affilate e prive di copertura vegetale.

In Val d'Ultimo depositi glaciali e morene sono presenti ai piedi dei due ghiacciai di Fontana Bianca (dove si osservano in prevalenza morfologie ad *hummocky*) e di Cima Sternai Meridionale (dove una morena laterale termina entro l'invaso artificiale del Lago Verde). Quest'ultimo è interamente coperto dai detriti e non è più visibile in superficie. Solo le strutture di deflusso osservabili nei depositi detritici confermano la presenza del ghiacciaio sottostante. Si tratta di un ghiacciaio che sta cessando la sua attività e si sta trasformando in un *rock glacier*.

Il ghiacciaio di Fontana Bianca, durante il XIX secolo, aveva raggiunto la soglia in roccia ubicata a q. 2700 m senza riuscire a superarla; arretrando aveva lasciato varie morene e depositi indifferenziati con morfologia *hummocky*, ben evidenti in corrispondenza del Passo di Fontana Bianca dove era avvenuta la transfluenza in Val Martello. Il ghiacciaio di Cima Sternai Meridionale scendeva verso SE, come testimoniato dalla morena laterale sinistra perfettamente con-

servata, sino a raggiungere una zona che oggi è sommersa dalle acque del bacino artificiale del Lago Verde.

In Val Martello i depositi della PEG sono presenti sul versante idrografico destro, ai piedi delle vedrette delle Cime Venezia (Vedretta Alta, Vedretta Serana, Vedretta di Grames), della Vedretta del Gioveretto (dove si osserva la formazione di laghi di sbarramento ad opera di morene laterali), della Vedretta di Soy e di quella dell'Orecchia.

In Val di Lasa depositi PEG sono presenti ai piedi dell'omonima vedretta mentre in Val di Peio essi si trovano ai piedi del ghiacciaio del Careser. In Val di Rabbi sono presenti al fronte dei ghiacciai di Sternai e Cima Rossa di Saent. Essi formano morene laterali, frontali e morfologie del tipo *hummocky*.

Lo spessore massimo dei depositi del subsistema Postglaciale Alpino (circa 100 m) è raggiunto nel settore centro meridionale dell'accumulo antistante il Lago Verde.

In genere la potenza di questi depositi è difficile da valutare, nei casi più frequenti lo spessore medio varia da alcuni metri ad alcune decine di metri ed aumenta considerevolmente ove assume la forma di argine, in corrispondenza della massima culminazione della cresta morenica.

Il deposito glaciale poggia sulle altre litofacies del sistema postglaciale e presenta quasi sempre, come piano basale, una superficie d'erosione glaciale su roccia, in tal caso con limiti ben definiti. Assume spesso la forma di un argine morenico ben espresso e disegna in modo inequivocabile, se ben conservato, i limiti dell'espansione glaciale.

Il profilo di alterazione del deposito è molto sottile (pochi cm) ed i massi appaiono ricoperti di licheni di piccolissime dimensioni. Dal punto di vista genetico questo deposito è classificabile come *till di ablazione* (deposito glaciale laterale e frontale).

Sulla base di elementi indiretti di datazione (documentazione storica e cartografica) questi depositi sono cronologicamente attribuibili alla Piccola Età Glaciale.

Depositi alluvionali

Si tratta di depositi ghiaioso-sabbiosi, con rare intercalazioni fini a matrice limosa. Ricoprono i sedimenti alluvionali dell'unità più antica e sono limitati a tetto dalla superficie topografica.

Questi depositi occupano gran parte dei fondovalle a bassa quota nei pressi dei corsi d'acqua attuali. Quando sono presenti nelle aree proglaciali degli apparati di circo, i depositi che li costituiscono hanno l'aspetto di un *diamicton* a supporto di matrice, con tracce di stratificazione, grana da *silt* a ghiaia con rari blocchi.

Il deposito è costituito da elementi elastici talvolta elaborati. L'appoggio basale è generalmente ignoto, tranne quando l'apparato si appoggia direttamente su roccia in affioramento.

Questi depositi ricoprono il subsistema di Malga Fontana Bianca (unità delle Alte Valli) e i depositi fluvioglaciali di piana alluvionale del subsistema Postglaciale Alpino. Interferisce con rapporti di sovra- e sotto-posizione con i depositi di versante. Assume la forma di cono alluvionale, anche di genesi mista, deposto prevalentemente dalle acque torrentizie. Questi depositi sono ben rappresentati, a monte del Lago di Zoccolo e, generalmente, sul fondo delle valli principali.

Depositi di versante

Si tratta di depositi di ghiaie e blocchi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale. Localmente sono presenti plaghe a matrice limosa con clasti sostenuti da fango, dovuti ad eventi di *debris flow*.

Ricoprono in discordanza il substrato pre-pleistocenico e, localmente, anche depositi appartenenti a cicli precedenti. Sono limitati al tetto dalla superficie topografica; manca qualsiasi orizzonte pedogenizzato.

Depositi palustri

Si tratta di depositi limoso - sabbiosi di spessore generalmente modesto, in appoggio su depositi lacustri o glaciali di cicli precedenti. A tetto sono limitati dalla superficie topografica.

Depositi palustri di alta quota sono presenti in vari settori dell'alta Val d'Ultimo, dell'alta Val di Peio e di Rabbi.

V - TETTONICA E METAMORFISMO

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 del Foglio e della sua evoluzione tettono-metamorfica dal Paleozoico all'attuale.

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

Tuttavia, alcune fra le unità di basamento austroalpino, nel Paleozoico, durante il ciclo orogenico varisico, furono coinvolte in un processo di subduzione e collisione. Nel corso di questi eventi paleozoici l'unità d'Ultimo ricristallizzò in *facies* eclogitica, le unità del Tonale, di Lasa e Peio in *facies* anfibolitica, il basamento della Scaglia dello Zembrù in *facies* scisti verdi, in funzione della posizione strutturale occupata nel prisma di accrezione paleozoico. Le condizioni metamorfiche e le età del picco metamorfico che si riferiscono a questo processo non furono le stesse nelle varie unità austroalpine. L'unità d'Ultimo, che attualmente affiora in posizione strutturale più elevata nella pila delle falde, venne subdotta nel corso del Paleozoico fino a oltre 100 km di profondità e sviluppò associazioni mineralogiche di *facies* eclogitica ($P \sim 2.7$ GPa e $T \sim 850^\circ\text{C}$) ancora conservate nelle rocce che costituiscono l'unità di Ultimo (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 di 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 zirconi di anfi-

boliti metasomatizzate associate alle peridotiti della Cima Vedetta Alta (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2006). 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 (Fig. 23a, b).

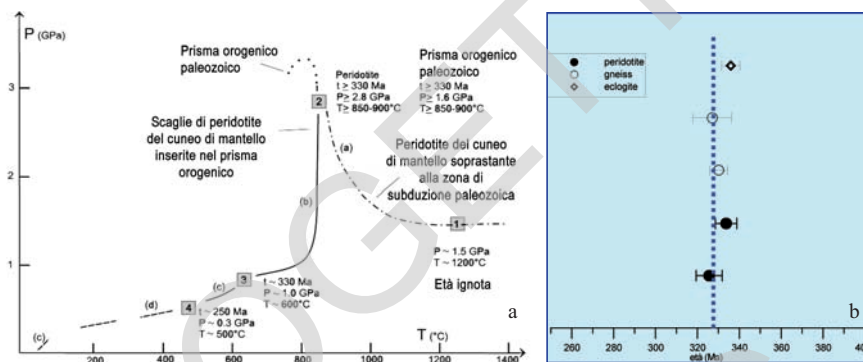


Fig. 23 - a) Evoluzione P-T-t dell'unità d'Ultimo nord-orientale. b) Età radiometriche (Sm-Nd) delle peridotiti a granato, degli gneiss stromatici e delle eclogiti dell'unità d'Ultimo Nord-orientale (TUMIATI *et alii*, 2003).

Nel corso del processo di progressiva esumazione, parte delle rocce gneissiche dell'unità d'Ultimo nord-orientale subiscono fusione parziale a causa del perdurare delle condizioni di elevata temperatura durante la decompressione, dando luogo a migmatiti stromatiche a cianite (**TUG_b**), stabili a 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) (Fig. 24a, b).

Nel corso del processo di esumazione le migmatiti stromatiche furono intruse da magmi trondhjemitici derivati dalla fusione di rocce crostali basiche (oceaniche?) avvenuta presumibilmente a profondità maggiori entro la zona di subduzione (MARTIN *et alii*, 1998a; DEL MORO *et alii*, 1999) (Fig. 25).

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 S_1 , localmente milonitica. Negli gneiss con manifesta fusione parziale o stromatiche (**TUG_b**) la S_1 è invece sottolineata da biotite cristallizzata a spese della mica bianca, da plagioclasio calcico e K-feldspato cristallizzati dal fuso, e da granato, biotite e cianite nei livelli melanocratici.

La porzione di prisma orogenico paleozoico che costituisce attualmente il set-

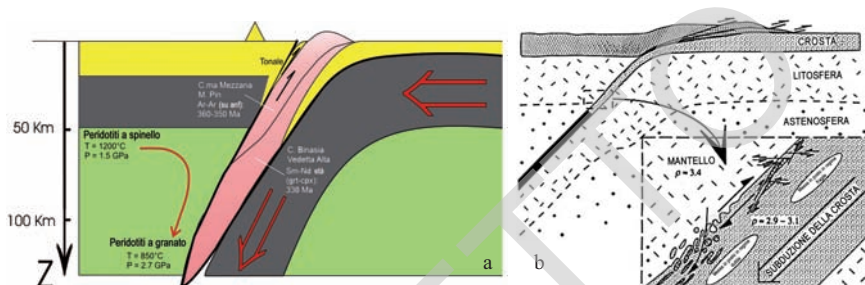


Fig. 24 - a) Illustrazione schematica del processo di subduzione paleozoica che ha dato origine al complesso accrezionario ("mélange") d'Ultimo. b) Schema dei processi che, per gravità o taglio, avrebbero inserito le peridotiti a granato provenienti dal mantello soprastante entro il complesso accrezionario d'Ultimo sottostante (BRUCKNER, 2000).

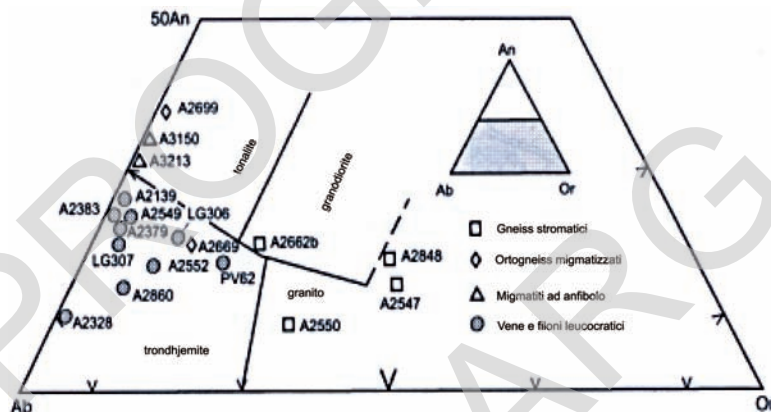


Fig. 25 - Composizione dei fusi trondhjemitici e tonalitici di alcune vene in alta Val di Non e foto delle vene tonalitiche.

tore sud-occidentale dell'unità d'Ultimo e che comprende la Cima Mezzana (si veda il Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007) e il M. Pin è formata da paragneiss (TUG), anfiboliti con relitti eclogitici (TUA), ortogneiss (TUO) e peridotiti (TUD). Questa porzione venne subdotta a profondità inferiore e in condizioni meno estreme ($T \sim 750^\circ\text{C}$ e $P \sim 1.4$ GPa) di quelle del settore nord-orientale prima del Devoniano (CAMPANA, 1995; SUSINI, 1995). Nel Devoniano venne esumata e subì un processo di raffreddamento precoce (~ 357 Ma, ^{40}Ar - ^{39}Ar 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, venne accreta all'unità di 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 di Ultimo s.l., questa unità subì un evento metamorfico di alta temperatura e relativamente bassa pressione ($T = 600 \pm 130^\circ\text{C}$; $P = 0.57 \pm 0.25$ GPa, DAL PIAZ *et alii*, 2007), prima del Carbonifero. Le datazioni su miche bianche di metapegmatiti del Tonale hanno dato età di raffreddamento di 314 Ma al Passo Gavia (THÖNI, 1981). La scistosità regionale dell'unità del Tonale è di conseguenza tardo paleozoica, come confermato dalle datazioni radiometriche.

Le unità di Peio e Lasa e la Scaglia dello Zebrù furono accrete alla Falda del Tonale durante l'orogenesi alpina, come suggerito dalla presenza di rocce triassiche (o permo-triassiche) lungo le zone di faglia di Peio, del Madriccio e dello Zebrù. L'unità di Peio ha subito un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica di temperatura e pressioni intermedie prima di questo evento. I micascisti di Peio sono caratterizzati da associazioni a staurolite, granato e \pm sillimanite fibrolitica, le anfiboliti da paragenesi a granato, orneblenda verde, plagioclasio e rutilo, i marmi da mica bianca, tremolite, epidoto e titanite (unità di Peio: $T \sim 550$ - 600°C , $P \sim 0.3$ - 0.6 GPa, WERLING, 1992).

Le datazioni Rb-Sr sulle miche bianche nei micascisti di Peio in Val de la Mare hanno fornito età di raffreddamento di 317 ± 13 Ma (DEL MORO in FERRETTI-TORRICELLI, 1987) ed età di 315 ± 5 Ma sulle miche bianche degli ortogneiss di Pra di Saent (Val di Rabbi) (MONTRESOR & MARTIN, 2008) (Tabella 2). La datazione Ar-Ar su blasti di biotite associati alle stauroliti della Valle Peder ha dato età di raffreddamento di 138 ± 2 Ma; sulle muscoviti invece di 196 ± 3 Ma e 176 ± 3 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003) rispettivamente, e indicano che si tratta di età di raffreddamento di minerali pre-alpini.

L'unità di Lasa ha subito anch'essa un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica. I calcoli petrologici hanno dato temperatura del picco metamorfico intorno a 550 - 650°C per le associazioni mineralogiche a granato, \pm staurolite, biotite, muscovite e plagioclasio nei micascisti; ad anfibolo, granato, plagioclasio, biotite, muscovite, quarzo \pm zoisite \pm titanite e \pm calcite nelle anfiboliti; a calcite, quarzo, mica bianca, epidoto \pm titanite \pm rutilo nei marmi, ma non hanno

permesso un calcolo preciso della pressione.

In alcune aree dell'unità di Lasa, la staurolite, il granato e la biotite pre-alpini sono molto ben conservati (Val Livi, Valle Peder). La cristallizzazione di questi minerali appare sin-deformativa rispetto alla scistosità regionale varisica.

La Scaglia dello Zebrù mostra un'impronta metamorfica in facies scisti verdi pre-alpina nelle filladi e nelle rocce intercalate, ma mancano i relitti di facies metamorfiche di più alto grado. Una stima affidabile delle condizioni di pressione/temperatura non è stata possibile a causa dell'assenza di associazioni critiche. Inoltre, dato che il grado della successiva impronta alpina decresce verso ovest (THÖNI, 1981) e che i micascisti a staurolite e granato dell'unità di Peio sono ancora ben conservati, si può escludere che la sovraimpronta alpina della Scaglia dello Zebrù sia stata così penetrativa e intensa da cancellare tutti i relitti delle associazioni pre-alpine. Inoltre, la zona di faglia del Madriccio, che delimita la Scaglia dello Zebrù, contiene scaglie e lenti di sedimenti triassici con un'impronta alpina di basso grado.

Età di raffreddamento ^{40}Ar - ^{39}Ar di 251-249 Ma (triassiche) sono state ottenute su scapolite e anfibolo delle migmatiti della Malga Manzara (LAURENZI *et alii*, 2002) lungo il limite tettonico tra l'unità di Ultimo (Falda del Tonale) e le sequenze permiane sudalpine (BARGOSSÌ *et alii*, in stampa). 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 granodioritiche di Ivigna e Montecroce, lungo il sistema delle Giudicarie Nord, nell'area contigua (si vedano i Fogli 1:50.000 Appiano e Merano; AVANZINI *et alii*, 2007, BARGOSSÌ *et alii*, in stampa).

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 a biotite del Monte Pin (**TUG**, **TUG_c** e **TUG_b**) della Falda del Tonale (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1996; Tabella 2). Le datazioni Rb-Sr su biotite/roccia totale eseguite su micascisti e anfiboliti della Cima Boai (unità del Tonale, Foglio Malè) hanno dato anch'esse età comprese tra 130 e 100 Ma (DEL MORO, dati inediti).

Età di raffreddamento del Cretaceo inferiore sono state ottenute da biotite (Rb-Sr su biotite-roccia totale) e su anfibolo (Ar-Ar) di una zona di taglio duttile sviluppata entro anfiboliti e micascisti di Peio, interpretata come la probabile prosecuzione della linea di Mortirolo (Valle del Monte, DAL PIAZ *et alii*, 2007) (dati inediti di LAURENZI, DEL MORO, in MARTIN *et alii*, 1998a). Analoghe età sono state ottenute nei micascisti dell'unità di Peio in Val Martello (MONTESOR & MARTIN, 2008).

Queste età, così come le analoghe età ottenute nelle unità d'Ultimo e Tonale possono essere interpretate come età miste, oppure come età di raffreddamento progressivo del basamento austroalpino.

Tab. 2 - *Datazioni Rb-Sr su campioni provenienti dalle valli di Sole, Peio, Lavazzè, dalla zona del Monte Pin (Val di Bresimo) e dalla zona di Samerberg (Val d'Ultimo) (singoli minerali e roccia totale). Costanti utilizzate per il calcolo dell'età: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corretto per lo standard E.A. = 0.7080.*

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \lambda t$$

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

t = età del minerale

Val di Sole e Val di Peio (Unità del Tonale)				
Campione	Roccia	Località	Minerale datato	Età (Ma)
A 2154	Gneiss a sillimanite	Passo Tonale (Valbiolo)	Biotite / roccia totale	38.0 ± 0.6
A 2973	Gneiss a sillimanite	Vermiglio (Val di Sole)	Biotite / roccia totale	53.0 ± 0.6
A 3668	Gneiss a sillimanite	Val di Peio (versante sinistro)	Muscovite / roccia totale	94.0 ± 1.0
			Biotite / roccia totale	355.0 ± 8.0
A 3671	Filone granitico	Val di Peio (versante sinistro)	Biotite / roccia totale	161.0 ± 0.8
Val di Lavazzè e zona del Monte Pin (Unità d'Ultimo)				
Campione	Roccia	Località	Minerale datato	Età (Ma)
LG 219	Miscascisti incassanti un'ortogneiss	Val di Lavazzè (q. 1340 m)	Biotite / roccia totale	155.0 ± 2.0
LG 220	Ortogneiss	Val di Lavazzè (q. 1360 m)	Muscovite / roccia totale	137.0 ± 1.0
			Biotite / roccia totale	265.0 ± 3.0
LG 221	Ortogneiss	Val di Lavazzè	Biotite / roccia totale	127.0 ± 1.0
A 1599	Miscascisti	Val di Lavazzè*	Muscovite / roccia totale	145.0 ± 1.0
			Biotite / roccia totale	258.0 ± 3.0
Samerberg (Unità d'Ultimo)				
Campione	Roccia	Località	Minerale datato	Età (Ma)
A2548	Gneiss (leucosoma)	Samerberg	Roccia totale	183.0 ± 2.0
A2368	Gneiss	Samerberg	Muscovite / roccia totale	251.0 ± 4.0
A2401	Gneiss	Samerberg	Biotite / roccia totale	169.0 ± 2.0

* versante destro della valle, nei pressi della Linea della Giudicarie Nord

2. - EVOLUZIONE ALPINA

2.1. - METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale mostra, in generale, una debole sovrainflessione alpina con cristallizzazione di clorite, cloritoide e sericite, evidente 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 età delle tracce di fissione su zircone e apatite (VIOLA, 2000).

In particolare, nell'unità del Tonale le datazioni delle tracce di fissione su zircone hanno mostrato un raffreddamento al di sotto di 220°C circa (temperatura di chiusura dello zircone) tra 51 e 28 Ma nel settore occidentale (Val di Sole-Passo del Tonale), mentre le datazioni delle tracce di fissione su apatite hanno mostrato un raffreddamento a temperatura inferiore a 120°C circa, tra 25 e 8 Ma

(VIOLA, 2000). Nell'unità d'Ultimo 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.

2.2. - METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA ORTLES-CAMPO

Nella Falda Ortles-Campo, la distribuzione del metamorfismo alpino decresce dal basso verso l'alto e da est verso ovest. Le temperature diminuiscono da ca. 500°C nelle rocce delle unità di Lasa e di Peio in Val Venosta, al limite orientale del Foglio, fino a circa 400°C nei micascisti di Peio nell'area della Val Madriccio, per raggiungere temperature di 300°C nei metasedimenti triassici dell'Ortles in alta Val Solda (KURMAN *et alii*, 1989; FERREIRO *et alii*, 1991).

In dettaglio, le condizioni metamorfiche alpine delle rocce dell'unità di Peio in Val Martello sono dell'ordine di 490-530°C e 0.6-0.8 GPa nella fascia a contatto con l'unità di Lasa e dell'ordine di ca. 380-430°C e 0.4-0.7 GPa nell'area della Val Madriccio (TROPPER & MAIR, 1998; NOCKER *et alii*, 1998).

La paragenesi eo-alpina dei micascisti (**OMI**) è caratterizzata dalla cristallizzazione statica di granati alpini millimetrici limpidi, di bordi di granato alpino su granati varisici, dalla cristallizzazione di cloritoide su staurolite, di clorite su biotite e dalla crescita di clorite statica che, talora, taglia la scistosità regionale.

Le associazioni mineralogiche alpine critiche, su cui sono stati fatti i calcoli petrologici, sono: granato, biotite, plagioclasio, clorite \pm cloritoide per i micascisti e paragneiss; clorite, sericite, stilpnomelano per i micascisti/paragneiss retrocessi; anfibolo, plagioclasio \pm granato, biotite, clorite, quarzo \pm clinozoisite \pm titanite \pm calcite per le anfiboliti; calcite, quarzo, mica bianca, epidoto \pm clinozoisite \pm titanite \pm rutilo \pm zirconio per i marmi; clorite, stilpnomelano per i marmi retrocessi. In Val Martello le paragenesi alpine hanno dato età del Cretaceo superiore (88 ± 1 Ma, datazioni Ar-Ar su mica bianca e 86 ± 3 Ma, Rb-Sr su biotite, MAIR & SCHUSTER, 2003).

Le datazioni Rb-Sr su biotite-roccia totale lungo le zone di taglio della Val di Peio (si veda il Foglio Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007), della Val di Rabbi e della Cima Verdignana hanno dato età del Cretaceo superiore (70-80 Ma; THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1996; DEL MORO in MONTRESOR & MARTIN, 2008).

Lungo la cresta che separa la Val Martello dalla Val d'Ultimo è stata osservata una seconda fase di cristallizzazione alpina che ha dato origine ai micascisti a clorite e sericite (**OME**), caratterizzati da cloritizzazione dei granati sia varisici che alpini, da sostituzione quasi totale della biotite da parte della clorite, da cristallizzazione di clorite, sericite e di stilpnomelano. Nei marmi associati ai micascisti retrocessi è stata osservata la ricristallizzazione di calcite e blastesi di sericite, clorite e stilpnomelano. La neoblastesi di minerali di basso grado caratterizza le zone di taglio e altre fasce non cartografabili dell'unità di Peio. Questa

deformazione non è databile con precisione, ma è post eo-alpina dato che ha indotto retrocessione delle paragenesi eo-alpine cretatiche, ed è stata antecedente all'intrusione delle apofisi e dei filoni oligocenici (età: 32 Ma ca.) che non sono stati coinvolti nel processo di retrocessione né di ricristallizzazione. L'attribuzione della deformazione al Paleogene potrebbe essere verosimile.

Nel basamento dell'area contigua occidentale di Serottini - Varadega - Tremoncelli (unità di Languard) sono state calcolate invece condizioni metamorfiche eo-alpine di più alta temperatura e pressione: 500-600°C e 1.1 ± 0.2 GPa (GAZZOLA *et alii*, 2000).

Nell'unità di Lasa l'evento alpino è stato pervasivo, determinando l'assetto a bande e la cristallizzazione di minerali alpini in facies scisti verdi su pre-esistenti minerali pre-alpini quali ad esempio, nei micascisti, la biotite, il granato e la staurolite. Le condizioni metamorfiche alpine sono state determinate intorno a 0.4-0.8 GPa e 490-600°C (MAIR & TROPPER, 2003) sulle seguenti associazioni mineralogiche: granato, biotite, mica bianca, plagioclasio, clorite \pm cloritoide \pm rutilo \pm zircone nei micascisti e paragneiss; anfibolo, plagioclasio \pm granato, biotite, clorite, quarzo \pm clinozoisite \pm titanite e \pm calcite nelle anfiboliti; calcite, mica bianca, anfibolo \pm plagioclasio, biotite, clorite, tremolite \pm clinozoisite nei marmi. Nelle anfiboliti i relitti di orneblenda sono parzialmente o totalmente sostituiti da anfibolo di seconda generazione. Nei marmi la clorite, la biotite e la tremolite sono attribuiti esclusivamente all'evento metamorfico eo-alpino essendo statici e posteriori alla deformazione.

Nelle rocce della Scaglia dello Zebrù le associazioni metamorfiche alpine hanno dato temperature di 380-420°C e pressioni di 0.4-0.7 GPa. Le associazioni mineralogiche caratteristiche comprendono mica bianca, clorite \pm albite \pm granato \pm calcite nelle filladi quarzifere; clorite, tremolite, epidoto, mica bianca \pm microclino \pm calcite \pm magnetite nelle metabasiti; calcite, quarzo, mica bianca, tremolite \pm plagioclasio \pm epidoto nei marmi. Tutti i minerali presenti appartengono alla *facies* scisti verdi e non sono zonati.

Relitti di minerali di più alto grado non sono mai stati riscontrati.

Le datazioni Ar-Ar di MAIR & SCHUSTER (2003) hanno dato età di 87 ± 1 Ma per le miche bianche delle filladi di questa unità.

3. - DEFORMAZIONE DUTTILE

3.1. - FALDA DEL TONALE

Nel basamento cristallino della Falda del Tonale la scistosità regionale (S_2) pre-alpina è inclinata verso SE.

L'assetto tettonico che si osserva oggi è dovuto principalmente alla tettonica eo-alpina cretatico-paleocenica, caratterizzata dal processo di accrezione e sot-

toscorrimento delle unità austroalpine sotto il margine africano.

La tettonica alpina successiva di età terziaria, connessa con l'attività della Linea delle Giudicarie Nord, ha prodotto grandi ondulazioni ad assi circa NE-SW nell'intera pila di falde e nel basamento della Falda del Tonale a tetto della faglia di Peio, e WNW-ESE fino a E-W nella Falda Ortles-Campo a letto della faglia di Peio.

In dettaglio, nell'unità d'Ultimo, la scistosità pre-alpina degli gneiss (S_1) e delle migmatiti (Fig. 26a) è deformata da una fase F_2 ancora pre-alpina caratterizzata da pieghe isoclinali, particolarmente evidenti all'Alpe di Brez dove i dicchi trondhjemitici e pegmatitici sono anch'essi piegati e mostrano una scistosità di piano assiale orientata circa NNE-SSW.



Fig. 26 - a) Pieghe pre-alpine nelle migmatiti della Val Monte d'Ora. b) Pieghe pre-alpine nelle pirosseniti a granato della Val Monte d'Ora (Malga Siromba).

Nelle peridotiti della Val Monte d'Ora sono state osservate pirosseniti deformate da pieghe isoclinali (Fig. 26b), forse riferibili ad una fase di deformazione precedente alla loro messa in posto nel prisma accrezionario alpino. Nelle valli di Lavazzè, Bresimo e d'Ultimo (versante destro), la scistosità regionale (S_1/S_2) immerge ora verso NW ora verso SE (vedi stereogrammi di Castel Pagano - C. Tuatti, Cima Mandrie e M. Pin, Fig. 27), essendo deformata da pieghe F_3 a grande scala con piano assiale sub-verticale orientato NE-SW.

3.2. - FALDA ORTLES-CAMPO

Il basamento della Falda Ortles-Campo ha scistosità che immerge verso SSE, con inclinazioni variabili tra 30 e 60°. È una scistosità di piano assiale (S_2), sottolineata da minerali di facies anfibolitica (ARGENTON *et alii*, 1980; FERRETTI - TORRICELLI, 1982). È generata da un sistema di pieghe isoclinali (F_2) a scala da decimetrica a ettometrica con piani assiali poco inclinati verso SSE, talora con fianchi delle pieghe in parte elisi.

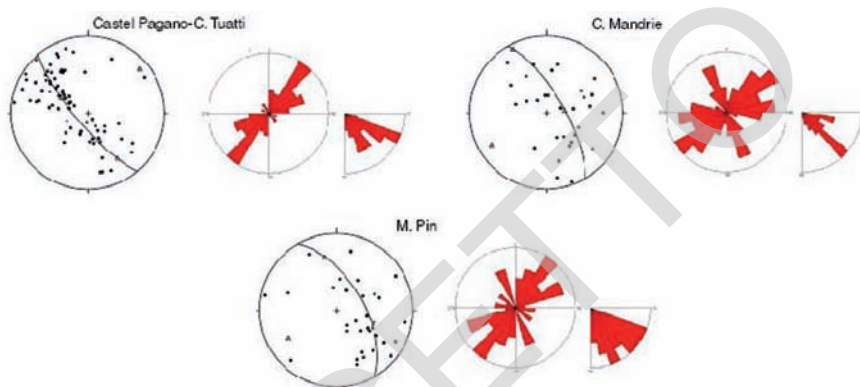


Fig. 27 - Scistosità regionale in Val di Bresimo nell'unità d'Ultimo nord-orientale. Sulla colonna di sinistra sono riportate le proiezioni dei poli delle scistosità nell'emisfero inferiore del reticolo di Wulff. Sulla colonna di destra è rappresentata con diagrammi a rosa la direzione dei piani di scistosità.

Ampie zone di taglio locali deformano le rocce, soprattutto entro la fascia dei micascisti a clorite e sericite (**OME**) (Fig. 28).

Nella Val de la Mare e in Val di Peio le zone di taglio pre-alpine sono state localmente trasformate in fasce milonitiche a grana finissima dalla deformazione alpina (ZAMBOTTI, 1995). Un'ampia fascia di rocce deformate si estende tra il Passo Gavia ad ovest e il Lago del Careser ad est, immerge verso SSE con inclinazioni variabili tra 30° e 50° (i valori più elevati sono osservati in prossimità della zona di faglia di Peio; Profilo A-A' nella carta geologica). All'interno di questa fascia sono stati osservati rari relitti di pieghe isoclinali a scala ettometrica (FERRETTI-TORRICELLI, 1982). La fascia è stata intrusa nell'Oligocene dalle apofisi tonalitiche (**APF**) del Tof di Malè e di Prabon e da filoni di composizione intermedia (**fz**).

In Val Martello, la deformazione eo-alpina per pieghe isoclinali, ha localmente trasposto i margini del plutone di Martello e i numerosi filoni di apliti e pegmatiti del corteo magmatico.

Nelle zone molto deformate dei micascisti a clorite e sericite (**OME**) dell'unità di Peio è possibile distinguere una foliazione tardo alpina di taglio sviluppata sopra la scistosità alpina S_3 .

Alla testata della Valle di Lasa, la scistosità immerge verso NNW con angoli variabili tra 30°-80°, e forma una grande struttura sinforme con il fianco normale che immerge verso nord ed il fianco rovescio che immerge verso sud (vedi capitolo seguente). Si tratta di una scistosità S_3 (scistosità alpina mimetica sulla scistosità pre-alpina S_2) di piano assiale sottolineata sia da minerali di *facies* scisti verdi, sia, in alcune zone, da minerali di *facies* anfibolitica (pre-alpina).



Fig. 28 - Scistosità, pieghe isoclinali, pieghe e clivaggi nei micascisti a clorite e sericite (OME) di Peio in alta Val de la Mare (Rif. Larcher, ad ovest del Foglio Rabbi).

Il basamento della Falda Ortles-Campo è caratterizzato da pieghe decametrico-chilometriche con pieghe parassite da millimetriche a metriche ben evidenziate da bande di marmo e anfiboliti intercalate nei micascisti. L'analisi strutturale ha rivelato due sistemi di pieghe: un sistema con assi ad andamento circa E-W che immergono di pochi gradi sia ad est che ad ovest; un secondo sistema, prevalente, con assi orientati WSW-ENE, che immergono di pochi gradi sia verso WSW che verso ENE con piani assiali immergenti a sud che evidenziano un raccorciamento dell'area in direzione NNW.

I due sistemi di pieghe sono deformati da un terzo sistema di pieghe blande con assi diretti da N-S a NNW-SSE che immergono con angolo variabile sia verso nord che verso sud. Questo sistema è più evidente nella Scaglia dello Zebrù che nelle unità di Peio e Lasa.

In relazione ai sistemi di pieghe, due set di lineazioni di crenulazione, ortogonali fra di loro, sono stati osservati e misurati sul terreno. Uno ha andamento NNW-SSE con immersione prevalente verso SSE, l'altro ha andamento ENE-WSW con immersione prevalente verso WSW.

3.2.1. - *Assetto strutturale dei marmi di Lasa*

Il motivo deformativo principale del settore NW del Foglio è rappresentato dall'ampia sinforme coricata che coinvolge l'intera sequenza di micascisti, paragneiss e marmi dell'unità di Lasa compresa tra la Croda Bianca e la Val di Lasa (Croda di Jenne) (Fig. 29). Il fianco inferiore della sinforme presenta orizzonti di marmo di spessore variabile e giacitura a franapoggio leggermente inclinata verso la Val Venosta.

Il fianco rovescio della grande sinforme presenta inclinazione media di 60-70° verso sud e costituisce il versante meridionale della Croda di Jenne, delimitato dalla profonda incisione del canalone di Psai. Il nucleo di questa grande struttura si trova a monte del Rifugio del Pastore, a q. di 2100 m.

L'asse di piega della struttura ha un'orientazione E-W ed inclinazione di circa 10° verso ovest.

In sinistra idrografica della Val di Lasa i marmi affiorano limitatamente, mentre affiorano in modo continuo verso est lungo l'intera dorsale Croda Bianca-Monte Sole di Martello. Ad oriente della forcella di Covelano, è stato osservato un progressivo abbassamento di quota dei livelli di marmo, interessati sia da



Fig. 29 - Fianco della piega coricata a scala ettometrica della Croda di Jenne. Il nucleo della piega è rivolto verso nord, ovvero verso la Val Venosta. (Foto Tappeiner).

deformazioni plicative a grande scala, sia da piani di faglia con immersione N220 (coerentemente con i piani di faglia rilevati lungo la parete NW della Croda di Jenne).

Dalla Val di Lasa fino alla Croda Bianca, lungo la parete est della Croda di Jenne, e ancora più a E lungo la cresta di Montesole di Martello fino alla Val d'Inferno, sono state individuate ampie fasce milonitiche e cataclastiche, presumibilmente generate in seguito alla strutturazione della sinforme della Croda di Jenne.

Nel settore più orientale dell'area in studio, in corrispondenza delle ampie pareti a sud di Monte Rovere, le bancate di marmi sono deformate sia da pieghe ad assi E-W che da faglie con analoga orientazione.

4. - FAGLIE ALPINE

Il settore orientale del Foglio, dove affiorano la Falda del Tonale e un lembo di Mesozoico, è deformato da numerose faglie. Queste faglie hanno andamento variabile da E-W, NE-SW, NNE-SSW, NW-SE e sono caratterizzate dalla presenza di miloniti e cataclasiti. Esse accomodano anche attualmente la compressione tra la placca africana e la catena alpina con sollevamenti di varia entità ed attività sismica.

L'attività sismica pre-aterniana 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 in Val di Bresimo, la Linea della Val Clapa in Val di Bresimo e in Val Clapa e la Linea delle Giudicarie Nord in Val di Non. Anche le faglie più antiche come la Linea di Peio mostrano tracce di una attività sismogenica pre-aterniana significativa, attestata da numerose vene di pseudotachiliti (MÜLLER *et alii*, 2001; LAURENZI *et alii*, 2003).

Nel settore sud-occidentale dell'area del Foglio Rabbi (alta Val de la Mare e Val Venezia) sono presenti alcune faglie orientate NW-SE, evidenziate da morfostrutture e da attività sismica, quali le faglie del Lago del Careser e di Passo di Saent. Nel settore nord-occidentale del Foglio le faglie morfologicamente ben riconoscibili e sismogeniche sono orientate WSW-ENE (Linea dello Zebrù) ed E-W (Linea di Lasa).

4.1. - FAGLIA DI PEIO

La faglia di Peio mette a contatto la Falda Ortles-Campo (unità di Peio) a letto, con la Falda del Tonale (unità del Tonale s.s.) a tetto. È costituita da un'ampia fascia milonitica che immerge verso SSE, associata ad un orizzonte di cataclasiti, ben riconoscibile lungo la cresta che separa la Val di Rabbi dalla Val di Clapa e lungo il versante sinistro della Val Montechiesa, entro ortogneiss e paragneiss del-

l'unità del Tonale. La faglia si estende da Ponte di Legno a Merano (Fig. 30a, b).

La fascia milonitica ha direzione ENE-WSW ed è inclinata di circa 35° verso SE, mentre le zone cataclastiche presentano una pendenza ad angolo maggiore, intorno a $60\text{-}65^\circ$ di inclinazione (ANDREATTA, 1948a).

In Val Montechiesa, il protolite delle miloniti della Linea di Peio è un ortogneiss granitico dell'unità del Tonale. Le miloniti sono rocce a bande verdastre, caratterizzate da *ribbons* di quarzo e piccoli porfiroclasti feldspatici o epidotici in matrice microcristallina composta da quarzo, clorite e sericite. Mostrano tipiche strutture di taglio (*shear bands*), pieghe milonitiche e forte isoorientazione dei minerali, soprattutto del quarzo (ZAMBOTTI, 1995) (Fig. 30a, b). Le lineazioni di allungamento misurate sulle miloniti sono orientate da $N80^\circ$ a $N120^\circ$.

Al letto della faglia, la fascia milonitica principale è sviluppata entro gneiss anfibolitico-epidotici e micascisti a granato e staurolite (**OMI**) dell'unità di Peio (Fig. 30c, d). Gli indicatori cinematici osservati nella fascia milonitica principale e negli gneiss a letto forniscono una direzione di trasporto verso est coerente con la cinematica transtensiva sinistra (si vedano ZARSKÉ, 1988; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; ZAMBOTTI, 1995; FACCI, 2001).

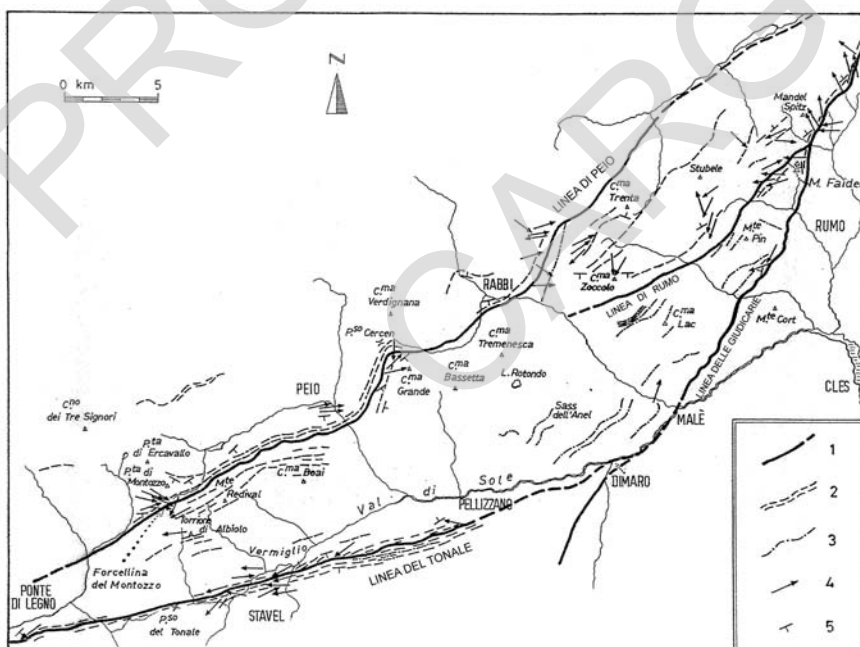


Fig. 30 - a) La Linea di Peio (MARTIN *et alii*, 1991). Legenda: 1) Traccia del piano di faglia maggiore; 2) zone milonitiche associate alla faglia; 3) zone di taglio minori; 4) assi di piega; 5) giaciture.

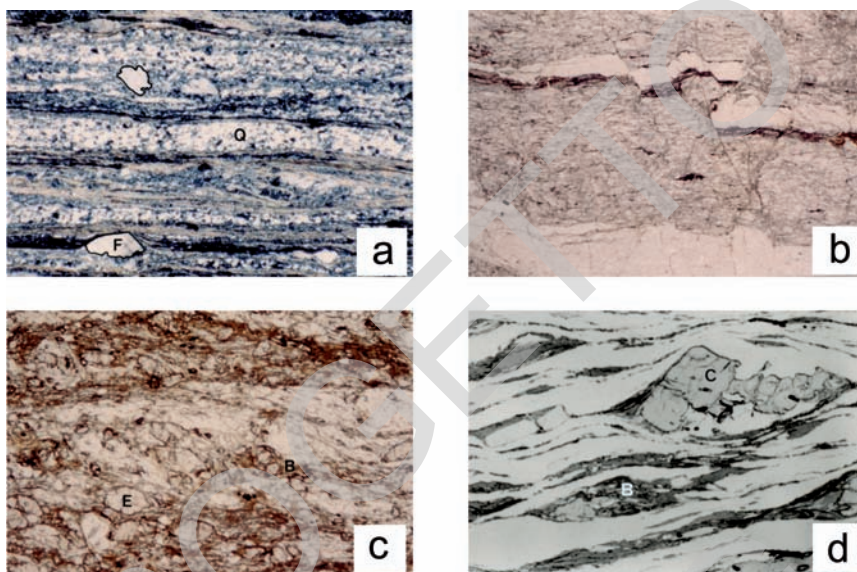


Fig. 30 - b) Microstrutture delle miloniti della Linea di Peio.

Legenda: a) Scisti milonitici dall'unità del Tonale al tetto della Linea di Peio. F: porfiroclasti feldspatici; Q: quarzo. Larghezza della foto: 5 mm. b) Deformazione fragile incipiente nelle miloniti epidotiche al letto della linea di Peio (Forcellina del Montozzo, nei pressi di Punta di Montozzo (Foglio Ponte di Legno). Larghezza della foto: 5 mm. c) Miloniti ad epidoto, clorite, albite e sericite, nell'unità di Peio, al letto della faglia. Larghezza della foto: 5 mm. d) Micascisti milonitici a cloritoide, biotite, muscovite \pm granato \pm staurolite al letto della faglia. C: cloritoide; B: clorite + fengite. Larghezza della foto: 5 mm. Foto (a) e (c) eseguite a luce polarizzata, (b) e (d) a luce naturale.

Entro i paragneiss e ortogneiss dell'unità del Tonale che affiorano tra C. Zoccolo e Castel Pagano, le cataclasiti sono dominanti e raggiungono lo spessore di un centinaio di metri.

L'età del movimento transtensivo sinistro è stata ricavata tramite la datazione di alcuni filoni andesitici e aplitici presenti in prossimità della faglia (DAL PIAZ *et alii*, 1988; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998). In particolare un filone aplitico datato all'Oligocene superiore taglia le miloniti distensive presso il Lago di Alplaner e testimonia un'età quanto meno pre-oligocenica dell'evento transtensivo sinistro (Cretaceo superiore, MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2003).

L'analisi degli indicatori cinematici e delle strutture d'interferenza nelle fasce milonitiche a tetto della faglia di Peio ha suggerito una prima fase deformativa con movimento delle rocce al tetto della faglia verso est, seguita da una fase deformativa terziaria con direzione di trasporto del tetto verso nord (MARTIN *et alii*, 1991) noto come il sovrascorrimento nord-vergente di Cima Grande di età

eocenica (MÜLLER *et alii*, 2001) (si vedano le Note Illustrative del Foglio 1:50.000 Malè, DAL PIAZ *et alii*, 2007).

4.2. - FAGLIA DI PASSO PALÙ

È orientata ENE, con immersione verso SSE a medio-alto angolo. È poco visibile in campagna. Presso il Passo Palù è evidenziata da miloniti e ultramiloniti, mentre presso la Malga Bordolona di sopra è caratterizzata da cataclasiti coesive con pseudotachiliti e piani di faglia con strie e gradini in quarzo. Nel segmento duttile riconoscibile al Passo Palù la faglia ha agito come transtensiva destra con una cinematica analoga alla faglia Peio, a cui potrebbe essere associata. La sua continuazione laterale in Val di Rabbi e in alta Val di Non non è evidente.

Nel segmento fragile essa appare essere stata riattivata dalla tettonica transpressiva sinistra giudicariense.

4.3. - FAGLIA DI RUMO

La zona di faglia di Rumo si estende dalla Val di Rabbi all'alta Val di Non, dove si congiunge con la faglia delle Giudicarie Nord (MORTEN *et alii*, 1976). È uno dei principali lineamenti tettonici della Val di Bresimo (Fig. 31) dove comprende due orizzonti deformativi: la faglia di Rumo s.s. e la faglia del rio Malgazza.

Lungo entrambi gli orizzonti affiorano ortogneiss granitici milonitici in facies scisti verdi, cataclasiti con pseudotachiliti e piani di faglia striati. La foliazione milonitica immerge a NW con inclinazione di 60° ed è caratterizzata da lineazioni di allungamento, strutture S-C e microfaglie antitetiche con senso di movimento transtensivo destro verso NNW (riconoscibili solo a scala microscopica).

Le miloniti della linea di Rumo affiorano presso il Passo Binasia, tra Malga Cemiglio di fuori e Malga Cemiglio di dentro (400 m a ovest di Monte Alto) e 800 m ad est di Malga Valle (PROSSER, 1990).

Lungo la faglia del rio Malgazza le miloniti mostrano indicatori cinematici consistenti con movimenti transpressivi sinistri. Analogamente, anche i piani di faglia subverticali orientati NE-SW che tagliano le miloniti della Linea di Rumo s.s. mostrano una cinematica transpressiva di tipo giudicariense.

Una vena di pseudotachiliti associata alle cataclasiti della linea di Rumo, data-ta con metodo ^{39}Ar - ^{40}Ar presso Malga Cemiglio, ha fornito un'età di 57.3 ± 1.4 Ma (MÜLLER, 1998); un'altra vena di pseudotachilite campionata in Val di Bresimo ad ovest del Passo Binasia, ha dato invece un'età di 28 Ma (datazione di materiale vetroso a basso contenuto di ^{40}Ar radiogenico; LAURENZI, dati inediti).

Altre vene di pseudotachilite campionate in località Samerberg qualche km

più a nord, entro la fascia di deformazione della Linea di Rumo, hanno dato invece età comprese tra 21 e 17 Ma (datazioni Ar-Ar con *laser-ablation*, LAURENZI *et alii*, 2003). In questi affioramenti le vene sono iniettate entro piani orientati NE-SW con cinematica transpressiva sinistra analoga a quella osservata lungo la Linea delle Giudicarie Nord.

La Linea di Rumo non ha influito sull'evoluzione termica delle rocce da essa deformate dopo il Miocene (MARTIN *et alii*, 1998a).

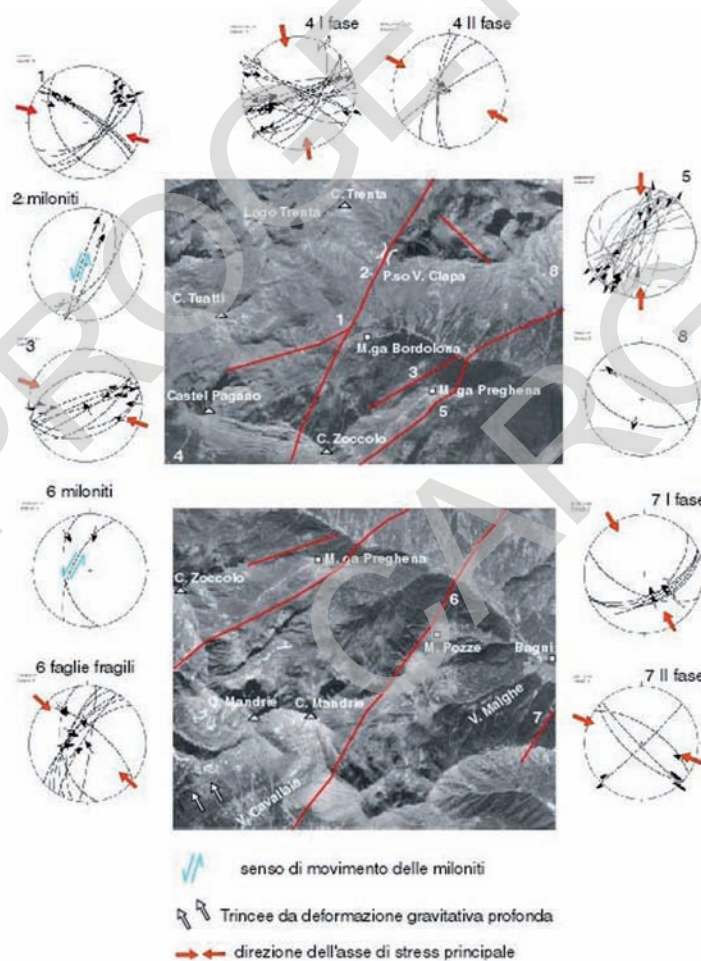


Fig. 31 - Assetto delle faglie nel settore NE della Falda del Tonale, al tetto della faglia delle Giudicarie Nord (FELLIN *et alii*, 2002).

4.4. - FAGLIA DI MALGA PREGHENA

Affiora lungo la strada tra la Malga Preghena e la Malga Bordolona di sotto; è orientata ENE e immerge verso SSE con un angolo di circa 60° . È costituita da cataclasiti coesive con pseudotachiliti sviluppate entro una fascia metrica di gneiss retrocessi e fagliati. I piani della faglia attraversano anche la peridotite serpentinizzata di Cima Zoccolo dove sono suturati da vene di antofillite dovute a circolazione idrotermale di probabile età oligocenica (MORTEN *et alii*, 1986).

Nell'area compresa tra Cima della Siromba e Cima Lavazzè sono stati inoltre osservati piani di taglio diretti NE-SW che immergono a SE e inclinati di $50-70^\circ$ con movimenti destri transtensivi e normali che potrebbero essere riferiti alla zona di faglia di Rumo. Lungo questa faglia è sviluppata una trincea di circa 500 m di lunghezza probabilmente legata a riattivazioni post-glaciali.

4.5. - FAGLIA DELLE GIUDICARIE NORD

Comprende la faglia delle Giudicarie Nord e altre faglie minori come la faglia della Val Burlini e quella della Val dell'Acqua, evidenti nelle omonime valli trasversali della Val di Bresimo. Il piano maggiore della faglia delle Giudicarie Nord ha direzione NNE ed è caratterizzato dalla presenza di lamelle quarzodioritiche foliate al limite tra gli gneiss della Falda del Tonale e le scaglie del Mesozoico delle Alpi Meridionali (DAL PIAZ, 1926).

La faglia delle Giudicarie Nord forma un orizzonte deformativo di spessore ettometrico dove affiorano brecce di faglia (*gouge*), caratterizzato da una diffusa ed intensa impronta cataclastica. 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, indicano una fase deformativa compressiva con vergenza verso SE.

I piani di faglia e i clivaggi subverticali misurati all'interno dei paragneiss del Monte Pin (TUG) sembrano riferibili alla fase deformativa transpressiva sinistra che è stata attiva lungo questo sistema durante il Miocene medio (PROSSER, 1998; 2000).

Le faglie della Val dell'Acqua e Val Burlini sono orientate NNE, sono caratterizzate da componenti trascorrenti e compressive analoghe a quelle descritte lungo la Linea delle Giudicarie Nord s.s. (PROSSER, 1990; 2000), e mostrano la stessa evoluzione cinematica.

In particolare, la faglia di Val Burlini 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 con cataclasiti coesive e piani di faglia striati. Strie e gradini a clorite e pieghe di trascinamento indicano un'importante fase deformativa compressiva con vergenza verso SE. Numerosi piani di faglia

coniugati tagliano le strutture duttile-fragili precedenti; essi sono orientati NE-SW e NW-SE e mostrano movimento rispettivamente trascorrente destro e sinistro.

Entrambe le faglie della Val dell'Acqua e della Val Burlini sono caratterizzate dalla presenza di cataclasiti e trincee.

4.6. - FAGLIA DELLA VAL CLAPA

Bisogna distinguere tra la "Linea di Val Clapa" descritta da MORTEN *et alii* (1976), orientata NE-SW sub-parallela al fascio di Peio e afferente al sistema di Peio, e la faglia della Val Clapa che si estende lungo il versante destro della Val Clapa e nell'alta Val di Bresimo, con andamento giudicariense e interseca la faglia del Passo Palù presso la Malga Bordolona di sopra. L'orientazione della faglia è infatti orientata circa NNE, con immersione verso ESE ed elevata pendenza (circa 80°).

La dislocazione della Val Clapa è piuttosto evidente dal punto di vista morfologico. La zona di faglia principale si estende per 20-30 m ed è caratterizzata dalla presenza di paragneiss retrocessi e piani di taglio sub-paralleli al piano principale. È 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) dove è caratterizzata non solo da miloniti e cataclasiti, ma anche da una serie di contropendenze sub - parallele. Le miloniti e le cataclasiti affiorano presso il passo omonimo e poco più a sud, lungo il sentiero Bonacossa. Le miloniti formano livelli di spessore centimetrico entro cataclasiti coesive. L'attività di questa faglia è caratterizzata da movimenti transpressivi sinistri che sono stati osservati sia nelle miloniti che nelle cataclasiti.

Numerosi piani di taglio sub-paralleli al sistema delle Giudicarie Nord e alla faglia della Val Clapa sono stati osservati in quest'area, al tetto della Linea delle Giudicarie Nord. Se ne osservano ad esempio, lungo la cresta che separa la Valle del Rio Nero dal circo *Samerberg*, nella bassa Val di Lavazzè, a NW della Cima del Monte Pin, ad ovest di Malga Cemiglio, ad est del lago presso Malga Siromba e lungo il sentiero che sale a Cima degli Olmi a q. 2340 m.

Vene di pseudotachiliti cm-decimetriche sono state segnalate inoltre in prossimità della Malga Bordolona alta in Val di Bresimo (Fig. 32). Sono associate a piani di faglia orientati E-W, immergenti a sud ad alto angolo e a cataclasiti oppure sono iniettate entro ortogneiss e paragneiss del Tonale (**TTO**) cataclastici. Sono costituite da vetro zonato di colore da grigio a rossastro con clasti di quarzo, plagioclasio, sillimanite e rutilo (FELLIN *et alii*, 2002). La datazione ³⁹Ar-⁴⁰Ar sui vetri ha dato un'età eocenica superiore (LAURENZI *et alii*, 2003; MARTIN *et alii*, 2007). Si tratta di vene che, benché appartenenti alla zona di faglia della Val Clapa, si riferiscono ad una deformazione più antica, probabilmente relativa alla faglia del Passo Palù (Fig. 32b).

Altre vene zonate con bande omogenee rossastre alla periferia e bande grigie di vetro ricco di clasti all'interno sono state osservate presso Cima degli Olmi e Cima Lavazzè, alla testata della Valle del Rio Nero, presso il Lago Binasia e sul versante destro della Val di Clapa.

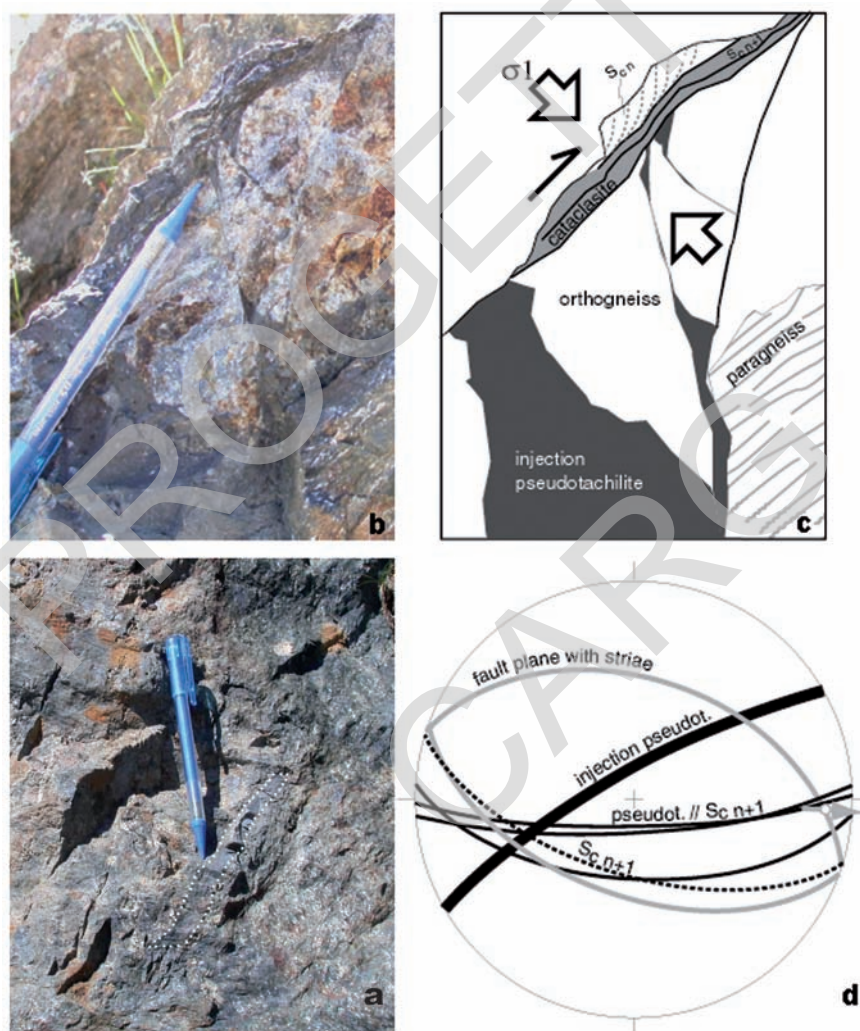


Fig. 32 - a) Vena di pseudotachilite e piano di faglia, presso la Malga Bordolona di sopra, in alta Val di Bresimo. b) Cataclasite e vena di pseudotachilite datata all'Oligocene sup. con metodo $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$. c) Schema cinematico. d) Andamento dei piani di faglia e delle vene di iniezione (proiezione stereografica di Schmidt, emisfero inferiore).

4.7. - 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 Paleocene inferiore (MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000);
- (ii) un secondo evento transpressivo, con marcata componente trascorrente sinistra di età miocenica inferiore (20-18 Ma, MÜLLER *et alii*, 2001), che ha attivato come linee transpressive sinistre sia la faglia di Rumo (pre-esistente) che le faglie di Val Clapa, Malgazza e Val dell'Acqua;
- (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 WNW che ha riattivato la faglia delle Giudicarie Nord come un sovrascorrimento vergente verso ESE. L'età di questa deformazione (Miocene superiore) è desunta dalla datazione dell'apatite (tracce di fissione) a tetto della Linea delle Giudicarie Nord in Val di Bresimo (MARTIN *et alii*, 1998a) e dall'età dei sedimenti sintettonici (Miocene medio-superiore) associati al sovrascorrimento della Val Trompia più a sud (CASTELLARIN *et alii*, 1992).

4.8. - SISTEMA DELLE FAGLIE DI ZEBRÙ

Nell'angolo NW del Foglio il sistema di faglie più importante è il sistema dello Zebrù che comprende la faglia dello Zebrù s.s. (soprastante) e la faglia del Madriccio (sottostante) che racchiudono la Scaglia dello Zebrù.

Entrambe le faglie si svilupparono inizialmente in condizioni duttili, presumibilmente durante i sovrascorrimenti eo-alpini e vennero riattivate successivamente come zone di deformazione fragile.

La zona di faglia è caratterizzata da un'ampia fascia di miloniti in facies scisti verdi che affiora tra il Lago di Gioveretto ad est e il limite del Foglio ad ovest, riferibili alla fase di deformazione cretacea o Fase Trupchun (MAIR, 1998), come suggerito dall'età di cristallizzazione della biotite nelle miloniti (THÖNI, 1981; MAIR & SCHUSTER, 2003). Durante questa fase le rocce mesozoiche della Falda dell'Ortles *Auct.* e le filladi della Scaglia dello Zebrù vennero trasportate verso ovest sovrascorrendo i micascisti della sottostante unità di Peio, dando luogo ad una zona a scaglie tettoniche.

La vergenza verso ovest del sovrascorrimento è indicata dalle strutture nelle miloniti, quali le lineazioni di allungamento orientate circa E-W, *kink-bands*

orientate N-S (presso il Rifugio Corsi) e pieghe centimetriche con vergenza verso ovest. Il piano di sovrascorrimento è stato successivamente raddrizzato nel settore occidentale (Passo della Bottiglia) e riattivato come un nuovo piano di sovrascorrimento nord-vergente ad angolo medio che ha trasportato l'unità di Peio sulla Scaglia dello Zebrù durante la fase Blaisun nell'Eocene. Questo movimento è indicato dalle geometrie in campagna e dalle strutture nelle miloniti (lineazioni orientate circa NNW-SSE, pieghe centimetriche con assi ad andamento WSW-ENE).

4.8.1. - *Linea dello Zebrù*

Nell'area del Foglio Rabbi, la Linea dello Zebrù rappresenta il piano di contatto superiore della Scaglia dello Zebrù (si vedano i profili geologici). A ovest (Foglio Bormio), questa faglia è sviluppata lungo il versante destro della Valle dello Zebrù, fino al Passo della Bottiglia, continua attraverso il Passo del Lago Gelato, fino al Lago di Gioveretto in Val Martello dove si unisce alla Linea del Madriccio.

Nell'area contigua del Foglio Bormio, separa la Scaglia dello Zebrù dalla soprastante Falda dell'Ortles *Auct.* È un contatto tettonico importante di età alpina che giustappone le rocce mesozoiche alle filladi della Scaglia dello Zebrù con metamorfismo in *facies* scisti verdi di età varisica.

Il contatto tettonico è stato successivamente riattivato da piani di faglia e frattura subverticali, orientati circa E-W, evidenti soprattutto fuori del Foglio, lungo la Valle dello Zebrù.

4.8.2. - *Faglia del Madriccio*

La linea del Madriccio rappresenta il limite settentrionale della Scaglia dello Zebrù. Si segue dal Rifugio Città di Milano in alta Val Solda fino al Lago del Gioveretto, attraverso le valli di Madriccio e di Peder e lungo il Dosso di Peder. Costituisce il piano basale della Scaglia dello Zebrù che affiora nel Foglio Rabbi.

È caratterizzata dalla presenza di lenti di gessi e carnirole del Raibliano e da scaglie di serpentiniti di provenienza ed età sconosciuta. Rappresenta un contatto tettonico eo-alpino importante che giustappone rocce pre-alpine in *facies* anfibolitica (varisica) (unità di Peio) con rocce in *facies* scisti verdi (Scaglia dello Zebrù).

La zona di faglia è di spessore limitato, caratterizzata da miloniti in *facies* scisti verdi di basso grado e cataclasiti. Le lineazioni osservate hanno confermato una deformazione alpina con senso di movimento verso ovest della soprastante Scaglia dello Zebrù (dati inediti V. MAIR). Le datazioni su biotite e muscovite campionate a letto e a tetto della Linea del Madriccio, presso il Lago di

Gioveretto hanno dato età del Cretaceo superiore (MAIR & SCHUSTER, 2003).

Durante la fase deformativa eocenica Blaisun anche la Linea del Madriccio è stata riattivata. Il piano di faglia è stato ripiegato (assi delle pieghe orientati WSW-ENE) e riattivato come sovrascorrimento nord-vergente della Scaglia dello Zebrù sull'unità di Peio, come indicano le geometrie e le strutture osservate in campagna (si vedano i profili geologici).

4.9. - LINEA DI LASA

La Linea di Lasa separa l'unità di Lasa a letto dall'unità di Peio a tetto. Affiora dall'alta Valle di Lasa fino a Ganda di Martello. Si tratta di un'ampia fascia di miloniti che deforma micascisti e paragneiss a bande e marmi dell'unità di Lasa, talora fittamente intercalati per effetto di una intensa deformazione tettonica (*mélange* tettonico?). Nei micascisti dell'unità di Peio a tetto la milonizzazione è meno evidente.

Tutte le strutture plicative e le lineazioni (assi di piega WSW-ENE, lineazioni NNW), ivi incluse la sinforme della Croda di Jenne (unità di Lasa) e le pieghe osservate nei micascisti della Punta di Lasa (unità di Peio) potrebbero essere attribuite alla fase di deformazione eocenica Blaisun, nell'ambito della quale è avvenuto il massimo raccorciamento della Falda Ortles-Campo e il sovrascorrimento dell'unità di Peio sull'unità di Lasa.

Nel quadro di deformazione regionale, non si può escludere tuttavia un'attivazione tettonica precoce (Cretaceo?) di questa faglia.

4.10. - TETTONICA FRAGILE

La tettonica fragile è stata analizzata tramite misure in campagna di giunti di fratturazione e piani di faglia. Inoltre, le strutture ad alto angolo dell'area sono state analizzate tramite fotointerpretazione.

Nella Falda Ortles-Campo sono presenti tre sistemi principali di fratturazione. Nelle unità di Lasa e Peio il sistema di maggior importanza ha andamento da NE-SW a ENE-WSW, quasi parallelo alla direzione della Val d'Ultimo, nella Scaglia dello Zebrù prevale invece un sistema di fratture con andamento N-S, sub-parallelo alla Valle di Lasa, sistema che nelle altre unità è di scarsa importanza (Fig. 33).

In Val d'Ultimo le direzioni dei piani fragili si sviluppano secondo tre direttrici prevalenti: la prima e la più rappresentativa è orientata NW-SE: lungo questa direzione si sono formate molte vallecole. La seconda direttrice è circa N-S, la terza è NE-SW (poco evidente nelle foto aeree). Lungo la direzione NW-SE si osservano anche piccole faglie con movimento destro.

Nell'area del Foglio Rabbi, sono stati inoltre segnalati alcuni indizi morfo-

gici che fanno pensare ad un'attività tettonica quaternaria. Tra questi indizi ricordiamo le “faccette triangolari” del versante destro della Val d'Ultimo, i cui piani hanno immersione variabile tra N330 e N360 ed inclinazione compresa tra 65° e 80° e gli sdoppiamenti di cresta del Monte del Sasso. Altre “faccette triangolari” osservate sul versante destro della Val d'Ultimo tra la confluenza della Val di Clapa ed il Lago di Zoccolo evidenziano un altro lineamento morfostrutturale con direzione NE-SW impostato lungo il fondovalle principale.

In Val Martello le direzioni dei piani fragili sono simili a quelle osservate in Val d'Ultimo. La direzione NW-SE è piuttosto diffusa e lungo questa sono impostate le vallecole e i corsi d'acqua che scendono verso la valle principale. Il sistema di piani fragili NW-SE è particolarmente evidente negli ortogneiss granitici (**OGM**) su entrambi i versanti della valle. Si tratta di piani cataclastici con movimento destro. Nell'area “Frane di Sluder” essi danno origine a movimenti gravitativi ed un collasso dell'ammasso roccioso con caduta di massi e sviluppo di canali da *debris flow*. Lo stesso sistema di piani fragili è presente agli imbocchi della Valle Peder e della Val Madriccio, dove favorisce i dissesti del versante.

La direttrice NE-SW, meno evidente in foto aerea, sembra corrispondere ad una fase deformativa recente. La bassa Val Martello è impostata lungo una faglia NE-SW con movimento traspressivo sinistro, che disloca i lineamenti con andamento NW-SE.

La terza direttrice N-S, prevalente nella Scaglia dello Zembrù, è ortogonale agli assi delle pieghe alpine.

In Val Venosta e in Val di Lasa i dati di campagna e fotointerpretazione hanno evidenziato tre sistemi di discontinuità principali orientati ENE-WSW, NNE-SSW e NE-SW (Fig. 33).



Fig. 33 - Diagramma a rosa che rappresenta le direzioni delle fratture nella Falda Ortles-Campo, in Valle di Lasa ed in Val Martello.

Il primo sistema è caratterizzato da strutture a carattere traspressivo accompagnate da fasce cataclastiche; la discontinuità principale è sviluppata al piede della parete nord della Croda di Jenne. Il secondo sistema è costituito da prevalenti fratture e talora da faglie dirette con direzione media N40/60-70° con rigetti trascurabili. Lungo il canalone a sud dell'ex Fornace è stato osservato un riget-

to di alcune decine di metri all'interno dei marmi. Il terzo sistema, con direzione NE-SW, meno evidente è responsabile dei movimenti gravitativi profondi, degli sdoppiamenti di cresta e dell'allineamento di trincee lungo la cresta di Montesole di Martello. Alcuni fenomeni franosi di modesta entità sono associati a questo sistema all'Alpe del Succhio di Fuori e lungo le pareti meridionali del Monte Rovere.

PROGETTO
CARGO

VI - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - SISMICITÀ

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

Nell'ambito del Foglio Rabbi sono stati localizzati alcuni eventi ipocentrali con magnitudo inferiore a 3. La maggior parte dell'attività sismica è concentrata lungo direttrici tettoniche orientate NNE e NW in Val di Rabbi, Val di Clapa e lungo la linea delle Giudicarie Nord (FELLIN *et alii*, 2002), lungo le faglie orientate NW e NNW in Val de la Mare e alta Val di Peio. Gli ipocentri più profondi (10-16 km) sono localizzati lungo la faglia delle Giudicarie Nord.

Eventi sismici con ipocentro lungo il piano della faglia dello Zebù sono stati segnalati presso Bormio. Altri eventi sono stati segnalati lungo la faglia NNE-SSW della Valle di Lasa. La distribuzione degli ipocentri della figura (Fig. 34a, b) ha un errore orizzontale inferiore a 2 km, e un errore verticale inferiore a 3 km. Gli eventi rappresentati in figura sono stati registrati da almeno tre stazioni di misura.

Gli eventi sismici più recenti sono avvenuti tuttavia nel Luglio 2001 ad ovest di Merano lungo faglie del sistema delle Giudicarie Nord (CAPORALI *et alii*, 2005).

2. - IDROGEOLOGIA

Il sistema idrogeologico del Foglio Rabbi è profondamente influenzato dalla natura litologica dei rilievi, soprattutto nelle zone di ricarica degli acquiferi, che è gneissica in Val d'Ultimo, Val di Rabbi, Val de la Mare e Val di Non e granitica in Val Martello, e dall'assetto delle zone di faglia e frattura. Le rocce carbonatiche, la cui conducibilità idraulica è mediamente elevata, sono

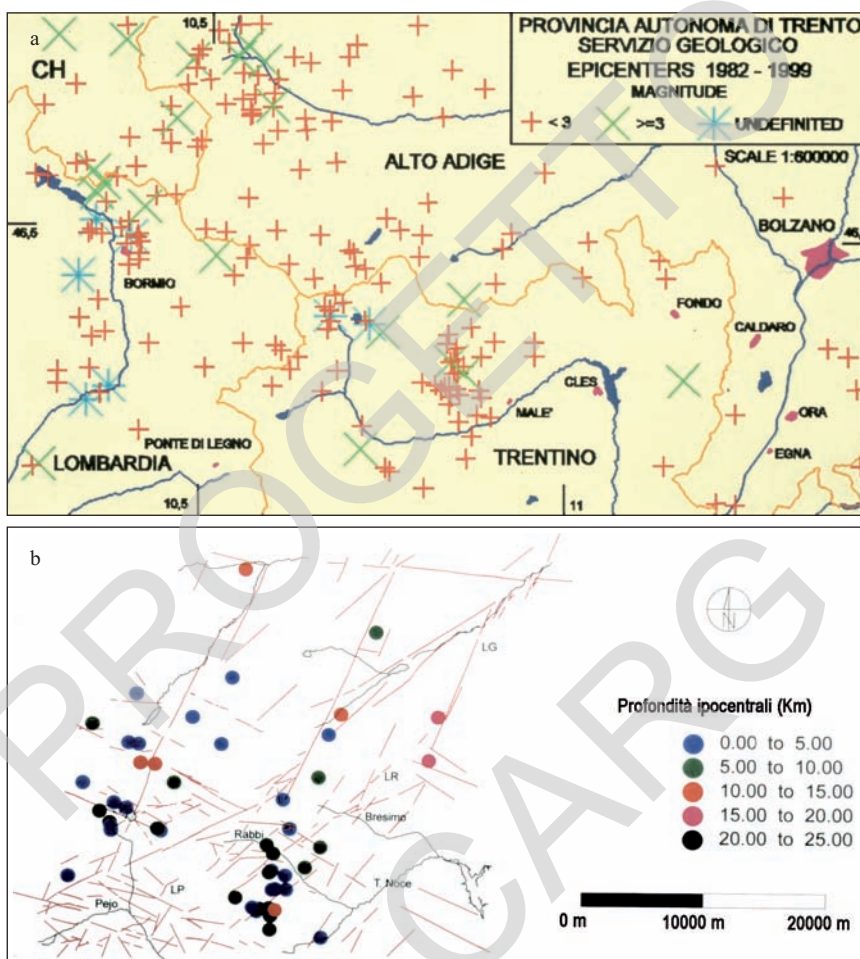


Fig. 34 - a) Distribuzione degli epicentri degli eventi sismici avvenuti tra il 1982 e il 1999 (Servizio Geologico di Trento). b) Ubicazione degli eventi sismici (1991 - 1997) e relativa profondità ipocentrale ($E_{rx} = E_{ry} < 2$ km; $E_{rz} < 4$ km). Legenda: LG: Linea delle Giudicarie; LP: Linea di Peio; LR: Linea di Rumo.

limitate al settore SE del Foglio.

L'area del Foglio comprende i bacini dei torrenti Noce (portata media 40 m³/s), Rabbies, Valsura, Barnes e Plima (non monitorati).

Nell'area del foglio emergono inoltre numerose sorgenti. Esse sono disposte lungo le linee tettoniche di Peio e delle Giudicarie Nord. Alcune di queste sorgenti sono termominerali e vengono sfruttate in stabilimenti termali (Terme di

Peio, Terme di Rabbi). La portata delle sorgenti varia da 11 l/s al Fontanino Coler e 4.0 l/s al Tov Acqua Forta in Val di Rabbi, 0.11 l/s ad *Überwasser* e 1 l/s a Bagni di Mezzo in Val d'Ultimo (nell'adiacente Foglio Appiano/Eppan), 2 l/s a Fontana di Zolfo di Lasa fino a 80 l/s alla Sorgente Acqua Bianca di Lasa, a nord del Foglio Rabbi (misure effettuate da DANESE e ANDREIS nel 1996).

La temperatura dell'acqua all'emergenza è sempre inferiore a 20°C mentre la conducibilità varia da 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (per le acque a circolazione superficiale) a 1000-2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ per le acque mineralizzate (AQUATER, 1993; ANDREIS, 1997; DANESE, 1997).

Le sorgenti sono alimentate sia da acquiferi superficiali strettamente connessi con regimi stagionali, con un massimo primaverile ed uno autunnale, che da acquiferi profondi. Le acque superficiali emergono spesso alla base delle conoidi e nei fondovalle. I circuiti profondi sono caratterizzati da acque mineralizzate. Si tratta prevalentemente di acque solfato-calciche per la presenza di mineralizzazioni a solfuri nelle rocce liscivate (punti-acqua posizionati nella zona sommitale della losanga di Fig. 35a, b). Queste acque, che si incontrano in particolare in Val di Peio (gruppo Fontanacce in sinistra idrografica e Cassè in destra; a sud dell'area del Foglio), sono tendenzialmente acide ($\text{pH} \cong 6$), poiché l'ossidazione dei solfuri (in particolare pirite) comporta la liberazione di ioni H^+ . Arricchimenti in calcio sono stati osservati nelle acque delle sorgenti di Acqua Bianca e Fontana di Zolfo presso Lasa e sono attribuibili alla circolazione entro marmi e silicati di calcio.

Arricchimenti in ferro sono stati osservati nell'acqua delle sorgenti di Fonte Antica (Rabbi) e sono attribuiti a circolazione entro rocce mineralizzate a ferro del basamento lungo le faglie.

Arricchimenti in solfati sono stati osservati invece nelle sorgenti di Bagni di Mezzo (Val d'Ultimo), *Überwasser* (Val d'Ultimo) e *Lotterbad* (Val d'Ultimo) (tutte nell'adiacente Foglio Appiano), e interpretati come dovuti a lisciviazione e ossidazione di solfuri, oppure a risalita di H_2S profonda. In molte sorgenti è presente CO_2 libera che provoca un notevole riduzione del pH rendendo aggressive le acque (Fonte Antica di Rabbi) (FUGANTI *et alii*, 1996). Le acque caratterizzate da circuiti profondi presentano arricchimenti in sodio e silice ed in elementi in tracce quali boro, litio, ferro, manganese, stronzio, fluoro, mercurio e arsenico (CELICO, 1986) che raggiungono, ad esempio, valori elevati nelle sorgenti di Tov Acqua Forte (Rabbi), Fonte Antica (Rabbi), (ANDREIS, 1997; DANESE, 1997).

In generale le acque superficiali presentano una conducibilità elettrica inferiore a 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con una composizione ionica indistinta (punti-acqua che si distribuiscono al centro del triangolo dei cationi di Fig. 35, b) e una forte variabilità stagionale di portata e temperatura alla scaturigine.

Le sorgenti di Bagni di Mezzo (nell'adiacente Foglio Appiano) e San Vigilio

(nel Foglio Merano), presentano tenori anomali di ^{222}Rn : fino a circa 2000 Bq/l, per le sorgenti di S. Vigilio che sgorgano da ortogneiss, e 1600 Bq/l per la sorgente Bagni di Mezzo.

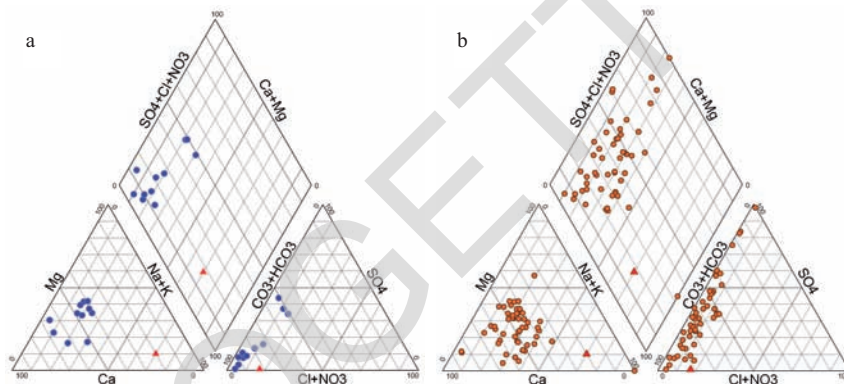


Fig. 35 - a) Diagramma di Piper per le sorgenti del Foglio Rabbi. b) Diagramma di Piper per le sorgenti situate all'interno del dominio austroalpino del Trentino, ad esclusione della Val Vermiglio. Con il triangolo rosso è indicata la sorgente termale Antica Fonte Rabbi (LAVEDER, 2005, dati inediti).

2.1. - IMPIANTI IDROELETTRICI

Un grande impianto idroelettrico è stato realizzato nel periodo 1930-1940 in Val de la Mare, lungo il torrente Noce Bianco. L'impianto sfrutta le acque del Noce che scorre in Val del Monte (nel Foglio Ponte di Legno), dell'affluente Noce Bianco e di numerose altre sorgenti e torrenti dell'area, alimentati dai ghiacciai del Gruppo montuoso Vioz-Cevedale.

In alta Val Venezia, le acque del rio Careser, provenienti dalla Vedretta del Careser, vengono accumulate nel lago artificiale del Careser ubicato a q. 2601 m e realizzato nel periodo 1928-1934. Da qui le acque scendono alla centrale di Malga Mare (q. 1961 m) per proseguire verso l'impianto idroelettrico di Cogolo (q. 660 m) nei pressi dell'abitato omonimo.

La centrale di Cogolo (a sud del Foglio) è stata potenziata negli anni 1947-1950 anche con l'apporto delle acque provenienti dal serbatoio artificiale di Pian Palù (q. 1802 m) in Valle del Monte, realizzato negli stessi anni, tramite due gallerie scavate lungo la valle fino a raggiungere due camere a valvole in località Gaggio e Socina, da dove partono le condotte forzate in sotterraneo che portano l'acqua alla Centrale.

In Val d'Ultimo, le acque del torrente Valsura alimentano, fin dagli anni 1950, l'impianto Alborelo a Lana d'Adige, allo sbocco della valle stessa sulla Valle

dell'Adige. Successivamente, nel periodo 1960-1970, altri impianti sono stati realizzati “a cascata” dal Lago Verde a q. 2531 m, fino alla centrale di Lana d'Adige a q. 318 m. Il serbatoio del Lago Verde è stato costruito nel periodo 1962-70 per alimentare la centrale di Fontana Bianca a q. 1872 m. Le acque di scarico della centrale di Fontana Bianca sono raccolte in un serbatoio che prende lo stesso nome della centrale. Nel Rio Pracupola, affluente di sinistra del torrente Valsura, a q. 2252 m è stato realizzato il serbatoio di “Quaira della Miniera” che alimenta la centrale di Pracomune.

Le acque della centrale di Pracomune e di Fontana Bianca alimentano la centrale di S. Valburga e sono raccolte nel serbatoio di Zoccolo. Da Zoccolo le acque continuano il loro percorso verso la centrale di S. Pancrazio e alla centrale di Lana d'Adige.

Nel periodo 1950-1960 è iniziato anche lo sfruttamento delle acque del torrente Plima in Val Martello. Nel periodo 1954-1956 esso è stato sbarrato a q. 1851 m per realizzare il lago artificiale di Gioveretto. Le acque di questo lago alimentano la centrale omonima a q. 1852 m.

3. - DEBRIS FLOW, FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

3.1. - DEBRIS FLOWS

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

I flussi incanalati danno origine a conoidi, quelli non incanalati a colate detritiche (vedi es., colata del Lago Lungo in Val d'Ultimo). I conoidi sono diffusi nell'area in esame, hanno pendenze elevate, superfici con morfologia irregolare e dossi allungati secondo la direzione di massima pendenza e talora comprendono blocchi di notevoli dimensioni. Alcuni conoidi sono definiti di tipo misto in quanto originati da processi di trasporto in massa (*debris flow* s.s.) e dalle valanghe (i conoidi dell'area di Malga Stabiet e Malga Stablasolo in Val di Rabbi). I conoidi e le colate presenti a quote elevate sono privi di copertura vegetale, mentre quelli non attivi che raggiungono il fondovalle sono coperti da vegetazione.

Nella maggior parte dei casi i conoidi altimetricamente poco rilevati (in genere 1-2 m) rispetto agli alvei dei rispettivi corsi d'acqua sono considerati come attivi o potenzialmente riattivabili (conoide di Transacqua in Val Martello). Spesso i loro bacini di alimentazione sono costituiti da detriti di falda e depositi glaciali.

I corsi d'acqua e i relativi conoidi presenti nell'area del Foglio hanno un assetto relativamente stabile grazie agli interventi di sistemazione idraulica effet-

tuati negli ultimi anni (briglie, muri longitudinali). Tuttavia vanno segnalati i recenti dissesti legati ai conoidi di Pracupola (Val d'Ultimo, nel 1965), di Malga Valnera (Val Lavazzè), dei rii Valsorda, Binasia e Pedri (Val di Bresimo), del torrente Campisol nei pressi di Malga Stablasolo (Val di Rabbi).

In alta Val di Peio e in Val de la Mare sono segnalati i conoidi dei torrenti di ablazione glaciale del bacino del Noce Bianco, in particolare il conoide del rio Vedretta Rossa (immediatamente a nord di Tof di Malè) che è caratterizzato da abbondante trasporto solido. Questi torrenti di ablazione raggiungono la loro portata massima in concomitanza con la fusione del ghiacciaio nel periodo estivo.

In Val di Rabbi va segnalato il *debris flow* di Malga Stablasolo, formatosi in seguito all'eccezionale evento alluvionale che colpì la valle nel settembre del 1999. A seguito dell'evento, circa 200.000 m³ di materiale solido furono trasportati a valle formando un'ampia colata di detriti che interessò sia un lungo tratto del torrente Rabbies che il corso dell'affluente rio Campisolo, a monte di Malga Stablasolo (SERVIZIO BACINI MONTANI P.A.T., 2002).

Segnaliamo inoltre il *debris flow* di Pragambai che viene periodicamente alimentato da alcune frane generate a monte da intensi fenomeni di degradazione del versante. L'area è stata sede di importanti eventi alluvionali anche negli anni 1966 e 1968.

In Val di Clapa i conoidi da *debris flow* sono caratterizzati dalla presenza di suoli e coperti da vegetazione, senza tracce di attività recente. Tuttavia sono considerati potenzialmente riattivabili in quanto i corsi d'acqua che ne hanno determinato la formazione sono poco incisi (incisioni nell'ordine di 1 - 2 m).

In Val d'Ultimo il conoide del torrente Rio Nero è interpretato come tardiglaciale, mentre gli altri conoidi sono recenti. I corsi d'acqua della valle sono stati oggetto di accurati interventi di sistemazione idraulica (briglie, muri longitudinali), essendo ancora vivi sia il ricordo dell'evento di sovralluvionamento del torrente Valsura nel 1908 che quello dell'evento che ha prodotto il *debris flow* di Pracupola (località "Il Maso") nel 1965.

In Val Martello sono presenti grandi conoidi i cui bacini di alimentazione sono costituiti dalle ampie falde detritiche situate entro i canaloni del versante destro. Vengono considerati antichi e non più riattivabili il conoide terrazzato a monte dell'abitato di Ganda di Martello (Casali di Soy) e il conoide a valle di Bagni di Salto. Quest'ultimo era presumibilmente alimentato da una zona di accumulo di depositi glaciali a grandi massi situata immediatamente a NE di Bagni di Salto.

In Val Martello, meritano di essere segnalate sia la diga in terra e roccia costruita allo sbocco dell'alta valle del torrente Plima che l'ampia deviazione imposta al torrente nella piana a fondo roccioso, a monte della diga. La costruzione della diga risale all'inizio del secolo scorso, quando venne costruita con lo scopo di impedire gravi fenomeni di sovralluvionamento a valle, in coincidenza

dello scioglimento primaverile delle nevi del ghiacciaio del Cevedale. Si tratta di una diga “a secco”, costruita in pietrame a monte del Rifugio N. Corsi nel 1893, ad opera della Dieta del Tirolo. La costruzione avvenne dopo che l'avanzata dei ghiacciai del Cevedale e della Vedretta Lunga, nel corso Piccola Età Glaciale, aveva provocato la formazione di uno sbarramento di ghiaccio che bloccava le acque di fusione generando a monte il cosiddetto “lago dei detriti”. Essendo lo sbarramento effimero e soggetto alle variazioni della posizione delle fronti, il lago era soggetto a periodici svuotamenti che provocavano alluvioni disastrose nel fondovalle.

La diga perse rapidamente il suo ruolo di protezione dal momento in cui che il lago smise di formarsi dopo la fine della Piccola Età Glaciale. In seguito non si sono più verificati eventi di sovralluvionamenti (Fig. 36).

3.2. - FRANE

L'assetto strutturale, le caratteristiche meccaniche delle rocce e l'assetto dei depositi quaternari in generale rendono il territorio montano predisposto alle frane, tuttavia esse sono determinate soprattutto dall'azione del gelo – disgelo (crioclastismo) e dagli eventi piovosi intensi.

In Val di Rabbi segnaliamo l'antica frana della Malga Fratte bassa sul versante destro in corrispondenza della quale si osserva un restringimento del fondovalle ed una deviazione del torrente Rabbies. La frana, che coinvolge buona parte del versante, ha una larghezza di 1100 m ed una lunghezza di 750 m. Altre frane recenti sono quelle in roccia a monte della Malga Stablasolo (Fig. 37) e della Val di Pràgambai che, entrambe, alimentano dei *debris flow*. La frana di crollo di Pràgambai arreca, inoltre, danni alla frazione di Casna e alla strada provinciale.

In Val d'Ultimo le zone comprese tra il fondovalle ed il limite del bosco sono piuttosto stabili, grazie alla presenza della vegetazione, alle pendenze non rilevanti dei versanti e agli interventi preventivi di stabilizzazione. In alta valle, le frane sono di piccole dimensioni e interessano generalmente i depositi superficiali, oppure sono costituite da crolli di dimensioni modeste. Si segnalano infine la frana che si trova lungo la strada che sale al lago di Fontana Bianca, già censita nel Catasto Provinciale delle frane, ed il grande accumulo di blocchi nel fondovalle a SW del lago. Nell'alta valle del Rio del Monego vengono segnalati frequenti distacchi dalle pareti rocciose, anche se raramente di dimensioni rilevanti. Nel tratto medio della Val d'Ultimo sono state cartografate alcune frane di maggiori dimensioni quali (i) la frana del Lago di Zoccolo sul versante sinistro della valle tra Pracupola e S. Valburga; (ii) la frana del Rio del Sasso nei pressi della località *Eggen* in depositi glaciali; (iii) la frana di Malga Graber di dentro in depositi glaciali.

In Val Martello la frana più rilevante è uno scoscendimento ubicato circa 600 m a sud di Lana di Soy. Quest'ultimo coinvolge depositi glaciali ed alimenta il

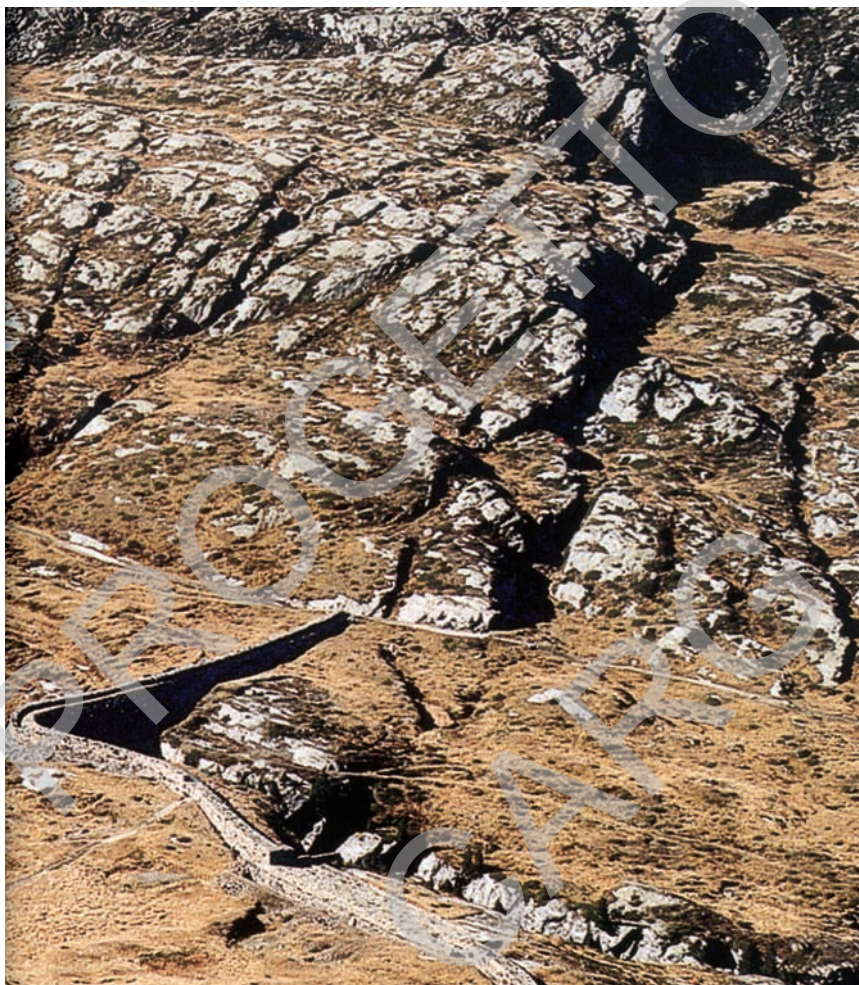


Fig. 36 - Diga sul Torrente Plima.

debris flow che scende dal Vallone Bello. Altri fenomeni di scoscendimento sono sviluppati sui ripidi pendii a nord di Malga Soy e alimentano i *debris flow* ai piedi della parete rocciosa. Nel settore più settentrionale del versante destro della Val Martello la frana più importante è localizzata poco a est di Transacqua. Si tratta di un crollo ancora attivo in pegmatiti e micascisti. Altri piccoli scoscendimenti sono attivi entro i depositi glaciali in località Fosso di Salto e Maso Bruciato.



Fig. 37 - *Debris flow di Malga Stablasolo in alta Val di Rabbi.*

3.3. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

Le deformazioni gravitative di versante (DGPV) non producono direttamente gravi dissesti, ma possono generare al loro interno altre deformazioni gravitative localizzate e veloci. Le zone soggette a DGPV sono ubicate a partire dalle creste montuose e raggiungono spesso il fondovalle; esse sono riconoscibili per la presenza di contropendenze, fratture di trazione, trincee e depressioni di dimensioni notevoli e allungate secondo direzioni che coincidono con faglie e fratture.

Si tratta di forme fresche e in continua evoluzione, la cui peculiarità è la mancanza di riempimenti significativi di detriti nelle depressioni. L'entità degli spostamenti osservati in corrispondenza delle trincee e delle fratture è modesta se confrontata con le dimensioni della massa in movimento.

Nella Val di Rabbi un'importante DGPV interessa il versante sinistro costituito da gneiss e pegmatiti estremamente fratturati dell'unità del Tonale e da abbondante copertura detritica, tra la cresta Castel Pagano (q. 2594 m) – Cima Zoccolo (q. 2556 m) e il fondovalle. Tra la cresta e le trincee altimetricamente più basse (q. 1950 m) è stata stimata un'area di deformazione ampia circa 1,5 km e lunga 2,5 km. Nel settore più occidentale presso la cima di Castel Pagano, la trincea principale, caratterizzata da andamento NW – SE, è profonda circa 50 m.

Parallelamente alla trincea principale si trovano altre trincee di dimensioni minori, distribuite sul versante fino a q. 2400 m. A valle di questa quota è sviluppato un altro sistema di trincee e contropendenze con direzione all'incirca NE-SW (Fig. 38). Nei pressi della Malga Garbella di sopra, le acque drenate dalle trincee convergono in una piccola depressione limitata a sud da una contropendenza di circa 1 – 2 m formando un laghetto a q. 2120 m.

Altre trincee e sdoppiamenti di cresta sono segnalati a SE di Cima Zoccolo, sulla cresta a SE del Passo di Rabbi, a ovest di Cima di Quaira dove è ben visibile una grande trincea orientata all'incirca E-W.



Fig. 38 - Le trincee della deformazione gravitativa profonda di Castel Pagano, versante sinistro della media Val di Rabbi.

Una stretta relazione esiste fra le direzioni delle trincee e quelle dei lineamenti tettonici. Le trincee e gli sdoppiamenti di Castel Pagano-Cima Zoccolo sono sub-paralleli a tre importanti lineamenti: la faglia Passo di Saent - Castel Pagano (orientata NW-SE), la faglia di Rumo (NE-SW) e la faglia della Val Clapa (NNE-SSW).

In Val d'Ultimo una DGPV deforma il tratto mediano della valle in località Bosco di Tramontana (versante destro della Val d'Ultimo), tra q. 1800 m ed il fondovalle. La DGPV è larga 1 km, coinvolgendo l'area a bassa quota del versante, e lunga circa 0,9 km, ed è ben visibile grazie alla forma convessa assunta dal versante. Sul terreno non sono state osservate, tuttavia, trincee o contropendenze. Va sottolineato che la DGPV è sviluppata in un tratto del versante interessato dalla faglia di Peio (orientata NE-SW) e dalla faglia del Monego (con direzione NW-SE).

Nell'alta Val d'Ultimo sono stati segnalati altri movimenti gravitativi a est del Pulpito di Flim (q. 3035 m), presso la Cima di Soy, alla Cima di Tovo (q. 2400 m, presenza di trincee orientate NW-SE), presso Malga Pils (q. 2200 m; presenza di fratture da trazione larghe 1 m e profonde 3-4 m e cattura di un torrentello), al Gioigo di Montechiesa (q. 2800 m, presenza di trincee orientate NE-SW), e sui versanti del Monte Chiodo sino al fondovalle del Rio Valsura (periodicamente ostruito da frane).

In Val di Clapa, una DGPV coinvolge il versante occidentale del Monte Faggiola con sviluppo di trincee e contropendenze dalla vetta (q. 2580 m) sino al fondovalle (q. 1800 m circa) e in corrispondenza del Dosso. Il versante si presenta con pendenza uniforme, privo di rigonfiamenti, ma solcato da trincee e contropendenze recenti profonde fino ad 1 m. I sistemi di trincee sono orientati NE-SW e NW-SE.

Altre DGPV sono localizzate a sud di Cima Stubele e ad est del Passo di Val Clapa. Sul versante sinistro della Val di Clapa alcune trincee e contropendenze sono localizzate a est di Monte Stanga e in corrispondenza del Colle Largo.

In Val Martello una DGPV è stata segnalata nei pressi del Gioigo Piano, dove si osservano piccole trincee di modeste dimensioni a NW del Pulpito di Flim. Coinvolge una porzione discreta di versante e ha indotto lo sviluppo di una trincea principale lunga 500 m circa orientata NW-SE.

Altri movimenti gravitativi sono stati osservati ai Laghi del Covolo, precisamente presso il lago più settentrionale (q. 2407 m), dove si osservano sdoppiamenti della cresta rocciosa, il più importante dei quali da origine ad una depressione parallela alla cresta. Il lago che riempie la depressione non presenta un emissario superficiale. La cresta che delimita a ovest il circo glaciale della Malga Marcenella è accompagnata da altri piccoli sdoppiamenti di cresta.

In destra idrografica del Rio di Pracupola si osserva una deformazione profonda in corrispondenza della cresta che congiunge i toponimi "Monte Muta",

“Tre Ometti” e “Pianlargo”. Un'altra deformazione gravitativa profonda, marcata da sdoppiamenti di cresta ed allineamenti di più serie di trincee, è presente lungo il versante settentrionale di Montesole di Martello con andamento coerente con le discontinuità ESE-WNW.

Numerosi fenomeni franosi di modesta entità sono presenti in Val Martello, all'Alpe del Succchio di Fuori e lungo le pareti meridionali di Monte Rovere. Inoltre, un grande movimento gravitativo profondo è in atto in destra orografica della Val Martello sul dosso che separa la Val Peder dalla Val Livi. Da q. 2800 m fino al fondovalle, questo movimento è caratterizzato dalla presenza di trincee aperte e profonde fino a 12 m. Le trincee più spettacolari si trovano nell'area del Bosco di Peder sia sopra che sotto la strada forestale che porta alla Malga Livi; esse sono localizzate in corrispondenza di fratture sia ortogonali che parallele agli assi delle pieghe. Nella parte sommitale il movimento gravitativo sembra inattivo o comunque lento, mentre al piede la deformazione è attiva e veloce, come indicato dalle dimensioni dei *rock glaciers* che in parte coprono le trincee. Il movimento gravitativo evolve in una frana a grossi blocchi che minaccia la strada tra il torrente Peder ed il Lago Gioveretto. Un'altra frana, simile alla precedente, si trova sul dosso che separa la Val Peder dalla Val Madriccio in località *Gignörder*.

In Valle di Lasa una DGPV di notevole estensione è presente in sinistra idrografica. Si estende dal fondovalle fino alla cresta del Grugno di Porco (q. 2727 m) lungo un lineamento tettonico che rappresenta presumibilmente la prosecuzione della Linea di Zumpenell (descritta nel Foglio Bormio). La parte sommitale è caratterizzata da vistose trincee e contropendenze, tuttavia queste sembrano ormai stabilizzate dato che sono coperte da *rock glaciers* già inattivi. Al piede del movimento gravitativo profondo, nel settore nord-orientale, la deformazione è ancora attiva ed evolve in una frana che minaccia non solo la strada forestale ma anche le infrastrutture di trasporto del marmo di Lasa.

4. - CAVE E MINIERE

Nell'area del Foglio l'attività di sfruttamento delle risorse del sottosuolo è principalmente legata all'estrazione del marmo e degli ortogneiss granitici, ed in passato, alla coltivazione di alcuni giacimenti di rame.

4.1. - MARMO DI LASA: CENNI STORICI

La conoscenza e l'utilizzo dei marmi della Val Venosta ed in particolare dalla zona di Covelano e della Valle di Lasa è assai antica anche se scarsamente documentata. La prima fornitura di un blocco di marmo proveniente dalla Val Venosta è documentata nelle cronache della diocesi di Coira in Svizzera e riguarda l'or-

dine della pietra per il sepolcro del vescovo Vittorio III morto nell'anno 720 d.C.

Sebbene non si conosca l'esatta provenienza del materiale (estrazione in cava? coltivazione di massi erratici?), numerose sono le testimonianze medioevali dello sfruttamento del marmo nei dintorni di Lasa, come pietra ornamentale e da costruzione. Ne sono alcuni esempi i manufatti della chiesetta di S. Benedetto a Malles, della cappella di Castel Tirolo e l'abside della chiesa parrocchiale di Lasa.

In epoche successive venne fatto ampio uso del marmo nella ristrutturazione di numerosi castelli e nella realizzazioni di sculture e monumenti tombali (opere di *Wolf Verdross*, Gregor *Schwenzengast* nato in Val Martello nel 1646).

A partire dalla seconda metà del settecento, in seguito alle nuove tecniche di estrazione del marmo introdotte da Strudel-Vochburg (1648-1708) vennero rilasciate le prime concessioni di estrazione in cava nell'area di Covelano (1787). Già nella prima metà del 1800 si verificò uno sfruttamento sistematico dei giacimenti, prima dei massi erratici dislocati nei boschi di Covelano e sui versanti della Val di Lasa, e successivamente dei versanti stessi con apertura di cave presso la Malga di Covelano ed in Val di Lasa. Nel 1865 Johann Steinhäuser di Karlsruhe fondò a Lasa la prima impresa centralizzata di lavorazione del marmo, la *Laaser Marmorwerke*, ed introdusse il termine commerciale "marmo di Lasa". Le cave sul Monte di Covelano (*Mitterwandl* q. 2170 m) ed in Valle di Lasa (*Weisswasserbruch* q. 1567 m) costituirono per tutto il ventesimo secolo i principali centri di estrazione nell'area, sia per qualità che per quantità del materiale coltivato.

4.1.1. - Ubicazione dei giacimenti

La coltivazione dei giacimenti di marmo è concentrata oggi esclusivamente presso la cava di Covelano (*Mitterwandl*) e la cava di Acqua Bianca (*Weisswasserbruch*) mentre in passato l'estrazione veniva praticata diffusamente anche nella zona Tel, Laces, Val Martello, Valle di Covelano ed in altri settori del versante destro della Valle di Lasa.

I marmi estratti in Val di Lasa e sul Monte di Covelano sono di ottima qualità per durezza e grana fine dei cristalli di carbonato. Il giacimento più famoso è *Weisswasser Bruch* che è situato a q. 1.600 m sul lato destro della Valle di Lasa.

La coltivazione di questo giacimento cominciò nel 1883 con la famiglia *Lechner* e continua ancora oggi. La coltivazione avviene sia utilizzando la classica tecnica di scavo con sega diamantata sia utilizzando la tecnica più moderna del *drilling and blocking*. Fin'ora sono stati estratti 96.411 m³ di blocchi di marmo.

Un altro giacimento famoso è quello di "*Göflaner Bruch*" o anche "*Mitterwandl Bruch*" (Fig. 39), scoperto nel diciassettesimo secolo e sfruttato già dalla metà del diciannovesimo secolo, che fornì, tra il 1828 e il 1848, il materiale necessario per la costruzione di monumenti e uffici pubblici a Monaco di

Baviera al tempo di Ludovico I. L'estrazione avveniva sia all'esterno che in galleria, perdurò fino al 1924 e produsse 8345 m³ di marmo. Dopo un periodo di arresto di alcuni anni, la Lasa-marmo S.p.A. riprese nel 1961 i lavori di estrazione. Questi hanno portato ad un'estrazione di 40.651 m³ di blocchi, ma continuano anche ora. Attualmente l'estrazione avviene esclusivamente in galleria.

Nel diciannovesimo secolo, nella bassa Val Martello, esistevano altre due cave, la cava Montani situata in vicinanza dell'omonimo castello in destra idrografica, e la cava dello Zelim sul lato opposto della valle, dalla quale vennero estratti anche grossi blocchi di marmo statuario. Nella altre aree la qualità dei materiali era molto più scadente e lo sfruttamento era dedicato essenzialmente alla produzione di calce e pietrisco.

4.1.2. - *L'estrazione del marmo*

Fino alla fine del diciottesimo secolo il materiale grezzo utilizzato per la realizzazione di sculture o come pietra ornamentale veniva estratto dai massi erratici e da blocchi isolati disseminati lungo i versanti. Nella prima metà del diciannovesimo secolo venivano ancora utilizzate tecniche di scavo a cielo aperto mediante taglio dei blocchi a mano, con scalpello e cunei in legno o mediante esplosivo.

Le tecniche vennero progressivamente perfezionate mediante utilizzo di funi elicoidali e sabbia quarzifera fino all'utilizzo di seghe diamantate. A partire dalla fine del 1800 fino ad oggi, nella cava di *Mitterwald* e in quella di Acqua Bianca, la coltivazione dei banchi di marmo viene realizzata in sotterraneo mediante un sistema di gallerie di avanzamento, con taglio ed asportazione dei blocchi di marmo e preservazione di porzioni di roccia utilizzate come pilastri di sostegno.

Particolarmente oneroso era e rimane il trasporto del marmo a valle, fino allo stabilimento di Lasa. Dalla cava di Acqua Bianca (q. 1552 m) il marmo viene trasportato mediante teleferica in sinistra idrografica della valle di Lasa fino a q. 1530 m; da qui, tramite una ferrovia a scartamento ridotto con due tratti elettrificati e con piano inclinato, il marmo raggiunge il fondovalle a q. 870 m.

I blocchi estratti nella cava di Covelano (q. 2150 m) vengono trasportati su *camions* utilizzando la strada forestale fino alla cava Acqua Bianca e di qui fino a Lasa tramite teleferica, ferrovia e piano inclinato.

4.1.3. - *Caratteristiche litologiche*

I caratteri litologici dei marmi di Lasa (**OML**) possono variare notevolmente anche entro la stessa zona di coltivazione, assumendo disegni e colori diversi in relazione alla deformazione subita dall'orizzonte coltivato e dalla presenza di minerali accessori. Le differenti varietà di marmo vengono dunque contraddistinte dal colore e dai disegni; le varietà più famose sono: il "Lasa fantastico", il

marmo grigio conosciuto come “Bardiglio” ed una varietà di marmo caratterizzato da numerose venature nerastre. Il “Bianco statuario di Lasa” è una varietà molto rara, bianco neve e a grana saccaroide, simile nelle varietà più grossolane al marmo di Carrara.

Meno pregiati sono i marmi “Rosato di Lasa” e “Verde di Lasa”. BRIGO & GREGNANIN (1980/1) e MAIR (1992) hanno analizzato i marmi per verificare



Fig. 39 - Veduta panoramica del giacimento di marmo di “Cava Covellano”, situato q. 2200 m tra Lastra la Croda di Jenn e la Croda Bianca.

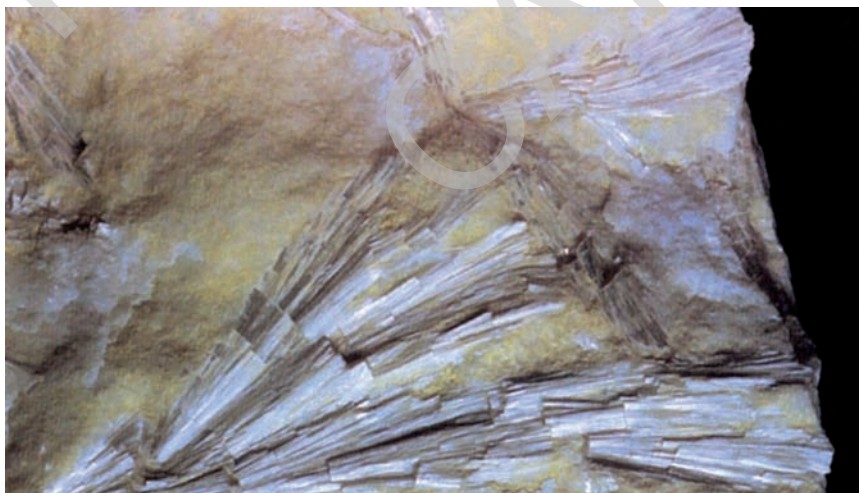


Fig. 40 - Cristalli di tremolite centimetrici nei marmi di Lasa.

quali minerali fossero responsabili della pigmentazione. In base agli studi effettuati, questi Autori hanno concluso che il colore grigio dipende dal contenuto in grafite e tormalina; il verde dalla presenza di clorite, sericite e tremolite (Fig. 40); l'arancio di flogopite; il rosa di titanite e zoisite; il giallo di limonite; il rossastro dell'ematite. Il quarzo non è visibile ma, se presente, rende il materiale difficilmente lavorabile per finalità artistiche.

4.2. - COLTIVAZIONE DI ORTOGNEISS GRANITICI

Recentemente, la coltivazione di blocchi e massi di varia origine (erratici o di frana) di ortogneiss granitici ha raggiunto una certa rilevanza in Val Venosta. Gran parte del materiale consiste in trovanti estratti dai torrenti e rinvenuti durante le campagne di sistemazione idrauliche da parte dell'Ente "Ripartizione Opere idrauliche della Provincia di Bolzano" o scavi effettuati da privati. Essi vengono utilizzati quasi esclusivamente per la costruzione di argini e fondi stradali, solo una piccolissima parte viene tagliata ed utilizzata ad uso ornamentale da una ditta locale.

4.3. - GIACIMENTI DI RAME ED ALTRI METALLI

In tempi remoti in alta Val Martello vennero sfruttati diversi piccoli giacimenti di calcopirite ed altri minerali metalliferi come la tetraedrite, l'ematite o la siderite. Durante il rilevamento del Foglio sono stati ritrovati alcuni giacimenti e piccole miniere (scavi di prova) già menzionate in letteratura da diversi autori (ISSER, 1888; EXEL, 1980; BAUMGARTEN *et alii*, 1998).

I giacimenti di solfuri segnalati alla cresta della Cima Muta e alle Crode del Sole poco ad est del Foglio Rabbi, già sul territorio del Foglio Bormio, sono risultati essere piccolissimi; vi sono state trovate solo poche tracce dell'antica coltivazione come frammenti di travi di legno e piccoli scavi (max 1 m di profondità).

Un altro giacimento di discrete dimensioni e ben conservato è la miniera di Borromeo situata in fondo alla Val Martello. Essa si trova tra l'Albergo Genziana e l'Hotel *Schönblick* ed è attualmente coperta dal parcheggio pubblico. Un cunicolo ancora aperto si trova lungo la strada provinciale, pochi metri sotto la Baita del Parco Nazionale dello Stelvio. Secondo DALLA TORRE (1913) questi giacimenti erano sfruttati già nel 1300; tuttavia altri documenti storici indicano che la coltivazione di rame in Val Martello ebbe inizio nel 1448 e menzionano la presenza di forni per la fusione in località Fonderia di Martello attivi fino al 1800. Un nuovo tentativo di coltivazione ebbe luogo nel 1909, ma essa fu abbandonata pochi anni dopo.

Questo giacimento di solfuri (calcopirite, pirite e pirrotina) è situato nelle miloniti della Linea dello Zebrù. Si tratta di due corpi concordanti con anda-

mento WSW-ENE ed immersione a sud con una potenza massima di circa 15 m.

Si segnala inoltre la presenza di saggi per la ricerca dei solfuri entro anfiboliti sul versante destro della Val d'Ultimo presso San Nicolò e Pracupola, di fronte alle case Teisen. Le anfiboliti sono associate a quarziti e micascisti sericitici ricchi di epidoto (ANDREATTA, 1936).

4.4. - ALTRI SITI DI INTERESSE MINERALOGICO

La Val di Rabbi è nota per la presenza di filoni di pegmatiti con cristalli di tormalina decimetrici (schorlite), granato, muscovite, crisoberillo e altri minerali caratteristici, trasposte entro gli gneiss e ortogneiss dell'unità del Tonale. Un filone di pegmatite particolarmente ricca in questi minerali è famosa per la dimensione della tormalina, affiora in Val Zambuga a q. 1615, 200 m a valle della Malga Garbella lungo un ripido versante interessato da diffusa instabilità, al limite di un bosco a fustaia. Vi si accede dalla frazione Zanon.

L'affioramento è stato segnalato nel maggio 2008 dal signor Valentino Valentinelli, al Museo Tridentino di Scienze Naturali e al Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (M. AVANZINI, G. ZAMPEDRI, comunicazione personale). Analisi diffrattometriche e microchimiche sono in corso attualmente.

Si segnala inoltre la presenza di piccoli giacimenti di asbesto e antofillite in Val di Bresimo sulle pendici orientali della Cima Zoccolo, sfruttati durante la prima guerra mondiale (CASOLINI, 1986) e di piccole concentrazioni di cromite in Val di Rabbi.

PROGETTO
CARGO

VII - BANCA DATI GEOLOGICA

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

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

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

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

La Banca Dati del Foglio N. 025 - Rabbi è stata realizzata dalla Land Technology & Services S.r.L. con il coordinamento e la responsabilità della Provincia Autonoma di Trento (PAT); il flusso di lavoro può essere sintetizzato come segue:

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

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

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

ABSTRACT

The n. 025 Rabbi Sheet at 1:50.000 scale of the Italian Geological Map covers 569 km² of a mountaneous area in the Eastern Alps (Italy). It takes the name from the Rabbi Valley, one of the most important valleys of this area. About 170 km² belong to the Trento Province, 399 km² to the Bozen Province. The Rabbi area includes the Cevedale massif (the Cevedal Peak attends 3443 m as altitude, the Sternai Peak 3443 m; the Orecchia di Lepre Peak, 3257 m) and the Maddalene Group, the highest peak of which is the Vedetta Alta Peak (Hochwart) attending an altitude of 2627 m. The geological setting of the Rabbi area has been strongly influenced by the alpine orogeny due to the collision of the African and European plates after the closure of the Mesozoic Tethys.

The trend of the major valleys follows the main tectonic lineaments: the Ulten and Martel Valleys trend as the NE-SW eo-alpine lineaments, Rabbi and Bresimo Valleys trend as the NW-SE recent morpho-structures, Lasa and La Mare Valleys as the N-S most recent brittle lineaments.

In this area, the austroalpine metamorphic basement of the Eastern Alps and minor Mesozoic cover sequences occur. These latters crop out to the SE of the Nonsberg region (SE corner of the Sheet). They belong to the Southern Alps domain and they are not metamorphosed. By contrast, some thin slices of Permo-mesozoic rocks cropping out along the Peio, Madriccio and Zebù alpine faults, are metamorphosed under greenschist facies conditions.

The austroalpine basement extends over most of the Sheet's area to the north of the Periadriatic fault system, here composed by the Tonale and North Giudicarie faults, up to Austria. The basement is composed of crustal units of African origin decoupled from their lithospheric roots, forming the alpine nappe stack. This last was accreted in front of the African margin during the Cretaceous time (eo-alpine orogeny) as a part of the subduction-related alpine orogenic

wedge. All these units have been grouped into lower and upper austroalpine subsystems on the base of their structural position in the alpine nappe stack.

In the area of Rabbi geological Sheet, the Tonale nappe basement occurs to the SE of the Peio major tectonic fault, and the Ortles-Campo nappe crops out to the NW; both the nappes belong to the upper Austroalpine system. The Tonale nappe covers about 80 km² of the Rabbi area at the hanging wall of the Peio fault, the Ortles-Campo nappe covers the restant area at the foot wall of the same fault. The Tonale nappe includes the Ulten and Tonale units, the former preserving garnet peridotite, eclogite, ortogneisses and kyanite migmatites which record a Carboniferous subduction process, the latter, high grade gneisses, serpentinite, marble, orthogneisses and metasomatic rocks. The oldest age of garnet peridotite is around 520 Ma (Sm/Nd ages), the youngest is around 330 Ma. The former age is interpreted as the crystallization time in a mantle wedge ($P \sim 1.5$ GPa, $T \sim 1250^\circ\text{C}$), the latter as the peridotite re-crystallization time in subducted continental crust at a minimum depth of about 100 km ($P \sim 2.0$ GPa, $T \sim 850-900^\circ\text{C}$). The late scapolitisation of the migmatites near the Rumo fault has been dated at the Triassic time (Ar-Ar age) related to the Permo-Triassic thermal event which involved most of the Alps. The Late Jurassic biotite age of the migmatites and gneisses (Rb-Sr age) represents the final cooling of the deepest portions of the continental crust when the Mesozoic ocean was opening.

The Ortles-Campo nappe comprehends, from bottom to top, the Lasa and Peio crystalline units, characterized by a pre-alpine amphibolite facies evolution, and the Zebù crystalline unit with a pre-alpine greenschist facies imprint. Peio and Lasa were also intruded by Permian granite, granodiorite and pegmatites (Martell and Quaira plutons).

All of these units registered the eo-alpine tectonometamorphic evolution related to the alpine accretion and nappe piling. The micaschists, marble, orthogneisses and metabasite of the Lasa deepest unit suffered $P \sim 0.6-0.8$ GPa and $T \sim 450-530^\circ\text{C}$ conditions at Late Cretaceous. At that time isoclinal folding and large shear zones overprinted the pre-alpine S_2 schistosity outlined by minerals of amphibolite facies. This ductile deformation produced a S_3 axial plane and shearing foliations, the former one sub-parallel to the pre-alpine schistosity (S_2). The new foliations, evidenced by chloritoid, sericite and chlorite, have been interpreted as alpine, even if they still show pre-alpine relict minerals.

At Early Oligocene time, the austroalpine basement was intruded by quartz-diorite, granodiorite (calc-alkaline trend) apophyses and dykes, as those of Lago Verde in the Ultental and Pala della Donzella in de La Mare Valley. Similar intrusions occurred along the major faults (Samoclevo and Rumo tonalitic lamellae along the North Giudicarie fault). Several andesitic and rare basaltic dykes also occur in the austroalpine basement.

The main characteristic of the Rabbi area is the presence of various ductile

and brittle faults recording (i) the Late Cretaceous to Eocene extensional deformation as the Peio and Rumo faults, and (ii) the Oligocene reactivation of pre-existing faults and activation of new faults as transpressive lineaments like as the Tonale and North Giudicarie faults. Pseudotachylyte veins along NE trending fault planes and along E-W faults have been dated by Ar-Ar ages between Eocene and Early Miocene.

The Miocene transpressive tectonics referred to the North Giudicarie fault, involved the crystalline hanging wall of this fault and the here enclosed tectonic lines as Rumo, Val dell'Acqua, Val Burlini, Peio and Clapa faults, with activation of old and new faults, producing uplifting and erosion. This deformation ended around 10 Ma ago, when the major southeastermost thrusts of the Eastern Alps relaxed.

The last deformation observed in the Rabbi Sheet area are NW and N-S brittle lineaments some of which seismogenic (e.g., the Val Clapa fault), cutting across previous folding and faults. They are responsible for trenches and DGPV slope deformation.

The Pleistocene (around 18.000 years B.P.) to Olocene deposits covering the Rabbi area are glacial deposits belonging to the Garda Synthem of Pleistocene age; the latest deposits are attributed to the Last Glacial Maximum event (LGM).

During the "Gschnitz glacial stage Auct.", a new progression of glaciers produced glacial deposits and morphologies, which are recognizable in the higher segments of the alpine valley. These structures and deposits can cut the lateral moraines which have been deposited during the LGM by the major glaciers.

In the Adige and Noce basins, the LGM event produced different types of deposits, e.g., glacial, fluvioglacial, eluvial and lacustrine ones. The more representative sub-synthem of the "High Valley glacial units" is that of "Fontana Bianca". Above an altitude of 2500 m glacial morphologies and structures related to the LIA (Little Ice Age) still occur and are described in this Rabbi Geological Sheet.

PROGETTO
CARGO

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHEM

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

Glacial, debris-flow, slope debris, colluvial, palustrine, lacustrine and alluvial deposits, landslide and rock glaciers, with pedogenetic cover.

Thickness: up to 100 m.

UPPER PLEISTOCENE - PRESENT

AMOLA SUB-SYNTHEM (**PTG₁**)

Glacial, alluvional, slope, palustrine deposits and rock glaciers without pedogenetic cover.

Thickness: up to 100 m.

HOLOCENE – PRESENT

GARDA SYNTHEM

GARDA SYNTHEM (**SGD**)

Ablation till, lodgment till, sub-glacial and ice contact deposits.

Thickness from meters to tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MALGA FONTANA BIANCA SUB-SYNTHEM (**SGD₈**) (ADIGE BASIN)

Ablation and sub-glacial deposits, skeletal glacial deposits and rock glaciers.

Thickness: up to 200 m.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

S. PANCRAZIO SUB-SYNTHEM (**SGD₄**) (ADIGE BASIN)

Glacial, fluvioglacial, alluvial, lacustrine and debris flow deposits.

Thickness: undefined.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

CLOZ SUB-SYNTHEM (**SGD₃**) (NOCE BASIN)

Fluvioglacial, glaciolacustrine and alluvial deposits.

Thickness: 10-100 m.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

BONDO SUB-SYNTHEM (SGD₂) (NOCE BASIN)

Sub-glacial, ablation, indistinct deposits and rock glaciers.

Thickness: 10-100 m.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

MALÈ SUB-SYNTHEM (SGD₁) (NOCE BASIN)

Glacial, of glacier contact and fluvioglacial deposits.

Thickness: undefined.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

LATE - ALPINE MAGMATISM**GRANODIORITE AND QUARZODIORITE (APF)**

Granular to porphyric apophyses, tens to hundreds meters sized, composed of plagioclase, hornblende, biotite ± K-feldspar ± sulphides; cross cut by aplite and pegmatite dykes (Pala della Donzella ridge).

OLIGOCENE

APLITIC DYKES (fx)

Cm- to dm-thick, fine-grained aplite dykes, composed of quartz, feldspar and biotite. They cross cut the austroalpine basement, Peio fault mylonites (Malga Alpaner) and tertiary apophyses.

OLIGOCENE

INTERMEDIATE DYKES (fz)

M- to dm-thick, andesite to basalt porphyric dykes, black to grey-green coloured, including amphibole, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts, sometimes with sulphide mineralisation (Monte dei Metalli).

OLIGOCENE

BASIC DYKES (fy)

M- to dm-thick, black porphyric dykes, basaltic in composition with dominant amphibole. The lamphophyre of Giogo Nero is the most famous one.

OLIGOCENE?

TONALITE (TLG)

M- to dm-thick, foliated lamellae of tonalite, composed of plagioclase, quartz, amphibole, biotite and K-feldspar, with strong amphibole lineation. Known as the "Periadriatic lamellae Auct."

OLIGOCENE (28 Ma)

SOUTHALPINE UNITS

SEDIMENTARY MESO-CENOZOIC SUCCESSION

VAL D'AGOLA FORMATION (**VAG**)

Terrigenous and carbonatic-terrigenous rocks. This unit is formerly subdivided in three members, but only two of these crop out in the studied area.

COSTE DI GRUAL MEMBER (**VAG₂**)

Marly and arenaceous, grey to reddish rocks. Carbonatic turbidites with pebbles of Val d'Agola (**VAG₁**) and of metamorphic rocks. Fine-grained terrigenous rocks mainly composed of quartz and biotite, and of red algae, foraminifera and rare *discocyclinae*.

Lower stratigraphic limit over Bregn da l'Ors member (**VAG₁**).

Thickness: 5- 50 m.

UPPER CRETACEOUS (CAMPANIAN) - MAASTRICHTIAN

BREGN DA L'ORS MEMBER (**VAG₁**)

Marls, foliated marly and black to green-grey or dark grey silty clays, inter-layered with arenites; with conglomerate lenses.

Lower limit not cropping out.

Thickness ≥ 200 m.

TURONIAN - SANTONIAN

SAN VIGILIO (OOLITE) GRAINSTONES (**OSV**)

Reddish calcarenite and encrinite rocks forming small slices along the North Giudicarie Line.

Sharp lower limit and concordant over Rotzo Formation (**RTZ**).

Thickness ≥ 50 m.

TOARCIAN - LOWER AALENIAN

CALCARI GRIGI GROUP (**CG**)

This group includes four formations, two of which crop out in this area as tectonic slices along the North Giudicarie Line.

ROTZO FORMATION (**RTZ**)

Bioclastic limestone in peritidal cycles and massive oolitic limestone in thick layers. Lower limit not cropping out.

Thickness ≥ 50 m.

SINEMURIAN - PLIENSBACHIAN

MONTE ZUGNA FORMATION (FMZ)

Grey micritic limestone with intraclasts, oncoliths, oololiths, foraminifera and mollusca, often with thick green marly interstrata. Lower limit not cropping out.

Thickness ≥ 40 m.

RHAETIAN? - SINEMURIAN

Zu FORMATION (ZUU)

This formation includes two members

TREMALZO MEMBER (ZUU₃)

Well stratified limestone and dolomitic limestone, with rare clay levels, less frequent in the upper part of the sequence. Stratigraphic transition from bioturbated subtidal micrites in the lower part, to inter- and supra- tidal deposits in the upper part. Lower limit not visible.

Thickness ≥ 120 m.

RHAETIAN

GROSTÈ MEMBER (ZUU₁)

Dark micritic limestone, marls, and thin strata of mollusca and brachiopods - bearing biocalcarenes. Locally, corals are present toward the upper parts of the sequence. Transgressive lower limit over Dolomia Principale (**DPR**).

Thickness: 40 m.

NORIAN? - RHETIAN

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Stromatolitic dolostone in metric peritidal cycles, microcrystalline and vacuolar grey dolostone, locally with large paleocarsic cavities. The roof formation is locally characterized by dolomitic grey limestone with sulphide. Lower limit nearly concordant over Sciliar Formation (**SCI**).

Thickness: 230-250 m.

NORIAN - RHETIAN?

SCILIAR FORMATION (SCI)

White-pinkish dolostone in dm-m strata, *Dasycladaceae* algae-rich strata overlapped by stromatolitic dolostone in dm-m thick strata. Volcanic clay levels at the base with red pelites in peritidal cycles in the upper part.

Gradual lower limit over **CTR**.

Thickness: 200-350 m.

ILLYRIAN - FASSANIC

CONTRIN FORMATION (CTR)

Light grey algae bearing-dolostone forming up to 1 m thick strata; intertidal horizons of grey-green doloarenites in the upper part of the strata.

Lower limit, evidenced by volcanoclastic red material, nearly concordant with Monte Ozol member (**GIV₃**).

Thickness: 100-200 m.

ILLYRIAN P.P.

GIOVO FORMATION (GIV)

Heterogeneous sequence including carbonate and clastic sediments with variable grain of marginal marine environment. Three members generally overposed or partially heteropic can be distinguished.

MONTE OZOL MEMBER (GIV₃)

Grey dolostone in dm strata. Dolostone and grey-black nodular limestone in thin, moderately bioturbated, strata with abundant crinoids at the base. Gradual lower limit on Cortaccia member (**GIV₂**).

Thickness: 20-25 m.

PELSONIAN P.P.

CORTACCIA MEMBER (GIV₂)

Silt shale and dark grey marls rich in vegetal bits followed by alternated limestone and silty grey sandstone of peridital type.

Sharp lower limit on Passo Palade member (**GIV₁**).

Thickness: 20-25 metri.

PELSONIAN

PASSO PALADE MEMBER (GIV₁)

Yellow-grey lithoarenite with carbonate cement, conglomerates with cross-stratification, locally with abundant vegetal rests and crinoids (*Encrinurus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*). Erosional lower limit over red pelites (few dm) of the Voltago conglomerate; this conglomerate is too thin to be represented in the map.

Thickness: 15 m.

PELSONIAN

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Dolostone and dark limestone in closely stratified tabular strata. Lower limit not cropping out.

Thickness: 40 m.

BITYNIAN - LOWER PELSONIAN?

AUSTROALPINE UNITS

PERMO-TRIASSIC SLICES ALONG ALPINE FAULTS

EVAPORITE-DERIVED ROCKS (**FOR_g**)

Jellowish to brown rocks, referred to the Raibl Group of the Ortles nappe Auct. (Val Forcola Formation), including phyllite, dolostone, gypsum (white) and serpentinite lenses. These rocks belong to a tectonic mélange along the Madriccio Line.

TRIASSIC

MYLONITIC LIMESTONE AND QUARTZITE (**LTR**)

Green mylonitic quartzite and grey carbonatic rock derived from permo-mesozoic protoliths. They form slices in the northern side of the Monte Mattonara and Cima Stanga, along the Peio Line.

PERMIAN MAGMATISM

GRANITIC ORTHOGNEISS (**OGM**)

Coarse-grained granular, granitic or quartz-rich (metapegmatite) or feldspar-rich (metapelite) orthogneiss with relics of magmatic texture. At the boundary or along internal shear zones, this orthogneiss is foliated to mylonitic. Minerals are quartz, feldspars, muscovite, rare biotite ± garnet ± tourmaline ± beryl. It crops out in Val Martello.

LOWER PERMIAN (276-274 ± 2 Ma)

SPODUMENE-BEARING METAPEGMATITE (**OGM_b**)

Whitish dm-m thick dykes along the left side of the Val Martello. They are either discordant and undeformed or transposed in the alpine schistosity. They show peculiar centimetric crystals of spodumene.

METAPEGMATITE (**OGM_a**)

Whitish dm-m thick dykes composed of quartz, feldspar, muscovite ± tourmaline ± garnet and beryl. as metapegmatite (**OGM_b**), they are locally undeformed and discordant or strongly transposed within micaschists (**OMI**) and banded-gneiss (**OPL**).

GRANODIORITIC ORTHOGNEISS (**OGQ**)

Fine-grained granular orthogneiss with relics of magmatic texture. Orthogneiss is weakly foliated at the boundary and along internal shear zones. It largely crops out in the surroundings of Quaira lake.

LOWER PERMIAN (272 ± 28 Ma)

CRYSTALLINE BASEMENT UNITS

ORTLES-CAMPO NAPPE

ZEBRÙ SLICE

This unit is composed of greenschist facies schists of pre-alpine age with a greenschist alpine overprint. The Zembrù slice is delimited by the Madriccio Line pointed out by a tectonic mélange of serpentinite, phyllite, dolostone and other evaporitic rocks.

PHYLLITE (SZF)

Finely crenulated phyllite and quart-rich phyllite of grey color. Composed of quartz, sericite, chlorite \pm albite \pm garnet \pm carbonate.

QUARTZITE (SZQ)

Grey to whitish, metric thick, quartzite with massive structure, locally mylonitized. Quartzite may gradually pass towards quartz-rich phyllite.

ORTHOgneiss (SZT)

Coarse-grained orthogneiss from pre-variscan protolith, crop out as lenses within phyllite. Texture is characterized by feldspar porphyroclasts in a grey matrix composed of fine-grained albite, quartz, sericite and chlorite.

CHLORITESCHISTS (SZC)

Fine-grained, strongly crenulated, green colored schists. Minerals are chlorite, tremolite/actinolite, epidote, white mica, albite \pm carbonate \pm quartz.

MARBLE (SZM)

Dm-m thick, yellow impure marble. Minerals are calcite, abundant white mica, tremolite, quartz \pm albite \pm epidote.

SERPENTINITE (SZS)

Fine-grained, dark green (if fresh) to yellowish or reddish (if altered), decametric slices along the Madriccio Line. Minerals are antigorite \pm chlorite \pm magnetite \pm magnesite (breunerite) \pm talc. Tremolite and talc-bearing metasomatic bands occur at the contact with phyllite.

PEIO UNIT

Amphibolite facies rocks of variscan age (Carboniferous), with alpine greenschist metamorphic overprint. It is limited in the upper part by the Peio Line. along this line discontinuous lenses of strongly deformed (mylonitic) permo-mesozoic rocks crop out.

CHLORITE-SERICITE MICASCHISTS (OME)

Fine-grained schists with graphite-rich micaceous levels alternate with quartz-rich levels. Composed of dominant white mica (sericite) and chlorite, with subordinate chloritoid and stilpnomelane. They derive from garnet-staurolite micaschists (**OMI**) due to alpine metamorphic overprint and strong ductile deformation.

CHLORITE-SERICITE SCHISTS WITH CONTACT METAMORPHISM (OME_a)

They form reddish bands of various thickness around the intrusive bodies. Around the Martello (permian) granitic orthogneiss (**OGM**), contact minerals as biotite, muscovite ± garnet ± cordierite ± K-feldspar ± tourmaline are present. Near tertiary apophyses (**APF**), neoblasts of biotite, garnet ± andalusite ± sillimanite ± green spinel and sulphides are crystallized.

GARNET-STAUROLITE MICASCHISTS (OMI)

Mid-grained micaschists, with centimetric garnet and staurolite are associated to feldspar rich gneiss. Common minerals are white mica, biotite, plagioclase, quartz, garnet, staurolite ± sillimanite ± rutile and ilmenite.

STAUROLITE-GARNET MICASCHISTS (OMI_a)

Micaschists around pre-alpine granitic (**OGM**) and granodioritic (**OGQ**) rocks. Contact minerals are biotite, muscovite, chlorite ± garnet ± cordierite ± K-feldspar ± tourmaline. Around tertiary apophyses (**APF**) contact minerals are biotite, garnet ± andalusite ± sillimanite ± green spinel and sulphide.

QUARTZITE (OQU)

Metric-thick grey quartzite, generally massive, with planar texture, locally mylonitic. This rock may gradually pass to quartz-rich gneiss.

QUARTZITE WITH CONTACT METAMORPHISM (OQU_a)

Grey or whitish, mid-grained quartzite. These rocks are observed around Martello orthogneiss (**OGM**).

ORTHOEGNEISS (OOG)

Coarse-grained granitic to aplitic orthogneiss, from pre-variscan protolith. Foliated to mylonitic texture with feldspar porphyroclasts in grey matrix composed of fine-grained quartz, albite, microcline, epidote and orthite, sericite and chlorite.

GRANODIORITIC ORTHOGNEISS (OOG_b)

Fine-grained, grey, granodioritic to tonalitic orthogneiss from per-variscan protoliths. Locally mylonitic texture. Common minerals are amphibole, biotite, garnet, epidote and albite.

AMPHIBOLITE (OAF)

Fine-grained, banded amphibolite with light levels composed of dominant plagioclase and dark levels of amphibole and minor biotite. Coarse-grained amphibolite from high Val Peder shows preserved magmatic texture. Common minerals are amphibole, plagioclase, biotite, muscovite \pm garnet \pm Ca-clinopyroxene \pm epidote \pm rutile \pm magnetite.

AMPHIBOLITE WITH CONTACT METAMORPHISM (OAF_a)

Rare amphibolite in contact with orthogneiss **OGM** (Alpe di Flim, right side of Val Martello) show relict mineral referred to a weak contact metamorphism.

MARBLE (OMA)

Marble with yellow to grey transposed bands and with locally preserved mm size isoclinal folds, characterized by quartz, white mica, tremolite, clinozoisite, graphite and minor plagioclase.

MARBLE WITH CONTACT METAMORPHISM (OMA_a)

This is characterized by light bands composed of dominant calcite, coloured bands of grossular, vesuvianite, zoisite, diopside, tremolite, titanite \pm quartz \pm feldspar \pm scheelite (Lago Sassobuco); grey bands of calcite, biotite, amphibole \pm titanite \pm tourmaline.

LASA UNIT

This unit is formed by amphibolite facies banded gneiss and micaschists of variscan age with a widespread greenschist facies overprint of alpine age.

MICASCHISTS AND BANDED PARAGNEISS (OPL)

The peculiar structure is due to the alternance of muscovite, biotite, staurolite \pm amphibole \pm garnet rich levels with quartz-feldspar rich ones. Near the "Lasa marble" (**OML**) micaschists become more carbonate rich grading to calcschists. Micaschists show small, clear garnet and chloritoid of alpine age.

QUARTZITE (OLQ)

Metric thick, grey, massive quartzite, gradually changing to quartz-rich gneiss. Common minerals are white mica \pm biotite \pm chlorite \pm tourmaline beside quartz.

ORTHOEGNEISS (ONO)

Coarse-grained granitic orthogneiss, with albite and microcline mm-cm sized clasts in grey matrix of quartz, albite, white mica and biotite.

ANPHIBOLITE (OAL)

Coarse-grained, banded rock with dark green, amphibole rich bands and light, plagioclase-feldspar rich bands. It is associated to marble (Covelano) or quartzite (Succhio di Dentro). Amphibole crystals may attain centimetric size. Other minerals are biotite, plagioclase, quartz \pm garnet \pm epidote \pm clinozoisite.

LASA MARBLE (OML)

Fine-to-coarse grained, very light and brilliant crystalline rock (Croda Bianca). Sometimes it shows bands, due to isoclinal folds, of various colour, grey-to-black is due to graphite, green to chlorite, pink to zoisite abundance. Calcschist bands and thin levels of impure marbles occur in contact with banded gneiss and micaschists (**OPL**).

TONALE NAPPE**ULTIMO UNIT**

This unit is composed of medium- to high-grade amphibolite facies basement rocks of variscan age.

GARNET - KYANITE PARAGNEISS (TUG)

Mid-fine grained garnet-kyanite gneiss. Texture is mylonitic near the Rumo Line. They grade into stromatic migmatite (**TUG_b**) including retrogressed eclogite (**TUA**). Dominant minerals are two micas, Na-plagioclase, kyanite, garnet \pm staurolite \pm margarite and rutile.

NEBULITIC MIGMATITE (TUG_c)

Coarse-grained, granular to pegmatitic, trondhjemitic to granitic leucosome, in dm-mm pods and dykes across the schistosity (S1). They crop out along the Cima Stubele - Cima degli Olmi ridge. Common minerals are plagioclase, minor biotite and white mica, garnet \pm kyanite \pm monazite. Locally they are transposed within a new foliation (S2). Major restitic pods of garnet and/or kyanite \pm biotite \pm staurolite, rutile and sulphide are associated to nebulitic migmatite (**TUG_c**). In the map they are indicated by red stars.

STROMATIC MIGMATITE (TUG_b)

Mid-fine grained, banded migmatite composed of quartz + K-feldspar (microcline) and plagioclase rich, cm-thick bands, and of garnet, kyanite, biotite \pm staurolite, rutile and sulphide, melanocratic bands.

MICACEOUS GNEISS (TUN)

Grey to brown-reddish gneiss associated to planar micaschists. Common minerals are micas, chlorite, tourmaline \pm grafite.

ORTHO GNEISS (TUO)

Mid-grained granitic orthogneiss, tens meters thick, from pre-variscan protolith, occurs within garnet-kyanite gneiss (**TUG**) along the Rumo Line (Val di Bresimo). It is strongly foliated with K-feldspar and white mica porphyroclasts in the albite-chlorite rich matrix. Some tonalitic bodies, with mafic xenoliths, are preseth in the upper Val di Lavazzè.

AMPHIBOLITE (TUA)

Fine-grained metabasite occurs as dm-m long lenses within stromatic migmatite (**TUGb**). Minerals are amphibole, garnet \pm Ca-clinopyroxene, \pm Na-clinopyroxene \pm margarite and accessory epidote, titanite, apatite, rutile and sulphide. Banded fine-grained amphibolite is frequent within garnet-kyanite gneiss (**TUG**) in the Monte Pin area. These do not contain Na-clinopyroxene, but only amphibole, Ca-plagioclase, epidote (forming also thin veins) \pm garnet \pm quartz \pm biotite \pm chlorite.

PERIDOTITE (TUD)

Yellow massive (if altered) or dark green (if fresh), about 1- 50 m thick and up to 250 m long, lenses (Val d'Ora, Cima Vedetta Alta). Common minerals are olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, amphibole, spinel \pm garnet in variable proportions. Depending on the mineralogical composition, the rock is dunite (Lago Poinella), lherzolite or harzburgite (Cima Zoccolo, Cima Ometto). Pyroxenitic (Seefeld Alm) and wherlitic (Val Clapa) dykes are transposed within peridotites.

TONALE UNIT

This unit is composed of gneiss with amphibolite facies metamorphism of variscan age, with a weak alpine metamorphism, mostly evident along shear zones.

SILLIMANITE PARAGNEISS (TTP)

Coarse-grained paragneiss composed of sillimanite \pm garnet \pm K-feldspar besides of micas and quartz (upper Val di Bresimo and Val Montechiesa). Along Peio Line, they are strongly deformed (mylonite).

QUARTZITE (TTQ)

Fine-grained, grey-brown and metric thick, quartzite grading to paragneiss (**TTP**). White mica \pm biotite form thin levels. Other quartzites show amphibole, chlorite, Fe-oxide and sulphide.

ORTHOgneiss (TTO)

Large metagranitic body, strongly deformed to mylonitic in Val Montechiesa, at the hangig wall of Peio Line.

Other lenses are present in the Cima Quaira - Cima Tuatti area.

AMPHIBOLITE (TTA)

Banded amphibolite with dark biotite + amphibole rich levels and plagioclase + clinozoisite + garnet and rutile rich levels.

MARBLE (TTM)

Banded marble, 2-3 m thick, strongly folded, with yellow to grey levels composed of white mica, tremolite, chlorite, sulphide and magnetite. Small metasomatic lenses of clinopyroxene, amphibole, olivine \pm scapolite are present in the Cima Zoccolo area, associated to gneisses (**TTO**).

APLITIC-PEGMATITIC DIKES (ft)

Metric aplite and pegmatite dykes transposed within Tonale gneiss (**TTP**) in upper Val di Bresimo. More common minerals are feldspar, muscovite, rare biotite \pm garnet \pm tourmaline.

FACIES OF QUATERNARY DEPOSITS

- a** Slope deposits
- a₁** Landslide deposits
- i** Mixed origin deposits
- e₅** Marshy deposits
- c₁** Undifferentiated glacial deposits
- b₅** Contact glacial deposits *s.l.*
- b** Alluvial and fluvio-glacial deposits
- h** Anthropic deposits

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2002) - *Carta Geologica della Regione Lombardia alla scala 1:10.000. Sezione N. D1d4 Passo dello Stelvio*. Reg. Lombardia, Milano.
- AQUATER (1993) - *Report on the thermo-mineral sources of the Bozen Province*. 1993. rel. n. H7233, Project: Thermalism, 160 pp.
- ALBERTINI R. (1951) - *Per una carta sulla distribuzione delle valanghe in Val di Rabbi*. St. Trent. Sc. Nat., **28**: 156-166.
- ALBERTINI R. (1952) - *Brevi osservazioni su alcuni laghetti glaciali e periglaciali delle valli di Lamare e di Saènt (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. **II**, **3**: 45-64.
- ALBERTINI R. (1953) - *Sulla formazione, natura ed evoluzione dei "coni" di ghiaccio del ghiacciaio del Careser (Ortles-Cevedale) e del ghiacciaio del Venerocolo (Adamello)*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. **II**, **4**: 196-204.
- 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. & MAYR 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 Granatentmischungen in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafite des Ultentales, Südtirol*. Ber. deutsch. Geol. Wiss., Reihe B Miner. Lagerstättenf., **16**: 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. (1936a) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinit di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, **3**: 87-245.
- ANDREATTA C. (1936b) - *Sui cosiddetti "Scisti del Verrucano" dell'Alto Adige occidentale*. Studi trentini di Scienze Naturali, **20**: 1-43.
- 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*. Tscherms. 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.
- ANDREATTA C. (1957) - *Un contributo alla conoscenza dell'origine dei giacimenti di magnesite: giacimenti metasomatici di Zumpanel (Ortles)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **13**: 71-106.
- ANDREIS F. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la linea di Pejo*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- AQUATER SPA (1993) - *Studio delle sorgenti termominerali della Provincia di Bolzano*, 161 pp.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebri-Cevedale- Corno dei Tre Signori (Austroalpino Superiore, Alpi Orientali)*. Rend. Soc. Geol. It. Min. Petr., **36**: 65-89.
- AVANZINI M. (2003) - *Note illustrative della Tavola 26 III - Fondo in scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento, 159 pp.
- AVANZINI M., BARGOSSÌ G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 26 "Appiano"*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. APAT - Servizio Geologico d'Italia, Roma, 184 pp.
- BAGGIO P., FRITZ C., GATTO G.O., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZATTIN B. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 4 Merano*. Servizio geologico d'Italia, Roma, Nuova Tecnica grafica, 161 pp.
- BARGOSSÌ G.M. & MORTEN L. (1979) - *Le anfiboliti austroalpine della Val di Rumo (Trentino): studio petrografico-geochimico*. Min.Petr. Acta, **23**: 189-209.
- BARGOSSÌ G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MACCONI P., MAIR V., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S. & ZANCHI A. - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 13 "Merano"* Provincia Autonoma di Bolzano, Servizio Geologico. APAT - Servizio Geologico d'Italia, Roma, 280 pp. In stampa.
- BAUMGARTEN B., FOLIE K. & STEDINGK K. (1998) - *Auf den Spuren der Knappen. Bergbau und Mineralien in Südtirol*. Tappeiner/Athesia, Bozen, 288 pp.
- 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, Ultental): new petrological constrains*. Terra Nova Abstr. Suppl. **2**: p. 398.
- 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**: 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**: 78-89.

- BERRA F. (1994) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle Falde Ortles e Quaternals (Austroalpino superiore) in Lombardia*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Milano.
- BERRA F. (1995) - *Stratigraphic evolution of a Norian intraplateau basin recorded in the Quaternals Nappe (Austroalpine, Northern Italy) and paleogeographic implications*. *Eclogae geol. Helv.*, **33**: 501-528.
- BERRUTI G. (1992) - *Note preliminari sulla tettonica recente nell'Austroalpino tra le linee di Peio e del Mortirolo (Brescia, Lombardia)*. *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia*, **28**: 5-31.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. *Tectonics*, **14**: 120-131.
- 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 inedita, Università di Padova.
- BONDI M., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1992) - *Major elements, 3d transition elements, Cu and Sr geochemistry of peridotitic rocks within the Austroalpine 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, Servizio Geologico Nazionale, Roma.
- BRAGA R., BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M., SAPIENZA G. T. & BONDI M. (2007): *Garnet peridotites, pyroxenites and migmatites from the Ulten Zone: a tribute to Lauro Morten*. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **153**: 243-261.
- BRENNEIS R. (1971) - *Zur Geochemie und Genese der Ultramafit im Bergzug südlich des Ultentales Südtirol*. Dissertation, Universität des Saarlandes, Saarbrücken. Mem.
- BRIGO L. & GREGNANIN A. (1980/1) - *Relazione geologica e considerazioni tecnico-economiche sulle cave di marmo di Lasa*. Rapporto interno, Milano, 70 pp.
- BRUECKNER H.K (2000) - *Sinking intrusion model for the emplacement of garnet-bearing peridotites into continent collision orogens (Italy)*. *Geology*, **26**: 631-634.
- BURCKHARDT G. (1968) - *Il Giacimento di magnesite dello Zumpenell (Ortles – Alto Adige)*. *Atti Smp. Int. Giac. Min. Alpi, Trento (1966)*, **2**: 529-544.
- 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 inedita, Università di Padova.
- CANALE N. (1982) - *Studio Geologico di un settore dell'alta Val di Rabbi (Trentino occidentale)* - Tesi di Laurea inedita, 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 inedita, Università di Padova.
- CAPORALI A., BRAITENBERG C. & MASSIRONI M. (2005) - *Geodetic and hydrological aspects of the Merano earthquake of 17 July 2001*. *J. of Geodynamics*, **39**: 317-336.

- CARON M., DOSSEGGER R., STEIGER R. & TRÜMPY R. (1982) - *Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **75**: 159-169.
- CASOLINI F. (1986) - *Rilevamento petrologico e studio petrografico di metamorfiti di medio-alto grado della Val di Bresimo (Alta Val di Non, Trento)*. Garda. Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna.
- 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.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretaceo*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 501-511.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. Journal of Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. 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 059 Tione di Trento*. Provincia Autonoma di Trento; stampa Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- 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 - Vol. I*. Liguore Editore, 736 pp., Napoli.
- CERONI G. (1982) - *Studio geologico del versante sinistro dell'alta Val de la Mare*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, CNR (1962) - *Catasto dei ghiacciai Italiani. Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortles 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)*. Tesi di Dottorato, Università di Basilea.
- 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 nappes (Eastern Alps, Italy)*. Eclogae geol. Helv., **87**: 63-90.
- CORNELIUS H. P. & FURLANI CORNELIUS M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonale*. Denksch. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturwiss. Kl. **102**: 207-301, Wien 1930.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istria, **17**: 1-7.
- DAL PIAZ G.B. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 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. & 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. & VENTURELLI G.P. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo postofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi.* In G.V. DAL PIAZ (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi.* Soc. Geol. It., **26**: 5-19.
- 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. (1998) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico.* Mem. Soc. Geol. It., **53**: 43-62.
- DAL PIAZ G.V., 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 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 42 Malè.* Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. APAT, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 143 pp.
- DANESE L. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la linea delle Giudicarie, Braulio, Zebù e Slingia.* Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G.P. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti 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, V. 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.
- EBERT M., MAIR V., TESSADRI R., HOFFMANN P. & ORTNER H.M. (2000) - *Total reflection X-ray fluorescence analysis (TXRF) of geological microsamples.* Spectrochim Acta Part B, **55**: 205-212.
- EXEL R. (1987) - *Guida mineralogica del Trentino e del Sudtirolo.* Athesia, Bolzano, 205 pp.
- EXNER C. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes.* 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. (1999) - *Rilevamento geomorfologico dell'alta Val di Bresimo (Gruppo Ortles - Cevedale)*. Tesi di Laurea inedita, 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 Geodynamics, **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. (1982) - *Studio geologico del versante destro dell'alta Val de la Mare*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- 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 inedita, Università di Padova.
- FOLIE K. (1984) - *Die Mineralien Südtirols und des Trentino*. Verlag Tappeiner, Lana bei Meran: 200 pp.
- FRANK S.M. (1986) - *Die Raiblgrupp und ihr Liegendes im Oberostalpin, Graubündens*. Mitteilungen Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, **269**: 1-239.
- FRÖITZHEIM 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.
- FRÖITZHEIM 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.
- FRÖITZHEIM 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.
- FRÖITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated changes from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden*. Eclogae Geol. Helv., **87**: 559-612.
- 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.
- GARTNER A. & MAIR V. (1994) - *Granatfundstellen in Südtirol*. Der Stoansuacher, **8/1**: 30-32.
- GASSER G. (1913) - *Die Mineralien Tirols, einschließlich Vorarlbergs und der hohen Tauern*. Verl. der Wagner'schen K. K. Universitätsbuchhandlung, Innsbruck, 545 pp.
- GASPARI D. (1993) - *Studio geologico-strutturale e geologico-tecnico della bassa Val del Monte e della Val Comasine*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) - *The andesitic magmatism in the South-Western Tyrol and its geodynamic significance*. Geol. Rundschau 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 di Sci. Nat., **53**: 21-47.

- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA I. M. (2000) - *Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the steep 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 Fedria (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*, **14**: 221-228.
- GODARD G. & MARTIN S. (2000) - *Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps*. *J. of Geodynamics*, **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.
- GRAMACCIOLI C.M. (1978) - *Die Mineralien der Alpen, Band 1 und Band 2*. Franckh'sche Verlagshandlung W. KELLER & Co., Stuttgart, 503 pp.
- 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, Italian 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**: 49-64.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969) - *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammittiche: evoluzione degli scisti austriaci affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige)*. *Mem. Mus. Trid. Sc. Nat.*, **18**: 1-56.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972a) - *Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriaci 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 Austroalpine crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**: 241-255.
- 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. (1889) - *Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental*. *Z. Naturwiss.*, **72**: 1-48.
- HAMMER W. (1902) - *Die kristallinen Alpen des Ultenthales. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. *Jb.d. K. K. Geol. Reichsanstalt*, **52**: 105-134.
- HAMMER W. (1903a) - *Über die Pegmatite der Ortler Alpen*. *Verh. geol. Reichsanst.*, Wien 1903, 345-361.

- HAMMER W. (1903b) - *Porphyrite und Diorit aus den Ultentaler 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**: 79-196.
- HAMMER W. (1912) - *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Österr. - Ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000, Blatt Glurns 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. Reichsanst.
- HAUZENBERGER C.A. & HÖLLER W. (1992) - *Metamorphosebedingungen der Paragneise, Ortogneise und Amphibolite des Ultental Kristallins*. Abstracts Min. Pet. 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.
- HEINRICHS C. (1993) - *Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete*. Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **40**: 1-206.
- HEMMERICH M. (1976) - *Der Aplitgranit des Martell-Tales und sein geologischer Rahmen*. Unveröff. Diplomarbeit, München, 153 pp.
- 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 Austroalpine 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 Münsterthal und der Valle di Fraelle (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **46**: 39-142.
- 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.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1982) - *Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin*. Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt **15**: 87-91, Leoben.

- HOCHLEITNER R. (1989) - *Mineralfundstellen im Land Tirol*. Christian Weise Verlag, München, 128 pp.
- 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.
- ISSER M. (1988) - *Die Montanwerke und Schurfbau Tirols der Vergangenheit und Gegenwart*. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch **36**: Wien, 224-324.
- ITALIAN IGCP 20 GROUP (Ed.) (1986) - *Permian and permian-Triassic boundary in the Southalpine segment of the western Tethys*. Field Guide Book. Field Conference. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180 pp.
- 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**: 14331-14346.
- KAPPELER U. (1938) - *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin*. Mitt. Geol. Inst. Eidg. Hochschule und der Univ. Zürich, 117 pp.
- KELLERHALS P. (1965) - *Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe, des Vintschgaus und der südöstlichen Engadinerdolomiten*. Eclogae geol. Helv., **58**: 39-48.
- KLEBELSBERG R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin.
- KÜRMANN, 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.
- LAVEDER R. (2005) - *Caratterizzazione idrogeochimica delle acque sotterranee del territorio della Provincia di Trento*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze Ambientali. Università Cà Foscari di Venezia, Venezia.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in alpine orogeny*. Geological Society American Bulletin, **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) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of scapolite: an example from the Ulen zone (NE Italy)*. 81 Riunione estiva della Società geologica italiana, Torino 10-12 settembre 2002, p. 206.
- LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY A.R. & ZANETTIN B. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- LIEBENER L., & VORHAUSER J. (1852) - *Die Mineralien Tirols, nach ihrem eigenthümlichen Vorkommen in den verschiedenen Fundorten beschrieben*. Wagner'sche Buchhandlung Innsbruck, 303 pp.
- MAGAGNA A. (1999) - *Rilevamento geologico del settore nord-orientale della Val di Rabbi*. Sottotesi di Laurea. Università di Padova.

- 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**: p. 178.
- MAIR V., TESSADRI R. & MIRWALD P.W. (1992) - *Untersuchungen an Vesuvianen und Fluor-Granaten aus kontaktmetamorphen Vorkommen des Marteller Granits /Südtirol*. Mitt. der Österr. Min. Ges., **137**: p. 170.
- MAIR V., RAUCH T., TESSADRI R. & MIRWALD P.W. (1993) - *Crystal-chemical and experimental study on coloured vesuvianites from Southern Tyrol*. Terra Abstracts, Supplement No 1 to Terra Nova, **5**: p. 495.
- MAIR V. (1994a) - *Der Granat. Mineralogie und Kristallographie dieser Mineralgruppe*. Der Stoansuacher, **8/1**: 12-16.
- MAIR V. (1994b) - *Der Königspitzpluton – ein Beispiel komplexer kalkalkalischer Intrusionen im Zuge des postkollisionalen, periadriatischen Vulkanismus*. Mitt. Österr. Min. Ges., **139**: 338-339.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1995) - *A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebrù) Pluton, Ortler-Campo-Crystalline (Venosta Valley, 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.
- MAIR V. STINGL V., KROIS P. & KEIM L. (1996) - *Die Bedeutung andesitischer und dacitischer Gerölle im Unterinntalertiär (Tirol, Österreich) und im Tertiär des Monte Parei (Dolomiten, Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont.Mh., **199**: 369-394.
- MAIR V. (1998a) - *Petrologie, Geologie und Tektonik des Königspitzplutons und seiner Rahmengesteine, Nationalpark Stilfserjoch, Italien*. Unpubl. Diss. Universität Innsbruck, 1-184.
- MAIR V. (1998b) - *Petrology, geology and tectonic of the Königspitzpluton and the surrounding rocks (Nationalpark Stilfserjoch, Italien)*. Mitt. Österr. Min. Ges., **143**: 206-207.
- MAIR V. (1998c) - *Deformation and magmatism at the eastern end of the Zebrù line (Gran Zebrù-Cevedale area, Parco Nazionale dello Stelvio, Northern Italy). Evolution of the deep crust in the central and eastern alps*. Conference abstracts, 80.
- MAIR V. (1998d) - *Petrogenesis of the postcollisional oligocene Königspitz (Gran Zebrù) pluton (Western South Tyrol, Italy)*. Terra abstr., **10**: 37.
- MAIR V. (2002) - *Aspetti geologici della regione dell'Ortles*. In MAIR V., MÜLLER J.P. & REISIGL H. "Vivere al limite". Pubblicazioni del Parco Nazionale dello Stelvio, 12-50.
- MAIR V. (2005) - *Introduzione alla geologia dell'Alto Adige*. Ufficio geologia e Prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano-Alto-Adige, 1-80.
- MAIR V. & SCHUSTER R. (2003) - *New geochronological data from the Austroalpine Ortler Crystalline in the Martell Valley (Southern Tyrol, Italy)*. Mitt. Österr. Min. Ges., **148**: 215-217.
- MAIR V., TROPPER P. & PIBER A. (2003) - *The metamorphic evolution of the Ortler Crystalline*. Mitt. Österr. Min. Ges., **148**: 218-219.
- MAIR, V., TROPPER, P. & SCHUSTER, R. (2006) - *The P-T-t evolution of the Ortler-Campo Crystalline (South-Tyrol/Italy)*. PANGEO 2006, Innsbruck University Press, 186-187.
- MAIR V., NOCKER C. & TROPPER P. (2007) - *Das Ortler-Campo Kristallin in Südtirol*. Mitt. Österr. Min. Ges., **153**: 219-240.
- MARCATO E. (1995) - *Rilevamento geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino occidentale: il basamento Austroalpino*. Tesi di Laurea, Università di Padova.

- 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. & SANTINI L. (1989) - *Margarite in the Upper Austroalpine Basement (Western Trentino, Italy)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **69**: 99-106.
- MARTIN S. (1978) - *Studio geologico della Valle di Cedec*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- 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., 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, 3-50.
- MARTIN S., LAURENZI M., DEL MORO A., SUSINI S. & CAMPANA R. (1998c) - *Geochronology of the Cima Mezzana metagabbro and surrounding gneisses (southwestern Ulten Unit, NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **50**: 86-88.
- MARTIN S., MORTEN L. & PROSSER G. (1993) - *Metamorphic and structural evolution of the Spl- to Grt-peridotites and surrounding basement rocks from the Nonsberg area*. In: 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. & 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. & PROSSER G. (1993) - *Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy*. Terra Nova, **5/4**: 16.
- MARTIN S., PROSSER G., GODARD G., KIENAST 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., 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.
- 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., FELLIN M.G., MASSIRONI M., SURIAN N., TOMMASI G. & COCCO S. (2005) - *Recent surface tectonics in a very old and deeply-exhumed basement: the Bresimo valley, Western Trentino*. In PASQUARÈ G., VENTURINI C. & GROPELLI G. "Mapping geology in Italy". APAT, SELCA, 274-278.
- MARTIN S., VIGANÒ A., GODARD G., LAURENZI M. & FELLIN M.G. (2007) - *Structural "old" records in young faults: a case study from Eastern Italian Alps*. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Vienna (Austria), April 2007.
- MARTINA E. (1960) - *Osservazioni geologiche nella valle dell'Alpe di Trela (Alpi Retiche, Bormio)*. Boll. Serv. Geol. It., **78**: 479-495.
- MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass area, northern Italy*. PhD Univ. Edinburgh, 269 pp.

- MINGUZZI C. (1940) - *Ricerche petrografiche sopra alcuni lamprofiri, porfiriti e dioriti della Val d'Ultimo*. Studi Trentini, Sci. Nat. , **21**: 46 pp.
- MORTEN L. (1974) - *La tonalite della Valle di Rivi (Rumo)*. Min. Petrogr. Acta, **20**: 79-90.
- MORTEN L., BARGOSSO G.M. & LANDINI BARGOSSO F. (1976/1977) - *Notizie preliminari sulle metamorfiti della Val di Rumo, Val di Non, Trento*. Miner. Petrogr. Acta, **21**: 137-144, Bologna.
- MORTEN L. & OBATA M. (1990) - *Rare earth abundances in the eastern Alpine peridotites, Nonsberg area, Northern Italy*. European Journal of Mineralogy, **2**: 643-653.
- MONTRESOR L. & MARTIN S. (2008) - *Carta geologica della Provincia Autonoma di Trento scala 1:25.000 con note illustrative Tavola 25 III Rabbi*. Provincia Autonoma di Trento. SELCA, Firenze.
- MÜLLER C. (1979) - *Geologische Neuaufnahme des oberen Martelltales (Provinz Bozen/ Italien)*. Unpubl. Diplomarbeit München, 181 pp.
- 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 Zurich, 135 pp.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadritic fault system (Alps)*. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **90**: 623-653.
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997b) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadritic fault system*. Abstract 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **4**: 138 pp.
- 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. Geodynamics, **30**: 93-115.
- NÖCKER C. (2007) - *Petrologie und Strukturgeologie des Ortler-Campo-Kristallins im Bereich der Jennwand, Laas (Südtirol, Italien)*. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck.: 115pp.
- NÖCKER C., TROPPER P. & MAIR V. (2003) - *Marbles as petrographic indicators of increasing Eoalpine metamorphic grade in the Ortler Crystalline*. Min. Ges., **148**: 244-246.
- NÖCKER C., MAIR V. & TROPPER P. (2006) - *Petrographic and structural investigations of the Laas Unit in the area of the Jennwand (South-Tyrol/Italy)*. PANGEO 2006, Innsbruck University Press, 219-220.
- NTAFLOS TH. & RICHTER W. (1992) - *Geochemische Prozesse in den Ultramafititen 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. Petrol., **28**: 599-623.
- PAREA G.C. (1960) - *Eskers e kames alla fronte della Vedretta Lunga in Val Martello (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Rivista Geografica Italiana, **67**: 451-456.
- PAYER J. (1872) - *Die Centralen Ortler Alpen (Gebiete: Martell, Laas und Saent)*. Peterm. Geogr., Mitteil. Ergänzungseft, **31**: Karte 1:56.000 Gotha.

- 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. of Geodynamics, **30**: 229-250.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1982) - *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex*. Tschermarks Mineral. Petrol. Mitt., **29**: 205-221.
- PURTSCHELLER F. & MOGESSIE A. (1988) - *Dikes from Ortler, Sarntal Alps and Brixen Granite: Mineralogy, Chemical Composition and Petrogenesis*. Mineral. Petrol., **38**: 17-35.
- PURTSCHELLER F., HAAS R., HOINKERS 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.
- RACZKOWSKI W. (1997) - *Rock glaciers in the Martello Valley (Ortles-Cevedale Massif, Italian Alps)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl. III, Tomo **1**: p. 322. (abstract).
- RAMPONE E. & MORTEN L. (2001) - *Records of crustal metasomatism in the garnet peridotites of the Ulten Zone (Upper Austroalpine, Eastern Alps)*. J. of Petr., **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., **2 43**: 159-174.
- RATSCHBACHER 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.
- RIELLO M. (1982) - *Studio geologico della dorsale Passo di Rabbi – Cima Sternai (Val di Rabbi – Val d'Ultimo)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- ROST F. & BRENNEIS P. (1978) - *Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer Geochemie, Genese und Retromorphose*. Tschermak's Mineral. Petrogr. Mitt., **25**: 257-286.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. preuss Akad. Wiss., **1**: 170-185.

- SANDER B. & HAMMER W. (1926) - *Note illustrative della carta geologica delle tre Venezie. Foglio Merano*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento cristallino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino Occidentale)*. Mem. Sci. Geol. Univ. Padova, **40**: 275-284.
- SATIR M. (1975) - *Die Entwicklungsgeschichte der westliche Hohen Tauern und der suedlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Alterbestimmungen*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova.
- 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. (1973) - *Geologie des Umbrail gebiets*. Eclogae geol. Helv., **66**: 201-210.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surfac 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.
- SCHWIENBACHER V. (2008) - *Petrologie und Geochronologie der Grünsee-Kontaktaureole im Ortler-Campo-Kristallin (Ultental, Südtirol, Italien)*. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck, 89pp.
- SCHWIENBACHER V., TROPPER P., WYHLIDAL S., MAIR V., HAEFEKER U. & KAINDL R. (2007) - *High-grade contact metamorphism in the southern Austroalpine: petrology of the Grünsee contact aureole in the Ortler-Campo Crystalline Complex (South-Tyrol, Italy)*. Mitt. Öst. Min. Ges., **153**.
- SCHWINNER R. (1912) - *Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. Mitteil. der Geol. Ges. Wien, **5**: 128-197.
- 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.
- SEPPI R. (1999) - *Geomorfologia e storia glaciale dell'alta Valle di Saent (Valle di Rabbi, Gruppo Ortles Cevedale)*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geologica, **76**: 17-31.
- SEPPI 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.
- SERVIZIO BACINI MONTANI P.A.T (2002) - *La difesa del territorio montano fra tradizione ed innovazione. I° Bilancio sociale di un anno di lavoro*. Provincia Autonoma di Trento, Assessorato all'Agricoltura e Montagna, Trento, 2002.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICHOLINCH R., REBEZ A. & SEMENZA E. (1987) - *Seismotectonic model of northeastern Italy: an approach*. In «Engineering geology problems in seismic areas», Geologia applicata e Idrogeologia, Bari.: 153-165
- STACHE G. (1876) - *Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes*. Verh. K.K. Geol. Reichsanst., **14**: 346-347.
- STACHE G. (1878) - *Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale*. Verhand. Geol. Reichsanst., 174-175.

- 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 Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Paläoporphyrte)*. Jahrb. Geol. Reichsanst., **2**: 317-404.
- STACHE G. (1879) - *Die Eruptivgesteine des Cevedale-Gebietes*. Verh. K. K. Geol. Reichsanst., **3**: 66-70.
- STAUB R. (1921) - *Tektonische Karte der südöstlichen Schweiz Alpen*. 1:250.000, Ed. A. Franke.
- STAUB R. (1922) - *Profile durch die westlichen Ostalpen. 1:150.000, II Hälfte. Geologie der 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**: 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. AND FAUPL P., (Eds.) «*Geodynamics of the Eastern Alps*». Vienna, Franz Deuticke, 361-378.
- TOMASI L. (1956) - *Sudi 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. (2003) - *The formation of coexisting muscovite + paragonite + margarite during Eo-Alpine replacement of staurolite in Marteller micaschists from the Ortler Crystalline*. Mitt. Öst. Min. Ges., **148**: 303-304.
- TRUMPHY R. & HACCARD D. (1969) - *Réunion 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. & MARTIN S. (2003) - *Garnet-peridotite in the Italian Eastern Alps: 150 years of discoveries*. Memorie di Scienze Geologiche dell'Università di 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.
- 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., GODARD G., KLÖTSLI U. & MARTIN S. (2006) - *The metasomatic chloro-ferrokinoshita-lite-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.
- TURNER F.J. (1953) - *Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles*. American Journal of Sciences **251**: 276-298.
- 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** (1983): 171-222.
- ULMER P. (1986) - *Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello (Prov. Brescia, und Trento, Norditalien)*. Ph.D. Thesis, diss ETH Nr 8105, Zürich, 241pp.
- USTASZEWSKI K. (1999) - *Eine stratigraphische Neubearbeitung der Triasvorkommen am Zumpenell und Übergrimm (Ortler Gruppe, Südtirol): Revision der tektonischen Position und Abschätzung des alpidischen Metamorphosegrades mittels IC und VR*. In: Hubmann B, Piller W.E. (eds) Abstracts zum 4. Österreichischen Sedimentologen-Workshop, 19. November 1999, Seewalchen (Österreich).
- USTASZEWSKI K. (2000) - *Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand der Engadiner Dolomiten (Ortler Gruppe, Südtirol)* 1-102. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M. & SCHREUS G.M.M. (1987) - *Structural Investigations along an E-W Cross section in the Southern Otztal Alps*. In FLÜGEL H.W., FAUPL P. (Eds), «Geodynamics of Eastern Alps». Deuticke, Wien, 214-225.
- VAN GÖSEN (1989) - *Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in Southeast Austria*. Geol. Mag., **126**, (1), 55-71 Verh. d. Naturfor. Gesellsch. in Base, I B.dLXII, 138-176.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A. & POTTS P.J. (1984) - *Petrogenesis of calcalkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy*. Contrib. Min. Petr., **86**: 209-220.

- VIOLA G. (1995) - *Evoluzione del basamento Austroalpino della Zona d'Ultimo (Alto Adige sudorientale)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic dault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. ETH Zürich, Diss. 13590.
- 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.
- WERLING E. (1992) - *Tonale - Pejo, und Judicarie Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen*. Ph.D. Thesis ETH Zürich, 276 pp.
- ZAMBOTTI G. (1995a) - *Sovrascorimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Pejo (Trentino NW)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- ZAMBOTTI G. (1995b) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina di Rilevamento, Università di Padova.
- ZARSKE G. (1988) - *Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematic im Umbugungsbereich von Tonale und Judicarie Linie*. Göttinger Arb. Geol. Paleont., **38**: 143 pp.

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARGO