



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

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

foglio 013

MERANO

a cura di:

**G.M. Bargossi⁽¹⁾, G. Bove⁽²⁾, M. Cucato⁽²⁾, A. Gregnanin⁽³⁾, C. Morelli⁽²⁾,
A. Moretti⁽²⁾, S. Poli⁽³⁾, S. Zanchetta⁽⁶⁾, A. Zanchi⁽⁶⁾**

con i contributi di:

**C. Ambrosi⁽²⁾, P. Cortini⁽²⁾, A. Crottini⁽²⁾, P. Macconi⁽⁴⁾, V. Mair⁽⁵⁾,
M. Marocchi⁽¹⁾, L. Montresor⁽²⁾, G. Toffolon⁽²⁾, S. Tumiatei⁽³⁾**

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Bologna

(2) Collaboratore a contratto dell'Ufficio Geologia e prove materiali

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

(4) Ripartizione 30 - Opere Idrauliche (Bolzano), Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige

(5) Ufficio Geologia e prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige

(6) Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università degli Studi di Milano-Bicocca

Ente realizzatore:



Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige
Ufficio Geologia e prove materiali

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: L. Serva.

***Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo***

***Responsabile del Progetto CARG per la
Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige: V. Mair.***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica

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

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), S. Falchetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici

C. Cipolloni, M. P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale

D. Tacchia, S. Falchetti

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO - ALTO ADIGE

UFFICIO GEOLOGIA E PROVE MATERIALI

Coordinamento operativo:

V. Mair

Informatizzazione dei dati geologici:

G. Bove, C. Morelli, C. Strada, S. Tagnin

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa

a cura di **SYSTEMCART** - ROMA

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

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

L. Keim, C. Morelli - Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige

Ufficio Geologia e prove materiali

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

Stampa: **SYSTEMCART** srl - 2010

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 9
II	- GEOMORFOLOGIA	» 13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 21
IV	- STUDI PRECEDENTI	» 27
1.	- DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO	» 27
1.1.	- STUDI STORICI	» 27
1.2.	- EVOLUZIONE TETTONICA E METAMORFICA	» 32
1.3.	- ETÀ DEL METAMORFISMO NEL DOMINIO AUSTROALPINO	» 35
2.	- DOMINIO TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI	» 38
3.	- QUATERNARIO	» 40
V	- STRATIGRAFIA	» 43
1.	- PREMESSA METODOLOGICA ED UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE	» 43
2.	- SISTEMA AUSTROALPINO	» 45
2.1.	- FALDA DEL TONALE: UNITÀ DEL TONALE	» 45
2.1.1.	- <i>Paragneiss a sillimanite</i> (TTP)	» 46
2.1.2.	- <i>Anfiboliti</i> (TTA)	» 46
2.1.2.1.	- <i>Anfiboliti a granato</i> (TTA_a)	» 47
2.2.	- FALDA DEL TONALE: UNITÀ D'ULTIMO	» 47
2.2.1.	- <i>Paragneiss a due miche</i> (TUN)	» 47
2.2.2.	- <i>Ortogneiss</i> (TUO)	» 47
2.3.	- SCAGLIA DI MARLENGO	» 48
2.3.1.	- <i>Gneiss quarzosi</i> (OUP)	» 48
2.3.1.1.	- <i>Gneiss a bande</i> (OUP_a)	» 49
2.3.2.	- <i>Miscascisti a granato, staurolite e cianite</i> (OUM)	» 49
2.3.3.	- <i>Quarziti</i> (OQU)	» 50
2.3.4.	- <i>Ortogneiss</i> (OOR)	» 50
2.3.5.	- <i>Ortogneiss leucocratici</i> (OOU)	» 50
2.3.6.	- <i>Anfiboliti</i> (OUA)	» 51
2.4.	- FALDA DELL'ORTLES-CAMPO: UNITÀ DI PEJO	» 51
2.4.1.	- <i>Gneiss a due miche</i> (OOP)	» 52
2.4.2.	- <i>Miscascisti a granato e staurolite</i> (OMI)	» 53
2.4.3.	- <i>Quarziti</i> (OQU)	» 54
2.4.4.	- <i>Ortogneiss</i> (OOG)	» 54
2.4.5.	- <i>Anfiboliti</i> (OAF)	» 54

2.4.6.	- <i>Marmi (OMA)</i>	» 55
2.5.	- UNITÀ DI SCENA	» 56
2.5.1.	- <i>Paragneiss a sillimanite (OVP)</i>	» 56
2.5.2.	- <i>Micascisti a sillimanite (OVM)</i>	» 57
2.5.3.	- <i>Quarziti (OVQ)</i>	» 58
2.5.4.	- <i>Anfiboliti (OVA)</i>	» 58
2.5.5.	- <i>Marmi (OVB)</i>	» 59
2.6.	- UNITÀ DI PUNTA CERVINA	» 59
2.6.1.	- <i>Paragneiss a cianite e staurolite (OCP)</i>	» 59
2.6.1.1.	- <i>Paragneiss a blastesi di plagioclasio e cianite (OCP_a)</i>	» 60
2.6.2.	- <i>Quarziti (OCQ)</i>	» 61
2.6.3.	- <i>Ortogneiss granitoidi (OCO)</i>	» 61
2.6.4.	- <i>Anfiboliti (OCA)</i>	» 61
2.6.5.	- <i>Miloniti di Rio Masul (OCX)</i>	» 62
2.7.	- UNITÀ DI PENNES	» 63
2.7.1.	- <i>Metacarbonati (OPD)</i>	» 63
2.7.2.	- <i>Metaconglomerati (OPC)</i>	» 64
2.7.3.	- <i>Ortogneiss granitoidi a mica chiara (OPG)</i>	» 64
2.8.	- UNITÀ DI S. LEONARDO	» 65
2.8.1.	- <i>Paragneiss a bande (OJP)</i>	» 65
2.8.2.	- <i>Micascisti (OJM)</i>	» 66
2.8.3.	- <i>Quarziti (OJQ)</i>	» 66
2.8.4.	- <i>Ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (OJF)</i>	» 66
2.8.5.	- <i>Ortogneiss granitoidi (OJO)</i>	» 67
2.8.6.	- <i>Anfiboliti (OJA)</i>	» 68
2.9.	- UNITÀ DI TESSA	» 68
2.9.1.	- <i>Paragneiss a bande (OTP)</i>	» 69
2.9.2.	- <i>Micascisti (OTM)</i>	» 70
2.9.2.1.	- <i>Micascisti quarzosi (OTM_a)</i>	» 72
2.9.3.	- <i>Quarziti (OTQ)</i>	» 73
2.9.4.	- <i>Ortogneiss di Parcines (OTH)</i>	» 73
2.9.4.1.	- <i>Gneiss migmatitici (OTH_a)</i>	» 75
2.9.5.	- <i>Ortogneiss granitoidi (OTL)</i>	» 76
2.9.5.1.	- <i>Ortogneiss leucocratici muscovitici (OTL_a)</i>	» 77
2.9.6.	- <i>Anfiboliti (OTF)</i>	» 77
2.9.6.1.	- <i>Anfiboliti a granato (OTF_a)</i>	» 79
2.9.7.	- <i>Anfiboliti a granato con relitti eclogitici (OTE)</i>	» 79
2.9.8.	- <i>Marmi a silicati (OTB)</i>	» 81
2.9.9.	- <i>Calcescisti (OTC)</i>	» 82
2.10.	- UNITÀ DI MONTENEVE	» 82

2.10.1.	- <i>Micascisti a porfiroblasti di granato (OSF)</i>	» 83
2.10.2.	- <i>Quarziti (OSQ)</i>	» 85
2.10.3.	- <i>Anfiboliti (OSA)</i>	» 85
2.10.3.1.	- <i>Anfiboliti a granato (OSA_a)</i>	» 86
2.10.4.	- <i>Marmi a silicati (OSB)</i>	» 86
2.10.5.	- <i>Calcescisti (OSC)</i>	» 87
2.11.	- CORPI MAGMATICI INTRUSIVI	» 90
2.11.1.	- <i>Pegmatiti (OGA)</i>	» 90
2.11.2.	- <i>Metadioriti del Buco del Topo (OGD)</i>	» 91
2.11.2.1.	- <i>Metagabbri (OGD_a)</i>	» 91
2.11.3.	- <i>Filoni basico-intermedi foliati (f_p)</i>	» 92
2.12.	- GEOCHIMICA DEI PROTOLITI MAGMATICI NEL BASAMENTO METAMORFICO E DEI CORPI MAGMATICI INTRUSIVI DEL SISTEMA AUSTRALPINO	» 93
2.12.1.	- <i>Ortogneiss e litotipi assimilabili</i>	» 93
2.12.2.	- <i>Anfiboliti</i>	» 97
2.12.3.	- <i>Metadioriti del Buco del Topo</i>	» 99
3.	- ALPI MERIDIONALI	» 100
3.1.	- UNITÀ DI BRESSANONE	» 100
3.1.1.	- <i>Fillade quarzifera (BSS)</i>	» 101
3.1.1.1.	- <i>Cornubianiti (BSS_a)</i>	» 103
3.1.2.	- <i>Quarziti muscovitiche (BSQ)</i>	» 104
3.1.3.	- <i>Metavulcaniti acide (Porfiroidi Auct.) (BSI)</i>	» 104
3.1.3.1.	- <i>Metavulcaniti a grandi occhi (BSI_a)</i>	» 105
3.1.4.	- <i>Metabasiti (BSA)</i>	» 106
3.1.5.	- <i>Termobarometria del basamento sudalpino</i>	» 106
3.2.	- MAGMATISMO PERMIANO	» 107
3.2.1.	- <i>Granodiorite di Monte Croce (GMR)</i>	» 108
3.2.2.	- <i>Granodiorite di Ivigna (IVG)</i>	» 109
3.2.3.	- <i>Filoni riodacitici (f_c)</i>	» 111
3.2.4.	- <i>Riodacite del Rio Deserto (DRD)</i>	» 112
3.2.5.	- <i>Conglomerato basale Auct. (CGB)</i>	» 114
3.2.6.	- <i>Formazione di Monte Luco (MLC)</i>	» 115
3.2.6.1.	- <i>Epiclastiti (MLC_p)</i>	» 117
3.2.7.	- <i>Formazione di Rio dei Ronchi (ROH)</i>	» 118
3.2.7.1.	- <i>Lapilli-tuff riodacitici (ROH_a)</i>	» 120
3.2.8.	- <i>Formazione di Sarentino (RTO)</i>	» 122
3.2.9.	- <i>Formazione di Castel Leone (ICL)</i>	» 123
3.2.9.1.	- <i>Lave (ICL_a)</i>	» 125
3.2.9.2.	- <i>Epiclastiti (ICL_p)</i>	» 126
3.2.10.	- <i>Formazione di Gargazzone (IGG)</i>	» 126

3.2.11.	- <i>Formazione di Avelengo (AGO)</i>	» 128
3.2.12.	- <i>Formazione di Verano (COV)</i>	» 129
3.2.13.	- <i>Formazione di Ora (ORA)</i>	» 131
3.2.13.1.	- <i>Membro di Predonico (ORA₁)</i>	» 131
3.2.13.2.	- <i>Livelli vitrofirici (ORA_{1a})</i>	» 132
3.2.14.	- <i>Evoluzione vulcano-tettonica del Gruppo Vulcanico Atesino</i> ...	» 133
3.2.15.	- <i>Petrografia e geochimica dei prodotti del magmatismo permiano</i>	» 135
3.2.16.	- <i>Età radiometriche delle magmatiti permiane</i>	» 140
3.3.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-MESOZOICA	» 140
3.3.1.	- <i>Arenaria di Val Gardena (GAR)</i>	» 140
3.3.2.	- <i>Formazione di Werfen (WER)</i>	» 142
3.3.2.1.	- <i>Membri di Tesero e di Mazzin (WER₁₋₂)</i>	» 142
3.3.2.2.	- <i>Orizzonte di Andraz e membro di Siusi (WER₃₋₄)</i> ...	» 143
3.3.2.3.	- <i>Oolite a gasteropodi e membro di Campil (WER₅₋₆)</i> »	144
3.3.3.	- <i>Calcari milonitici (MOC)</i>	» 145
4.	- MAGMATISMO-TARDOALPINO	» 145
4.1.	- GENERALITÀ	» 145
4.1.1.	- <i>Tonalite (TLG)</i>	» 146
4.1.2.	- <i>Filoni ultrabasici (f_u)</i>	» 147
4.1.3.	- <i>Filoni basico-intermedi (f_y)</i>	» 148
4.2.	- GEOCHIMICA DELLE MAGMATITI TARDOALPINE	» 149
5.	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 153
5.1.	- PROBLEMI RELATIVI ALLA STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 153
5.2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE, INCLUSE NEL SUPERSISTEMA DEL MONTE SPINALE (MS)	» 154
5.2.1.	- <i>Sintema di Sonvigo (SOI)</i>	» 155
5.2.2.	- <i>Sintema di Caldaro (CLD)</i>	» 157
5.3.	- UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")	» 161
5.3.1.	- <i>Sintema del Garda (SGD)</i>	» 164
5.3.1.1.	- <i>Subsintema di San Pancrazio (SGD₄)</i>	» 167
5.3.1.2.	- <i>Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD₈)</i>	» 169
5.4.	- SISTEMA POSTGLACIALE ALPINO	» 172
5.4.1.	- <i>Aspetti generali</i>	» 172
5.4.2.	- <i>Evoluzione glaciale olocenica e Piccola Età Glaciale</i>	» 172
5.4.3.	- <i>Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti</i>	» 174
5.4.3.1.	- <i>Subsintema dell'Amola (PTG₁)</i>	» 188

VI	- ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO	» 193
1.	- DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO	» 193
1.1.	- LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE AD OCCIDENTE DELLA LINEA DELLA PASSIRIA	» 195
1.1.1.	- <i>Unità tettono-metamorfica di Monteneve</i>	» 196
1.1.2.	- <i>Unità tettono-metamorfica di Tessa</i>	» 198
1.1.3.	- <i>Evoluzione tettono-metamorfica dell'unità di Tessa e dell'unità di Monteneve</i>	» 205
1.2.	- LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE AD ORIENTE DELLA LINEA DELLA PASSIRIA	» 210
1.2.1.	- <i>Unità tettono-metamorfica di S. Leonardo</i>	» 211
1.2.2.	- <i>Unità tettono-metamorfica di Pennes</i>	» 213
1.2.3.	- <i>Unità tettono-metamorfica di Punta Cervina</i>	» 214
1.2.4.	- <i>Unità tettono-metamorfica di Scena</i>	» 215
1.3.	- FALDA DELL'ORTLES-CAMPO	» 217
1.3.1.	- <i>Unità tettono-metamorfica di Pejo</i>	» 217
1.4.	- SCAGLIA DI MARLENGO	» 221
1.5.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE DELLA FALDA DEL TONALE	» 223
1.5.1.	- <i>Unità tettono-metamorfica d'Ultimo</i>	» 223
1.5.2.	- <i>Unità tettono-metamorfica del Tonale</i>	» 223
2.	- ALPI MERIDIONALI	» 228
2.1.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE E METAMORFICA DEL BASAMENTO DELLE ALPI MERIDIONALI	» 228
2.2.	- ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA.	» 231
3.	- LE GRANDI LINEE TETTONICHE TARDO-ALPINE	» 233
3.1.	- LE LINEE DI SEPARAZIONE TRA IL DOMINIO AUSTRALPINO E LE ALPI MERIDIONALI	» 233
3.1.1.	- <i>Linea Insubrica: tratto sud (Linea delle Giudicarie nord)</i>	» 235
3.1.2.	- <i>Linea Insubrica: tratto nord (linea Merano-Mules)</i>	» 236
3.2.	- LE LINEE TETTONICHE INTERNE ALL'AUSTRALPINO	» 242
3.2.1.	- <i>Linea del Thurnstein</i>	» 242
3.2.2.	- <i>Linea di Rio Masul</i>	» 243
3.2.3.	- <i>Linea di Pennes</i>	» 244
3.2.4.	- <i>Linea delle Giudicarie nord / linea della Passiria</i>	» 247
3.2.5.	- <i>Faglia della Forst (linea della Passiria sud)</i>	» 248
3.2.6.	- <i>Sistemi di faglie NNE-SSW e NE-SW della Val Passiria</i>	» 250
3.3.	- LE LINEE TETTONICHE INTERNE ALLE ALPI MERIDIONALI	» 252
3.3.1.	- <i>Linea della Val Nova</i>	» 252
3.3.2.	- <i>Linea di Foiana</i>	» 254
4.	- NEOTETTONICA, FAGLIE ATTIVE E CENNI SULLA SISMICITA' DELLA REGIONE	» 255

VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA.	» 259
1.	- STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE	» 259
2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)	» 261
3.	- IDROGEOLOGIA	» 267
4.	- CAVE E MINIERE	» 271
5.	- EVENTI ALLUVIONALI	» 272
ABSTRACT		» 275
APPENDICE 1		» 297
BIBLIOGRAFIA		» 298

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il territorio del foglio 013 “Merano” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è situato nella Provincia Autonoma di Bolzano, tranne un piccolo settore, ubicato nell’angolo nord-occidentale del foglio, che appartiene all’Austria.

Il foglio comprende unicamente aree che fanno parte del grande bacino idrografico del Fiume Adige, in particolare un ampio tratto dell’asta principale in corrispondenza della bassa Val Venosta tra Naturno e Lagundo e dell’alta Val d’Adige tra Lagundo e Postal, e due sottobacini attraversati da aste fluviali di secondo ordine nel tratto inferiore del loro corso: quella del Fiume Passirio a valle di S. Martino in Passiria e quella del Rio Valsura negli ultimi chilometri del tratto terminale della Val d’Ultimo.

Un’ampia porzione del settore occidentale del sottobacino del Torrente Talvera caratterizza la parte orientale del foglio (fianco ovest della Val Sarentina). Tra quest’ultimo e la Val Passiria si sviluppano i Monti Sarentini occidentali dominati dalla Punta Cervina (2781 m). Tutto questo settore, cui possiamo associare a sud la parte settentrionale dell’altopiano di Meltina in contiguità geografica, costituisce quasi la metà della superficie del foglio.

Il settore sud-occidentale è dominato dalla dorsale S. Vigilio (1793 m) - Guardia Alta (2608 m) che separa la bassa Val Venosta dalla Val d’Ultimo ed è limitata ad est dalla Val d’Adige. Il territorio a nord-ovest del foglio, delimitato dalla Val Passiria ad est e dalla Val Venosta a sud, comprende il Gruppo di Tessa ed un tratto della Catena di confine (Alpi Venoste Orientali), entrambi caratterizzati dalla presenza di numerose cime con quote superiori ai 3000 m, tra cui domina l’Altissima (3480 m). È questo il territorio in cui si sviluppa, presso Merano, il maggiore dislivello con l’adiacente fondovalle dell’Adige (quasi 3000 m) ed in cui sono preservati alcuni ghiacciai di limitata estensione. Questo settore è in buona parte

racchiuso nel territorio del Parco Naturale del Gruppo di Tessa, che costituisce il più vasto parco naturale dell'Alto Adige.

La città di Merano, da cui deriva la denominazione del foglio, è posta alla confluenza della Val Passiria con la Val d'Adige e costituisce il centro abitato principale, noto come stazione climatica a livello internazionale.

Nel territorio compreso nell'area del foglio sono presenti unità appartenenti al dominio Austroalpino e Sudalpino.

Il foglio geologico è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 226/99), sotto il coordinamento scientifico del Prof. ARRIGO GREGNANIN e la supervisione dei direttori di rilevamento GIUSEPPE MARIA BARGOSSO (substrato roccioso delle Alpi Meridionali), MAURIZIO CUCATO (coperture quaternarie), STEFANO POLI (substrato roccioso Austroalpino) e ANDREA ZANCHI (tettonica).

Il rilievo geologico e gli studi complementari sono stati eseguiti nel periodo 2001-2006 da C. AMBROSI, G. BOVE, P. CORTINI, A. CROTTINI, M. CUCATO, A. GRUBER, L. MONTRESOR, C. MORELLI, A. MORETTI, G. TOFFOLON, S. ZANCHETTA. Contributi settoriali sono stati forniti da S. ZANCHETTA, G. BOVE, S. TUMIATI, A. GREGNANIN e S. POLI per la petrologia del basamento Austroalpino, da M. MAROCCHI per la petrologia del substrato roccioso delle Alpi Meridionali, da G. BOVE, S. ZANCHETTA e A. ZANCHI per la geologia strutturale. Hanno inoltre fornito contributi G. CORTIANA e F. ROTA. Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, l'ingrandimento a scala 1:10.000 delle Tavolette dell'I.G.M., nonché la Carta Tecnica Provinciale della Provincia di Bolzano alla stessa scala. All'interpretazione dei rilievi di terreno sono stati affiancati lo studio delle foto aeree, delle ortofoto e del nuovo modello digitale del terreno (DTM) della Provincia Autonoma di Bolzano ottenuto da immagini LIDAR.

Al nuovo rilevamento del foglio sono serviti di base le due edizioni precedenti del foglio Merano, alla scala 1:100.000, quella del 1924, curata da B. SANDER e W. HAMMER, e quella del 1970 diretta da B. ZANETTIN, alla quale collaborò anche il coordinatore del presente foglio - A. GREGNANIN - in qualità di rilevatore. Tra questi due contributi si colloca la carta di O. SCHMIDEGG, alla scala 1:75.000 (F° Sölden und St. Leonard, 1932) eseguita per conto della Repubblica Austriaca sotto la direzione di W. HAMMER: l'area di questo documento rientrante nei limiti del foglio è tuttavia molto piccola, ma risulta fondamentale per tracciare alcune distinzioni ed alcuni lineamenti tettonici verso sud. La parte meridionale del foglio è compresa entro il F° 10 Bolzano alla scala 1:100.000 (AA.VV., 1956).

I rilievi geologici condotti nell'area hanno ridefinito in dettaglio l'assetto regionale delle unità tettono-metamorfiche, nonché la stratigrafia della successione permo-triassica, dei corpi magmatici permiani e dei depositi quaternari.

I criteri di rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste dal Servizio Geologico d'Italia (ISPRA) e codificate nei Quaderni s.III.

In particolare, per il Quaternario sono state impiegate le "Unità stratigrafiche a

limiti inconformi” (UBSU), utilizzando nello specifico le unità proposte nei fogli vicini (AVANZINI *et alii*, 2007, DAL PIAZ *et alii*, 2007) ed avvalendosi in alcuni casi di criteri di correlazione dettati dai risultati di datazioni radiometriche con il metodo del C-14. La strutturazione della legenda è pertanto coerente con quella già utilizzata nei fogli contigui.

La cartografia del basamento Austroalpino è stata impostata individuando differenti unità tettono-metamorfiche separate tra loro da evidenti zone di taglio. Per ciascuna unità sono state distinte diverse litologie, le fasi deformative presenti e le relative paragenesi mineralogiche. Ogni unità rappresenta quindi una porzione di basamento che ha avuto una storia metamorfica e deformativa omogenea. Nella strutturazione della legenda e delle note illustrative, le unità tettono-metamorfiche sono state ordinate seguendo il loro ordine di sovrapposizione geometrico attuale.

La cartografia delle vulcaniti permiane è stata effettuata, in armonia con quanto svolto nel foglio Appiano, secondo un approccio vulcanologico-litostatigrafico, individuando i corpi in base alla litologia e alla loro facies vulcanica. La conseguente mappatura delle superfici limite dei corpi stessi secondo i metodi della stratigrafia fisica ha consentito inoltre la ricostruzione delle relative geometrie. A questo si sono affiancati lo studio della composizione, definita attraverso l’analisi ottico-petrografica e geochemica, ed il controllo dell’età del magmatismo attraverso datazioni radiometriche U/Pb su zircone.

PROGETTO
CARG

II - GEOMORFOLOGIA

(M. Cucato)

Nel territorio rappresentato dal foglio possiamo distinguere le seguenti unità orografiche: a) l'Altopiano di Meltina-Avelengo; b) i Monti Sarentini occidentali; c) la Val Passiria; d) la Val d'Adige e la Val Venosta; e) la dorsale S.Vigilio-Guardia Alta; f) la Val d'Ultimo; g) la Catena di confine con la Val di Plan e la Val di Fosse; h) il Gruppo di Tessa. (Fig. 1)

L'Altopiano di Meltina-Avelengo corrisponde ad un ampio settore delle Alpi Meridionali, che si estende ad W fin quasi a Merano ed è bordato a settentrione dal Rio di Nova e dal Rio Deserto. Altimetricamente questo territorio si sviluppa sopra i 1000 m, raggiungendo i 2000 m solo in alcune cime settentrionali (Grava, 2080 m). Geologicamente esso ha come ossatura il settore più occidentale del Gruppo Vulcanico Atesino, ampiamente affiorante ai margini dell'altopiano stesso.

Il paesaggio è caratteristico e mostra forme addolcite, arrotondate, risultato del modellamento di formazioni rocciose "tenere" appartenenti alla successione permo-werfeniana. Solo in corrispondenza delle principali incisioni torrentizie abbiamo versanti ripidi, talora intervallati da pareti rocciose. Tra i processi che hanno dato origine a tale paesaggio riveste senz'altro un ruolo primario il modellamento glaciale, ben testimoniato dall'ampia distribuzione dei relativi depositi.

A N dell'Altopiano di Meltina-Avelengo si sviluppano i Monti Sarentini occidentali che costituiscono la dorsale divisoria tra la Val Passiria ad W e la Val Sarentina-Val di Pennes ad E. La dorsale, che in pianta assume uno sviluppo circa SSW-NNE, parallelo alla Val Passiria, si eleva sopra i 2400 m, con alcune cime che si innalzano sopra i 2700, tra cui domina la Punta Cervina (2781 m). Di

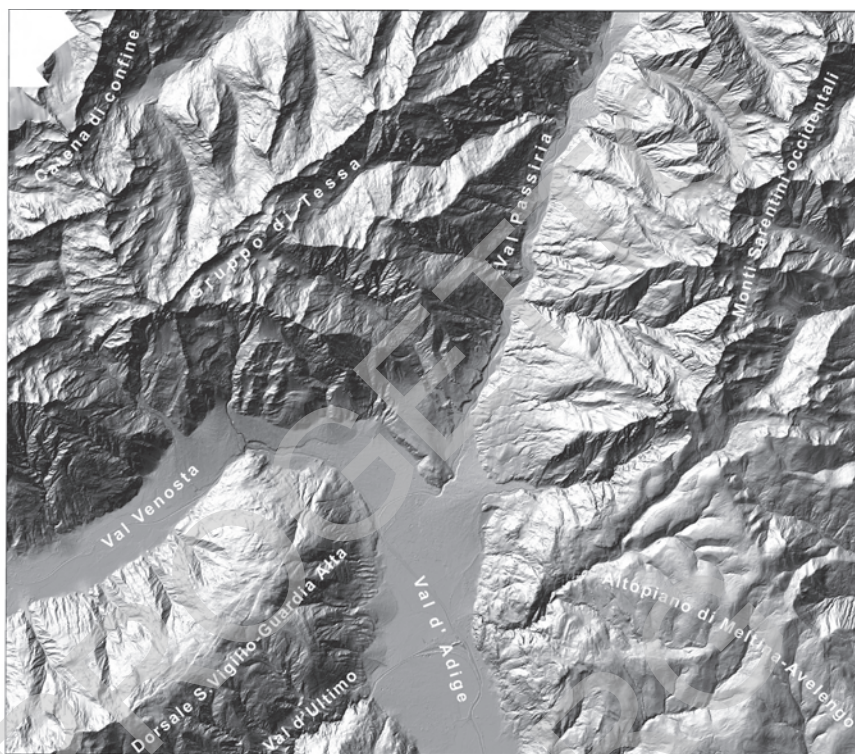


Fig. 1 - *Modello digitale del terreno del territorio del foglio Merano con ubicazione delle unità orografiche principali descritte nel testo.*

particolare interesse è l'andamento, solo in parte radiale, del reticolo idrografico definito dagli affluenti di sinistra del F. Passirio, il quale trova una logica spiegazione nel controllo strutturale definito dall'assetto geologico regionale e dalle strutture tettoniche presenti. Questi ultimi hanno condizionato lo sviluppo di valli longitudinali susseguenti (ad es. valle del Rio Rosso nel bacino del Rio Masul), talora di linea di faglia (es. valle del Rio di Nova), ma anche di valli trasversali, cioè ortogonali alla struttura geologica, in gran parte cataclinali, in quanto seguono l'immersione generale della scistosità principale delle rocce presenti (es. Valle Bruciata).

In tutta l'area dei Monti Sarentini le testate delle valli hanno svolto il ruolo di bacino d'accumulo dei numerosi ghiacciai locali, che nel corso dell'ultimo Tardoglaciale fluivano su entrambi i lati della dorsale. Tutte queste zone conservano tracce di modellamento glaciale con forme sia erosive (dossi montonati) sia di accumulo (morene stadiali). Piccoli circhi e forme circoidi si possono individuare

a SE del M. delle Fosse (2606 m), a N e a NW di Punta della Costa (2340 m), a NW della Guardia Alta (2748 m), talora occupati da piccoli laghi, quali ad es. la conca del Lago di Anteran e del Lago S. Pancrazio.

La Val Passiria è una valle di linea di faglia, impostatasi in corrispondenza della linea omonima, caratterizzata da ampi versanti, modellati nelle rocce metamorfiche del dominio Austroalpino. Le valli degli affluenti presenti sul versante destro sono valli classificabili come trasversali, ad eccezione della Valle Clava, il cui decorso – WSW-ENE – è marcatamente condizionato dalla struttura geologica regionale ed è pertanto classificabile come valle longitudinale. Degne di nota nella Val Passiria sono le morfologie caratteristiche legate alla presenza di deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) sul fianco sinistro della valle (località Prantago e S. Orsola).

Di particolare interesse, anche per la ricostruzione del quadro morfoevolutivo generale del foglio, sono le morfologie presenti sul fondovalle. Se confrontato con la Val d'Adige, il fondovalle del Passirio è relativamente stretto, largo mediamente tra i 200-350 m, con quote digradanti da 630 a 360 m. Il percorso del Passirio è condizionato dalla presenza degli apparati di conoide dei rii tributari. Sul fondovalle sono individuabili 3 ordini di terrazzi. I terrazzi di I ordine (scarpate di 1-2 m) hanno un'origine recente, localmente sono connessi all'attività antropica. A terrazzi di II ordine corrispondono alcuni conoidi sospesi (es. Saltu-



Fig. 2 - *Panoramica sulla Val d'Adige dalle Alpi della Mutta; sulla sinistra lo sbocco della Val Passiria; in primo piano Tirolo e Merano (sulla destra).*

sio), marcati da scarpate alte circa 20-30 m: dubitativamente essi possono essere inquadrati nell'Olocene antico. Maggiore interesse hanno i terrazzi di III ordine, caratterizzati da scarpate alte circa 60-85 m, modellate su ghiaie del F. Passirio e di conoidi affluenti (es. terrazzo di Caines), sulla superficie dei quali poggiano *till* dell'ultimo evento glaciale (Sintema del Garda, vd. § V.5.3.1.). Tali morfologie consentono di definire un fondovalle del Passirio elevato di circa 50-70 m sull'attuale e inquadrato cronologicamente nel Pleistocene superiore sulla base di datazioni radiometriche (vd. § V.5.2.2.).

La Val d'Adige è caratterizzata da versanti ripidi, talora articolati in pareti rocciose modellate nei litotipi del Gruppo Vulcanico Atesino (Fig. 2); provenendo da S, solo a partire da Cermes i versanti si fanno meno ripidi essendo modellati nei litotipi del dominio Austroalpino. La valle mantiene una direzione circa NNW-SSE fino a Merano, dove questa cambia progressivamente, assumendo a monte di Tel (Val Venosta) direzione WSW-ENE. Tale cambiamento non è casuale, in quanto proprio presso Merano la valle attraversa un importante lineamento a carattere regionale che è la linea Insubrica.

La Val Venosta si presenta come una valle longitudinale asimmetrica, più ripida sul versante sinistro, che è anche nettamente più articolato per lo sviluppo di DGPV, comuni sui due fianchi della valle, ma che presentano qui il maggiore grado di evoluzione come nel tratto tra Lagundo e Parcines. Entrambi i versanti sono attraversati da valloni trasversali, numerosi e paralleli tra loro sul versante destro, meno numerosi e più ripidi su quello opposto, talora con caratteri susseguenti come il Rio Grab sopra Lagundo, che sposa la depressione formatasi al margine NE della DGPV qui presente.

Il fondovalle dell'Adige mostra i caratteri peculiari di un'ampia pianura intravalliva, larga 2-3 km a S di Merano, ridotta a 1,5 km nel tratto venostano. Da Postal a Merano il fondovalle si eleva da 260 a circa 300 m su di una distanza di circa 9 km (pendenza media del 4,4%). In questo tratto il F. Adige, regolarizzato e rettificato dall'uomo alla fine del XIX secolo, si sposta su breve distanza dal fianco destro a quello sinistro della valle in quanto condizionato nel deflusso prima dai conoidi del F. Passirio e di Maia e poi dal conoide del Rio Valsura.

A monte di Merano fino a Tel la valle si restringe a circa 1 km, mentre il fondovalle si eleva da 300 a 500 m su di una distanza di 4,5 km, con pendenza media 10 volte superiore a quella del tratto a valle, e massimi del 9 % a S della chiusa di Tel. Si tratta di un vero e proprio gradino che fa da separazione tra la Val d'Adige ad E e la Val Venosta ad W.

In Val Venosta tra Tel e Rablà il corso del fiume Adige è tutto spostato sul fianco destro della valle in quanto sospinto dagli imponenti conoidi di Tel e di Parcines che occupano l'intera valle con pendenza media del 12-18 %, alimentati prevalentemente da processi di *debris-flow*. A monte di Rablà il fondovalle si sviluppa tra circa 516 e 530 m (Naturno), su di una distanza di circa 6 km,



Fig. 3 - *Panoramica sullo stretto altopiano che caratterizza la sommità della dorsale S. Vigilio-Guardia Alta presso Colle Scabro; in secondo piano sulla sinistra la traccia di un gradino di scivolamento legato alla DGPV della Guardia Alta di Naturno-M. S.Vigilio-Marlengo; sullo sfondo, al centro, il Picco di Ivigna (2581 m) e, sulla destra, una porzione dell'Altopiano di Meltina-Avelengo.*

assumendo valori di pendenza molto bassi (2,3‰): questo è senz'altro dovuto all'azione di ostacolo al deflusso del F. Adige esercitata dal conoide di Parcines, con conseguente sovralluvionamento a monte.

In Val d'Adige gli unici fenomeni di terrazzamento osservabili interessano la parte distale dei conoidi maggiori (Maia, Parcines, Tel) per fenomeni di erosione laterale non imputabili a variazioni del profilo di equilibrio del corso del fiume Adige¹.

La dorsale S.Vigilio-Guardia Alta separa la Val Venosta dalla Val d'Ultimo: tutte queste 3 unità orografiche mantengono un andamento circa WSW-ENE, parallelo alle strutture geologiche di questo settore. Il rilievo spartiacque si eleva progressivamente dai 1837 m del Dosso dei Larici ai 2027 m di Colle Scabro e raggiunge la quota più elevata con la Guardia Alta (2608 m). A ENE di Colle Scabro la sommità della dorsale presenta una morfologia molto addolcita, quasi di stretto altopiano (Fig. 3), che fa da contrasto con il rilievo acclive, dirupato, del settore M. Scagliioni-Guardia Alta. Qui infatti, nella fase di acme dell'ultimo evento glaciale, trasfluiva il ghiacciaio proveniente dalla Val Venosta, inte-

¹ Un vero e proprio terrazzamento dei depositi del fondovalle dell'Adige è osservabile solo a sud di Volano (TN).

ressando questa dorsale fin quasi al M. Scaglioni. I rilievi più elevati presenti a SW emergevano dai ghiacci e non sono stati interessati dall'erosione glaciale. Assieme al modellamento subglaciale troviamo in questa regione numerose morfostutture (scarpate, controscarpate, trincee) indicative dei fenomeni di DGPV sopra accennati.

La Val d'Ultimo è una valle longitudinale di linea di faglia, il cui sviluppo è stato condizionato dalla linea delle Giudicarie nord, almeno nelle fasi iniziali dell'approfondimento. Nel foglio compare solo il tratto terminale, del quale è ben rappresentato soprattutto il fianco sinistro. Quest'ultimo si caratterizza per la presenza di ampi valloni trasversali che articolano il versante soprattutto nel tratto inferiore ed intermedio. Nel segmento che compare nel foglio, il Rio Valsura presenta un alveo in forra, inciso entro le granodioriti del plutone di Monte Croce ed incassato di circa 50-70 m su di un fondovalle sospeso, più ampio, che conserva tracce della complessa storia dell'ultimo evento glaciale.

La Catena di confine è una diramazione delle Alpi Venoste, che costituisce lo spartiacque regionale tra il bacino dell'Adige e quello dell'Inn, e rappresenta la frontiera tra l'Italia e l'Austria. Essa decorre tutta sopra i 3000 m e comprende alcune cime che superano i 3400 m, tra le quali spicca l'Altissima (3480 m), da cui si diparte una diramazione secondaria che si collega con la Cima Bianca Grande (3278 m), la quale a sua volta fa da spartiacque tra la Val di Plan e la Val di Fosse. All'interno della Catena di confine possiamo distinguere, nel tratto a N del Gioigo di Vallelunga (3031 m), le Alpi Passirie che si estendono, fuori foglio, fino al P.so del Rombo (2478 m).

La Val di Plan è una valle longitudinale asimmetrica, con un versante sinistro più ripido, a reggipoggio, mentre quello destro, meno acclive, a franapoggio, è marcato localmente da grandi accumuli di frana. L'asimmetria è evidente anche per la presenza, unicamente sul fianco destro, di importanti valli tributarie trasversali.

La Val di Fosse, qui rappresentata unicamente nel tratto superiore (2300-2895 m), è anch'essa una valle longitudinale asimmetrica. Marcata è l'impronta glaciale per la presenza sia di ghiacciai attivi che di depositi e forme da essi lasciati in epoca recente.

Il Gruppo di Tessa è separato dalla Catena di confine dalla Val di Plan e dalla Val di Fosse. L'ossatura del Gruppo è costituita dalla Cima Bianca Grande (3279 m), da cui si dipartono due contrafforti, il primo — Cima Bianca Grande-Croda Rotta-Croda Nera — costituisce lo spartiacque tra la Val di Fosse e la Valle del Rio di Tel, il secondo — Cima Bianca Grande-Cima Fiammante-Gigot — separa quest'ultima valle dalla testata della Val di Lazins. Dal Gigot (2998 m) si diparte verso NE un ulteriore contrafforte — Gigot-Punta di Ulsen-La Clava — che costituisce parte di uno spartiacque secondario nella Val Passiria (vd. Fig. 67). L'ossatura della catena è fortemente condizionata dall'ortogneiss di Parcines e molti

tronchi di valle seguono grosso modo la direzione SW-NE delle fasce litologiche circostanti.

Ruolo importante ha avuto ed ha il modellamento glaciale, ravvisabile nel classico profilo trasversale ad U delle valli (ad es. Valmara) e nella presenza di “circhi di valle” (testata di Valcanale), circhi (ad es. a N di Punta dell’Onore, 2756 m), dossi montonati, pareti con strie glaciali. Tra le forme d’accumulo si conservano morene stadiali nel tratto intermedio ed inferiore delle valli (ad es. presso la Malga di Lazins), mentre apparati meglio conservati, testimoni di una storia glaciale più recente (Piccola Età Glaciale), sono presenti sulla testata delle valli a quote superiori ai 2500 m. Dei numerosi ghiacciai presenti all’inizio del secolo scorso, ne rimangono oggi unicamente due alla testata della Valle di Tel, a testimonianza della fase generalizzata di ritiro cui assistiamo negli ultimi decenni (vd. § V.5.4.3.1 e Fig. 67).

La morfologia periglaciale è testimoniata soprattutto dalla presenza di *rock glaciers*, molti dei quali sono tuttavia relitti di una morfogenesi più antica esplicitasi nella parte finale del tardoglaciale.

Tra le valli di maggior interesse nel Gruppo di Tessa vi sono la Valle di Tel e la Val di Sopranes, nota per la presenza nella sua testata di numerosi laghi (Laghi di Sopranes) i quali costituiscono il maggior gruppo di laghi alpini d’alta montagna (2126-2589 m) dell’Alto Adige.

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(M. Cucato, A. Gregnanin, C. Morelli, A. Zanchi)

Il nuovo foglio Merano a scala 1:50.000 interessa uno dei settori più complessi delle Alpi centro-orientali, posto a cavallo della linea Insubrica. L'area rilevata comprende, infatti, una porzione posta a SE, appartenente al dominio Sudalpino o delle Alpi Meridionali, e un'area più ampia a N-NW, costituita da una serie di unità appartenenti al Sistema Austroalpino. La linea Insubrica qui comprende la parte più settentrionale della linea delle Giudicarie nord e la linea Merano-Mules, orientate rispettivamente NNE-SSW e NE-SW.

Le Alpi Meridionali sono costituite dal basamento metamorfico e dalla porzione basale delle successioni vulcaniche e sedimentarie di età permo-mesozoica. Il basamento metamorfico comprende un complesso filladico appartenente all'unità di Bressanone, al quale sono associate importanti intercalazioni di porfiroidi, costituiti da metavulcaniti acide (Ordoviciano sup.?); complessivamente questa unità mostra un metamorfismo di età pre-permiana, mentre durante l'orogenesi alpina non si sviluppano nuove foliazioni metamorfiche. Sono inoltre presenti importanti intrusioni permiane (granodiorite di Ivigna e Monte Croce) con relativi corteo filoniano ed aureola di contatto, conservati nelle filladi incassanti.

La copertura vulcanica e sedimentaria delle Alpi Meridionali comprende il Gruppo Vulcanico Atesino del Permiano inferiore con il Conglomerato basale, le vulcaniti e i depositi vulcanoclastici; seguono in discordanza i depositi continentali dell'Arenaria di Val Gardena del Permiano superiore e i depositi marini trasgressivi della Formazione di Werfen del Triassico inferiore. La successione descritta ed i plutoni permiani sono privi di metamorfismo alpino. Forti deformazioni, prevalentemente di tipo fragile e fragile-duttile, si osservano lungo la linea Insubrica e le principali faglie.

Il Gruppo Vulcanico Atesino costituisce uno dei più imponenti esempi di attività vulcano-tettonica del Permiano, interessando un'area di almeno 4000 km² con spessori fino a 3500 metri e coprendo un intervallo temporale di circa 10-12 Ma; nell'area del foglio è esposta la porzione esterna nord-occidentale.

L'Austroalpino comprende gneiss e micascisti, con abbondanti intercalazioni di ortogneiss, anfiboliti e, subordinatamente, marmi, calcescisti e quarziti. L'età dei protoliti dei metasedimenti e delle anfiboliti è sconosciuta, mentre datazioni effettuate su zirconi dell'ortogneiss di Parcines hanno fornito età intorno ai 440 Ma, interpretate come età di cristallizzazione del protolite magmatico. Questi dati sono in accordo con numerose altre datazioni effettuate su ortogneiss appartenenti all'Austroalpino di altri settori. Nel settore NE del foglio sono inoltre presenti alcune piccole scaglie della copertura sedimentaria austroalpina di età permo-triassica, costituite da meta-conglomerati, meta-arenarie e meta-carbonati, presenti con maggiore continuità più a E dell'area del foglio. Il basamento austroalpino è marcatamente polimetamorfico, avendo registrato numerose fasi deformative duttili, connesse all'orogenesi varisca ed a quella alpina.

L'assetto strutturale dell'Austroalpino risulta molto complesso per la presenza di numerose zone di taglio e di faglie, molte delle quali di età terziaria, messe in evidenza da studi recenti e dai rilevamenti condotti per la realizzazione del foglio stesso. Nell'area rilevata sono presenti numerose unità strutturali, a loro volta suddivise in differenti unità tettono-metamorfiche (Fig. 4 e Fig. 5).

Nel settore sud-occidentale del foglio sono state distinte l'*unità d'Ultimo* e l'*unità del Tonale* appartenenti alla *falda del Tonale*, la *scaglia di Marlengo* e l'*unità di Pejo*, quest'ultima da riferire alla *falda dell'Ortles-Campo*.

L'*unità d'Ultimo* è delimitata dalla linea delle Giudicarie nord a SE e dalla linea di S. Elena a NW e contiene gneiss a staurolite e cianite, mentre l'*unità del Tonale* è posta tra la linea di S. Elena a S e la linea di Pavicolo a N, ed è costituita da gneiss a sillimanite, da quarziti e da anfiboliti.

La *scaglia di Marlengo* è compresa tra la linea di Pavicolo a SE e la linea della Forst a NW, mentre in prossimità di Merano il limite orientale della scaglia di Marlengo è costituito dalla linea della Passiria che qui si unisce alla linea delle Giudicarie nord; vi compaiono micascisti, paragneiss a bande, ortogneiss leucocratici, quarziti ed anfiboliti.

L'*unità di Pejo*, limitata a E-SE dalla linea della Forst, si caratterizza per la presenza di numerose lenti di metapegmatiti e per le molteplici intercalazioni di marmi; presenta inoltre taluni gneiss di aspetto migmatitico associati a paragneiss spesso milonitici.

Il settore occupato dall'Austroalpino a N dell'Adige è suddiviso dalla linea della Passiria nord, un'importante faglia trascorrente sinistra estesa tra San Leonardo in Passiria, Tirolo e Merano, in due porzioni con composizione ed età radiometriche del metamorfismo marcatamente differenti: le *unità di Tessa* e *Mon-*

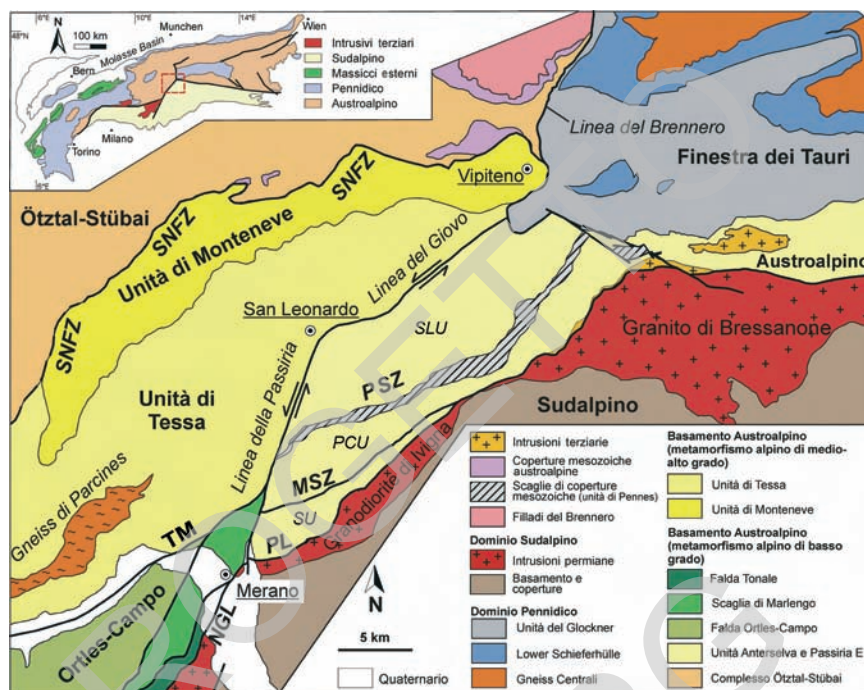


Fig. 4 - Schema tettonico regionale dell'area compresa fra la Val Venosta e la Finestra dei Tauri. SU: unità di Scena; PCU: unità di Punta Cervina; SLU: unità di San Leonardo; SNFZ: Schneeberg Normal Fault Zone (faglia normale di Monteneve; SÖLVA *et alii*, 2005); PSZ: zona di taglio di Pennes; MSZ: zona di taglio di Rio Masul; TM: miloniti del Thurnstein; PL: lineamento Periadriatico; NGL: linea delle Giudicarie nord.

teneve ad ovest e le unità di San Leonardo, Punta Cervina, Pennes e Scena ad est.

L'unità di Tessa si estende ad W del F. Passirio comprendendo gran parte del Gruppo montuoso omonimo. Il contatto meridionale è marcato da un'ampia fascia milonitica (miloniti del Thurnstein) affiorante solamente in una zona di ridotta estensione a nord-ovest di Merano. Il limite settentrionale con l'unità di Monteneve è caratterizzato da fasce milonitiche e cataclastiche ed è evidenziato dall'accostamento di litologie differenti. L'unità di Tessa ha caratteri molto peculiari, in quanto conserva relitti eclogitici che hanno fornito età radiometriche alpine di circa 80 Ma (HOINKES *et alii*, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001; HÄBLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA, 2007), e comprende un'ampia porzione (Alpine Mica Age Zone, AMA) anch'essa con età radiometriche alpine (THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987). L'unità è costituita in prevalenza da paragneiss e micascisti con intercalazioni di ortogneiss, la più importante delle quali è costituita

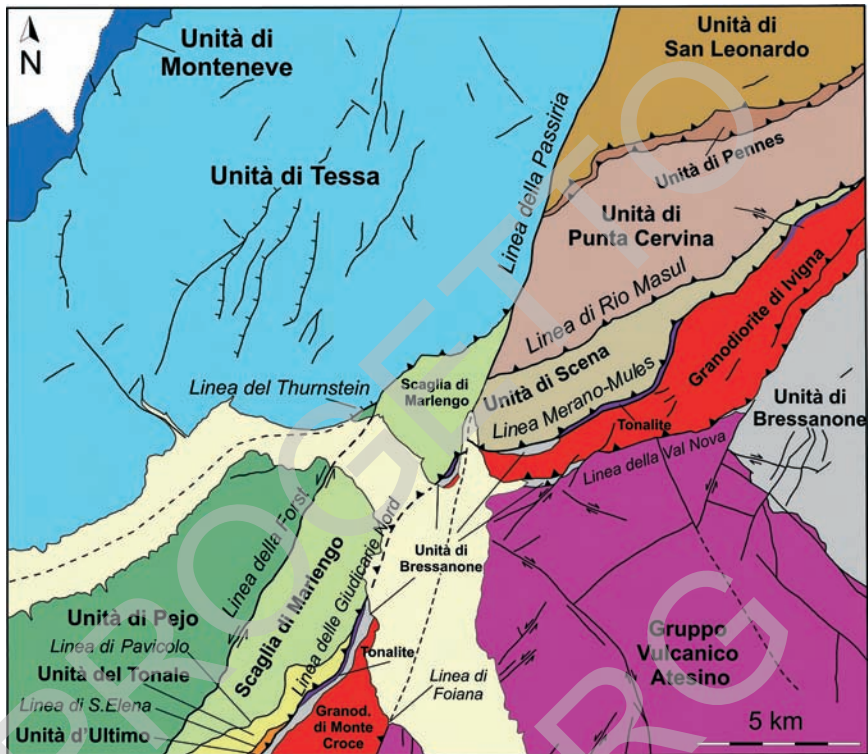


Fig. 5 - Schema strutturale del F. 13 Merano.

dall'ortogneiss granitoide di Parcines di età ordoviciana. Intercalazioni di marmi, quarziti e anfiboliti sono presenti nella parte alta dell'unità in prossimità delle Cime di Tessa, avvicinandosi al contatto con la soprastante *unità di Monteneve*.

L'*unità di Monteneve* affiora limitatamente nella porzione NW del Foglio in prossimità della dorsale dell'Altissima (3480 m) ed è qui costituita da mica-scisti a granato ed anfibolo a grana centimetrica alternati ad anfiboliti, anfiboliti a carbonati, marmi e calcescisti. Datazioni radiometriche indicano che anche in quest'unità è presente un importante metamorfismo alpino (90 Ma) (SÖLVA *et alii*, 2005).

Le quattro unità tettono-metamorfiche situate ad est della linea della Passiria presentano in prevalenza età radiometriche pre-alpine e risultano separate tra loro da importanti zone di taglio immergenti a NNW, che si interrompono bruscamente in corrispondenza della linea della Passiria.

L'*unità di Scena* è quella situata più a meridione, è compresa tra la linea Insubrica a S (tratto Merano-Mules) e la fascia milonitica di Rio Masul a N. L'*unità*

di Scena è caratterizzata dalla presenza di gneiss e micascisti a granato, parzialmente sostituito da sillimanite e biotite.

L'**unità di Punta Cervina**, situata direttamente a nord della precedente, comprende a sud la potente fascia delle miloniti di Rio Masul, spesso con impronta cataclastica, ad andamento WSW-ENE, ed è caratterizzata da paragneiss a bande ricchi in cianite a volte di dimensioni centimetriche.

L'unità è delimitata a N da un secondo importante complesso milonitico, caratterizzato da ortogneiss fortemente deformati e da scaglie tettoniche di copertura permo-mesozoica, formanti l'**unità di Pennes**. La copertura è rappresentata da meta-conglomerati, meta-arenarie quarzose e da meta-carbonati di probabile età triassica, interessati da un metamorfismo di grado molto basso.

L'**unità di San Leonardo** si estende a nord dell'**unità di Pennes**, ed è a sua volta limitata a tetto (NW) dalla linea del Giovo; comprende paragneiss a bande, micascisti e ortogneiss leucocratici.

Per quanto riguarda il Quaternario, il substrato roccioso è spesso coperto da depositi superficiali attribuibili al Pleistocene superiore - Olocene, con predominanza di quelli di origine glaciale, riferibili all'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM), alle successive fasi di ritiro e, per una discreta parte del foglio, anche a dinamiche recenti (Piccola Età Glaciale) ed attuali. In tutta l'area, ma con maggiore concentrazione sul tratto inferiore dei versanti, sono presenti depositi riferibili alla dinamica di versante ed a processi di trasporto in massa anche di tipo valanghivo. Il fondovalle dell'Adige presenta i caratteri peculiari di un'ampia pianura intravalliva a sedimentazione prevalentemente alluvionale, con forti apporti dalle valli affluenti, talora con netta prevalenza dei depositi di *debris-flow* (conoidi di origine mista) e limitati settori a sedimentazione di tipo palustre in gran parte bonificati. In Val Passiria e presso Tirolo, nel tratto inferiore dei versanti, si riconoscono depositi torrentizi e lembi di antichi conoidi, sottostanti ai depositi glaciali del LGM, riferibili ad una fase morfogenetica più antica collocabile entro il *Marine Isotope Stage* (MIS) 3. Altri depositi più antichi affiorano in forma molto limitata nel bacino del T. Talvera.

PROGETTO
CARGO

IV - STUDI PRECEDENTI

1. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO (A. Gregnanin)

1.1. - STUDI STORICI

I primi studi geologici regionali e in particolare sul Meranese vennero effettuati da STOTTER (1849, 1857), PICHLER (1859, 1868, 1873), FUCHS (1875a, b) e soprattutto da TELLER (1877, 1878a, b). Seguì nel periodo successivo fino alla prima guerra mondiale un notevole numero di contributi finalizzati al completamento e al perfezionamento dei rilievi di TELLER per conto del Servizio Geologico dell'Impero Austro-Ungarico (*Geologische Anstalt*); si segnalano in particolare i rilievi eseguiti nei primi due decenni del secolo scorso in Val Passiria da HAMMER (1922, in SANDER & HAMMER, 1926), allora direttore del Servizio citato, e da SANDER sullo *Schneeberger Gesteinszug* e sul Sudalpino (1912, 1914a, b, 1920a, b, 1921).

In questo periodo la massa intrusiva di Ivigna fu oggetto di numerose indagini tra le quali ricordiamo quelle dei celebri petrografi GRUBENMANN (1869, 1896a,b, 1897) e BECKE (1892, 1912, 1923). Risale alla soglia del secolo la pubblicazione della nota guida *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen* di BLAAS (1902). Dopo la prima guerra mondiale il Magistrato alle Acque di Venezia incaricò GIORGIO DAL PIAZ di redigere il F. Merano (e gli attigui Fogli Bressanone e Resia) della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000. Egli si rivolse a SANDER, in possesso dei necessari rilevamenti, e la carta venne

pubblicata successivamente a suo nome. Seguiranno nel 1926 le Note Illustrative a cura di HAMMER & SANDER. Quest'ultimo, nato a Bolzano ma operante in Austria, effettuò in quel periodo fondamentali studi nell'area del vecchio F. Merano, del F. Resia e sulla Finestra tettonica dei Tauri (SANDER, 1914a, b, 1920a, b, 1921, 1925a, b). Da questi studi trasse l'ispirazione per costruire quella branca scientifica chiamata Petrotettonica (*Gefügekunde der Gesteine*, 1930), considerata la base dei moderni studi di Geologia Strutturale. Agli inizi del XX secolo si fecero strada le ipotesi faldiste di eminenti geologi svizzeri e francesi quali BERTRAND (1884), SCHARDT (1884, 1907), LUGEON (1901, 1902), LUGEON & ARGAND (1905), e ARGAND (1909, 1911a,b, 1916).

Un ruolo fondamentale va attribuito a TERMIER (1903, 1905, 1922) il quale per primo mise in evidenza le correlazioni strutturali, litologiche e stratigrafiche tra i terreni delle Alpi Orientali e quelli delle Alpi Occidentali suggerendo l'appartenenza dei terreni orientali a una pila di falde (Dominio Austroalpino) strutturalmente sovrastante i terreni delle Alpi Occidentali (Dominio Pennidico), localmente visibili anche nelle finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri. Dagli studi di TERMIER in avanti l'area del meranese ha giocato un ruolo chiave nell'evoluzione delle teorie faldiste, in particolar modo per quanto riguarda la suddivisione interna del Dominio Austroalpino.

L'ipotesi di TERMIER venne successivamente verificata ed approfondita da SUESS (1909), KOBER (1923), STAUB (1924, 1937, 1964), e DAL PIAZ GB. (1931-1942). Dai loro lavori emerge la sottostrutturazione del Dominio Austroalpino in almeno due complessi: l'Austroalpino inferiore, presente principalmente nella Val Poschiavo e ai bordi delle finestre dell'Engadina e dei Tauri, e l'Austroalpino superiore *s.l.*, esteso a tutte le Alpi Orientali. STAUB (1924) suddivise ulteriormente l'Austroalpino superiore degli altri Autori in due complessi di falde da lui chiamate Austroalpino superiore *s.s.* e Austroalpino medio. Dopo STAUB, una nuova sintesi sulla geologia del Tirolo venne prodotta prima della 2^a Guerra Mondiale da von KLEBELSBERG (1935). Tra coloro che operarono tra le due guerre è d'obbligo citare SCHMIDEGG, (1932, 1933a, b; 1936), autore non solo del foglio Sölden e St. Leonhard, ma anche di altri importanti contributi geologici. A lui si deve inoltre l'individuazione di particolari pieghe ad asse verticale, scoperte da SANDER (1920a, 1929), e successivamente chiamate *Schlingen*, presenti nella porzione meridionale della falda dell'Ötztal e nella terminazione SW del complesso di Monteneve (Schneeberg), all'estremità NW del presente foglio. Si interessò altresì della falda di Steinach e dopo la 2^a Guerra Mondiale, studiò il Mesozoico del Brennero e i territori dell'Ötztal (SCHMIDEGG, 1964).

Come sopra accennato, la suddivisione dell'Austroalpino in falde di secondo ordine ha radici nelle ipotesi faldiste di STAUB, esposte per la prima volta nella celebre monografia "*Der Bau der Alpen*" pubblicata nel 1924 e ripresa in un secondo lavoro del 1964. STAUB distribuì le numerose falde che costituiscono

l'Austroalpino in tre principali complessi strutturali da lui chiamati Austroalpino inferiore, Austroalpino medio ed Austroalpino superiore, i quali sarebbero separati da superfici di sovrascorrimento sviluppate su scala regionale. Autori successivi del secondo dopoguerra hanno rivisitato questa impostazione introducendo nella suddivisione dell'Austroalpino anche distinzioni basate sulla differente evoluzione metamorfica delle varie unità.

La distinzione fra Austroalpino inferiore ed Austroalpino medio-superiore nasce da osservazioni effettuate da vari Autori (Carta Tettonica della Svizzera, SPICHER, 1980) nella zona delle Alpi italo-svizzere centrali (Val Poschiavo) e ai bordi delle finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri.

Sul versante orientale della bassa valle di Poschiavo (Sondrio e Svizzera), l'Austroalpino medio-superiore degli Autori appare sovrapposto all'Austroalpino inferiore (***Err-Bernina***) attraverso un piano di sovrascorrimento evidenziato da una scaglia di dolomia, attribuita alla copertura della Err-Bernina nella Carta tettonica della Svizzera. Ai terreni cristallini sovrastanti venne dato il nome di ***falda Campo***. Nell'alta Val Poschiavo è presente una situazione analoga, ma al cristallino che sovrasta la copertura della Err-Bernina venne dato il nome di ***falda Languard*** (da Piz Languard). STAUB lo considerò un ricoprimento sottostante la falda Campo, ma si tratta di una questione di scarso peso generale. Da questi due nomi deriva il sinonimo ***Languard-Campo*** dato ad una parte dell'Austroalpino medio-superiore. Nel territorio alto-valtellinese compare un esteso lembo di copertura sedimentaria situato in una posizione più alta rispetto alla falda Campo; si tratta di rocce carbonatiche, non metamorfiche, prevalentemente mesozoiche (fino al Cretacico). A SW del Monte Zebrù compaiono conglomerati (Conglomerato Basale *Auct.*), direttamente a contatto con soprastanti livelli evaporitici triassici. L'intera successione è scollata dal basamento (linea dello Zebrù *Auct.*); questo dato ha portato alcuni Autori a considerare la copertura come una falda a sé stante, la ***Falda Ortles*** (Ortler), sovrastante la falda Campo. Altri invece considerano il sedimentario dell'Ortles-Zebrù come la copertura del basamento ubicato a S ed a E (Campo *s.l.*), affiorante lungo l'intero versante meridionale della Val Venosta. In questo settore tale basamento orientale risulta costituito nella porzione più elevata da filladi (filladi del Cevedale). STAUB distinse il basamento sottostante alle filladi del Cevedale col nome di ***serie di Pejo*** nella zona meridionale e ***serie di Lasa*** (Laas) nella zona settentrionale, un nome proposto in precedenza da HAMMER (1912). I sinonimi ***Campo-Ortles*** e ***Ortles-Campo*** (Ortler-Campo) di una parte dell'Austroalpino medio trovano dunque origine in queste unità della carta tettonica di STAUB e della Carta tettonica della Svizzera.

Come accennato, STAUB (1924) ritenne opportuno suddividere i terreni che sovrastano l'Austroalpino inferiore in due complessi o grandi falde, l'***Austroalpino medio*** e l'***Austroalpino superiore*** (Fig. 6). Secondo STAUB i due complessi sono separati dalla ***linea di Slingia*** (Schlinig) che secondo il suo parere rappre-

sentava l'emersione meridionale della superficie di sovrascorrimento del vasto complesso dell'Austroalpino superiore sull'Austroalpino medio, in altri termini il sovrascorrimento della *falda Ötztal* sulla *falda Ortles-Campo*. Il contatto è ben evidente nella Valle di Slingia, dove paragneiss a bande della falda Ötztal, sita a N, sovrascorrono un complesso di falde meridionali (Sesvenna, S-Charl, Quattervals, Ortler, Campo). Qui la linea è sottolineata da scaglie di sedimenti permotriassici. Nella memoria citata, STAUB (1924) incluse nell'Austroalpino superiore la falda Ötztal e la serie di sovrascorrimenti della Silvretta, siti a NW della linea dell'Engadina; inoltre, assimilò a queste unità sia il *klippe* del Chavalatsch (media Venosta), sia l'unità del Tonale, sita all'estremità meridionale dell'Austroalpino, a ridosso della linea Periadriatica.

		SUPERIORE (Serie delle coperture Paleozoiche, Zona delle Grovacche)
SUPERIORE (Ötztal-Silvretta)	SUPERIORE (Ötztal-Silvretta, Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo)	MEDIO (Ötztal-Silvretta, Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo)
<i>linea di Slingia</i>		
MEDIO (Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo)		
INFERIORE (Err-Bernina)	INFERIORE (Err-Bernina)	INFERIORE (Err-Bernina)
STAUB (1924)	DAL PIAZ (1933-1937) SPICHER (1980) TRÜMPY (1980)	TOLLMANN (1987)

Fig. 6 - Schema riassuntivo delle falde Austroalpine secondo quanto riportato in letteratura.

Provenendo da ovest (Svizzera), la linea di Slingia affiora nella Val Venosta in corrispondenza della soglia della omonima valle sospesa, di fronte a Malles, per poi proseguire lungo il versante sinistro idrografico almeno fino a S. Martino di Laces. Oltre questa località, secondo STAUB (1924), la linea attraverserebbe la parte meridionale del foglio Merano, dividendolo in due domini geologici.

L'ipotesi di STAUB venne discussa da DAL PIAZ GB. (1933-1937) e da HAMMER

(1938), che sostanzialmente negarono l'importanza della linea di Slingia e la suddivisione del Dominio Austroalpino in tre grandi complessi di falde.

L'opinione di DAL PIAZ e HAMMER ebbe per lungo tempo un consenso generale, per cui, fino a tempi recenti, i due Austroalpini medio e superiore di STAUB vennero tenuti accorpati in un unico complesso, l'*Austroalpino superiore*.

In parallelo, altri Autori come TOLLMANN (1975, 1977, 1987), modificarono ulteriormente la suddivisione dell'Austroalpino, basandosi principalmente su osservazioni effettuate nella zona della catena a N ed a E dei Tauri. Alle falde definite nell'area ad ovest dei Tauri venne aggiunta un'altra falda Austroalpina collocata sopra i due complessi inferiore e superiore riconosciuti da STAUB, DAL PIAZ e HAMMER e la cui parte significativa sarebbe rappresentata dalla cosiddetta *serie di copertura paleozoica*, costituita principalmente da filladi e metapsammiti, affioranti tra il Brennero e la media valle dell'Inn. Per quanto concerne i territori sudtirolesi, a questa falda venne riferita la fillade di Steinach, sovrastante il "Trias del Brennero" *Auct.*, e il lembo del M.te Velo sovrascorso al di sopra del Triassico delle Cime Bianche, sopra Vipiteno. TOLLMANN pertanto introdusse un nuovo Austroalpino superiore che non corrispondeva a quello degli Autori precedenti.

Di fronte all'ambiguità dei termini medio e superiore, TRÜMPY (1980) preferì usare un termine neutro, *Austroalpino centrale*, per le unità comprese fra l'Austroalpino inferiore classico e le Alpi calcaree settentrionali.

Nelle rivisitazioni moderne delle idee che presero origine con TERMIER, l'apertura dell'oceano tetideo nel Permiano e la sua successiva espansione, avrebbero portato a separare i terreni precedentemente coinvolti nell'orogenesi varisca (370-310 Ma), lasciandone parte sul margine eurasiatico e parte su quello africano (microplacca adriatica, "promontorio africano" di BERTOTTI *et alii*, 1993). A partire dal Giurassico superiore, in seguito all'apertura dell'Atlantico settentrionale, Africa ed Eurasia cominciarono a convergere, attivando un processo di subduzione al di sotto del margine africano. La rapida chiusura dell'oceano tetideo occidentale portò alla collisione, che avvenne in modo diacrono, iniziando nel Cretacico in corrispondenza delle attuali Alpi Orientali e proseguendo sino al Terziario in corrispondenza delle Alpi Centrali e Occidentali. L'effetto di questa collisione fu che una parte del margine passivo della microplacca adriatica, l'attuale Dominio Austroalpino, sovrascorse verso nord su lembi di litosfera oceanica e su unità continentali originariamente situate sul bordo settentrionale dell'oceano neotetideo (Dominio Pennidico). Sulla base delle numerose determinazioni isotopiche che evidenziano età radiometriche turoniano-coniaciane (ca. 90 Ma), in accordo con FRANK (1987), si può collocare in questa età o poco prima, l'inizio della deformazione dell'Austroalpino. In particolare, la presenza di facies di HP e di UHP ritrovate nel complesso eclogitico della Koralpe-Saualpe (2-2.4 GPa, ca. 90 Ma; MILLER *et alii*, 2005a; Thöni, 2006) e nell'unità di Pohorje ($P > 2.1$ GPa a 90 Ma; JANÁK *et alii*, 2004; MILLER *et alii*, 2005b), è stata interpretata come il

risultato della chiusura dell'Oceano di Meliata (SCHMID *et alii*, 2004), o come il risultato di una subduzione intracontinentale all'interno del dominio Austroalpino stesso (JANÁK *et alii*, 2004).

Le porzioni di basamento cristallino che affiorano nell'area del foglio Merano fanno dunque parte della crosta continentale del paleo-margine africano, già interessato dall'orogenesi varisica, poi di nuovo coinvolto nella strutturazione dell'edificio alpino. Questi terreni risultano attualmente strutturati in due distinti domini tettonici: quello Sudalpino, sito a sud del lineamento Periadriatico, e quello Austroalpino, posto a nord. Le differenze fra i due domini tettonici risiedono principalmente negli effetti dell'orogenesi alpina sulle precedenti strutture varisiche. Il metamorfismo alpino ha interessato solo marginalmente il basamento e le coperture Sudalpine, mentre è presente nel dominio Austroalpino dove esistono numerose evidenze di una ristrutturazione.

1.2. - EVOLUZIONE TETTONICA E METAMORFICA

Gli anni intercorsi tra i primi anni '60 del '900 ed oggi hanno visto la pubblicazione di una notevole quantità di lavori petrografici e geologici sull'area sudtirolese compresa tra il confine italo-austriaco, la zona di Merano e la Valle Sarentina, buona parte dei quali intesi a ricostruire l'evoluzione strutturale e metamorfica dei terreni cristallini. Notevole impulso allo studio di quest'area fu dato dalla realizzazione del foglio 4 "Merano" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (AA.VV., 1971).

Sebbene fossero stati individuati alcuni importanti lineamenti tettonici, quali la linea di Monteneve, la linea di Pennes (*sinclinale di Pennes* Auct.), la zona cataclastica di Quarazze, la linea di S. Vigilio-Forst e l'importante linea di Slingia, i terreni cristallini affioranti nell'area del foglio Merano erano stati suddivisi unicamente in due unità: il complesso di Merano-Mules-Anterselva e il complesso di Monteneve (*Schneeberg Gesteinzug*). Lavori successivi (SCHMID & HAAS, 1989) hanno re-interpretato la linea di Slingia come zona di taglio superficiale nella sua porzione occidentale, dove il basamento dell'Ötztal sovrascorre sulle coperture delle dolomiti engadinesi, mentre verso E, nella Val Venosta, la linea si approfondirebbe, trasformandosi in una zona di taglio intra-crostaie spessa diverse centinaia di metri, che attraversa la bassa Val Senales come già suggerito da STAUB (1924), ma con traslazione verso W delle unità a tetto (Ötztal Auct.).

Complessivamente, dagli studi pubblicati nel periodo sopracitato, emerge un quadro litologico abbastanza unitario per tutto il basamento Austroalpino, con esclusione del complesso di Monteneve (ora, unità di Monteneve), per il quale vennero espresse idee differenti dalle precedenti. Questa unità è ben nota ai petrografi per i bellissimi e peculiari litotipi, comprendenti facies caratterizzate da megablasti di anfibolo e granato.

Nelle Note Illustrative del 1926 SANDER & HAMMER avevano segnalato l'analogia degli scisti plumbei di Monteneve con la *Schieferhülle* della Finestra dei Tauri (Tauern Fenster), ossia col 'rivestimento' filladico avvolgente gli ortogneiss granitico-tonalitici della finestra (complesso Tux-Gran Veneziano), sottostante il complesso carbonatico di Vizze e la serie a Calcescisti con Pietre Verdi. In queste rocce della *Schieferhülle* SANDER tra l'altro aveva notato una metablastesi a biotite, attribuita ad una ipotetica *Tauernkristallisation* di età alpina, successivamente datata a 35-45 Ma da SCHMIDT *et alii*, (1967). I protoliti delle filladi plumbee della finestra vennero riferiti al Carbonifero da BAGGIO & DE VECCHI (1974) sulla base della loro analogia litologica con il Carbonifero piemontese. Per curiosità, va segnalato che TERMIER (1903, 1905, 1922) considerava lo *Schneeberger Gesteinszug* un'antiforme legata al Pennidico della finestra dei Tauri. JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN (1965 e 1971) non solo ripresero l'idea del metamorfismo alpino per gli scisti di Monteneve sulla base delle datazioni della biotite di SCHMIDT *et alii* (1967), ma proposero altresì un'età 'alpina' per i protoliti sulla base di un presunto conglomerato 'basale' collocato alla base del complesso di Monteneve e affiorante presso il M.te Alta Croce.

Per quanto riguarda l'evoluzione deformativa duttile nel basamento sottostante l'unità di Monteneve, ADAMI *et alii* (1964) e GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) individuarono molteplici fasi deformative, tra le quali le prime due (D₁ e D₂) responsabili della formazione della scistosità principale. In particolare nei lavori di GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b), la storia metamorfica e la comparsa delle varie generazioni di minerali pre-, sin- e post-cinematici fu accuratamente dettagliata. Emerse l'importanza dell'ultima fase di cristallizzazione, post-cinematica (post D₂), che venne correlata con la *Laas Kristallisation* di SANDER & HAMMER (1926). Questi Autori avevano assimilato i micascisti argentei del complesso Merano-Mules-Anterselva del F° Merano con i *micascisti di Lasa* affioranti in Val Venosta nell'area dei marmi di Lasa; parallelamente avevano chiamato *marmi di Lasa* i marmi dello stesso foglio, per esempio quelli della Val Racines, e avevano chiamato col termine *Laas Kristallisation* la vistosa cristallizzazione postcinematica del meranese.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) riferirono al metamorfismo pre-alpino (Varisico) le due fasi deformative sopracitate e la *Laas Kristallisation*, attribuendo a deformazioni successive, verosimilmente alpine, le retrocessioni di alcuni minerali in clorite, sericite (spesso paragonite) e cloritoide, escludendo tuttavia la formazione di nuove foliazioni individuate da minerali di neoformazione. Minerali indice abbastanza diffusi, associati a tutte le fasi blastiche M₁ e M₂ e culminate nella *Laas Kristallisation* post-M₂, sarebbero granato, staurolite e cianite, con rarissima sillimanite. Quest'ultimo minerale venne invece rinvenuto in abbondanza in una fascia collocata tra il Rio Masul e Scena, sul versante sinistro della bassa Val Passiria (LORENZONI & ZANETTIN-LORENZONI, 1965 e 1966) (vd. § 2.5.).

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) prospettarono inoltre una pseudostratigrafia regionale dei protoliti del basamento meranese, con i paragneiss a bande alla base e i micascisti argentei alla sommità. I marmi non comparirebbero mai nei paragneiss e sarebbero invece associati ai micascisti. Questa litostratigrafia venne ampliata successivamente da GREGNANIN (1980) con l'aggiunta delle filladi alla sommità (\pm con marmi), proponendo, tra l'altro, di applicare tale litostratigrafia all'intero Austroalpino e Sudalpino.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) confrontarono le paragenesi della Passiria con quelle presenti nella falda Ötztal e mostrarono che in quest'ultima compariva, in coda alla fase a cianite di alta pressione, una fase prealpina legata ad una decompressione, in genere di alto grado, evidenziata dalla generale destabilizzazione dell'almandino nelle metapeliti, dalla sua sostituzione da parte di biotite \pm sillimanite e da una meno diffusa comparsa di andalusite. Secondo gli Autori la gran parte della sillimanite austroalpina sarebbe da riferire a questa fase.

Nel territorio sudtirolese gli aspetti strutturali furono affrontati per la prima volta con tecniche moderne da VAN GOOL *et alii* (1987) nell'area compresa tra il Passo di Resia e Monteneve, in terreni appartenenti alla falda Ötztal e alle unità di Tessa e Monteneve. Vi riconobbero e cartografarono tre deformazioni, le ormai ben note D₁, D₂ e D₃, descrivendone lo stile, le interferenze ed i caratteri metamorfici associati. Questi elementi vennero ritrovati e confermati da altri Autori nell'alta Val di Sopranes (SPALLA, 1989, 1990 e 1993) e nella Val Passiria medio-superiore (GREGNANIN *et alii*, 1995).

Tra le opinioni espresse dagli Autori olandesi, alcune sono di rilevante importanza per l'interpretazione della storia deformativa e del metamorfismo del basamento Austroalpino del F° Merano: (i) il metamorfismo e la scistosità principale sarebbero associati alle fasi D₁ e D₂; (ii) la fase D₃ non avrebbe alcuna influenza sul *fabric* mesoscopico e microscopico delle rocce e sarebbe prealpina; (iii) non vi sarebbe alcuna struttura deformativa correlata col metamorfismo eo-alpino, anche nella "Staurolite Zone" o AMA di THÖNI & HOINKES (1983), sottolineando la mancanza di interferenze tra deformazioni vecchie e nuove lungo i bordi di tale zona; (iv) il complesso di Monteneve avrebbe subito le stesse deformazioni del basamento vicino (in accordo con HELBIG & SCHMIDT, 1978; MAURACHER, 1981; SCHREURS, 1985).

Emerge pertanto una concordanza di vedute con gli Autori precedenti italiani circa la genesi della scistosità principale e la formazione delle paragenesi principali.

Esaminando gli effetti di queste deformazioni alla meso e megascale, VAN GOOL *et alii* (1987) attribuirono alla D₂ le pieghe sviluppate a scala chilometrica nei livelli di marmi della Cima Bianca Grande e della Cima Fiammante e alla D₃ la formazione delle grandi strutture presenti alla terminazione SW del complesso di Monteneve, compresi i classici *Schlingen*, o "pieghe a laccio", pe-

culiari dell'Ötztal meridionale (SANDER, 1912 e 1929). Si tratta di pieghe isoclinali con assi verticali o subverticali. SCHMIDEGG (1936) ipotizzò delle condizioni di formazione in crosta profonda per questo tipo di pieghe. A queste strutture PURTSCHELLER (1969), GREGNANIN & PICCIRILLO (1972), SCHMIDT (1965) e THÖNI (1981), oltre ai citati olandesi, avevano attribuito una età varisica, mentre SANDER (1929), KOBER (1955), TOLLMANN (1963) e SCHMIDEGG (1964) optarono per una età alpina.

Successivamente GREGNANIN & VALLE (1995) e GREGNANIN *et alii* (1995) effettuarono uno studio metamorfico strutturale su un ampio settore compreso tra La Clava e Monteneve (unità di Tessa e unità di Monteneve). I risultati sono formalmente aderenti a quelli di VAN GOOL *et alii* (1987) e dei predecessori, nel senso che la formazione della foliazione principale è stata associata alle fasi deformative D₁ e D₂, aggregando la caratteristica cristallizzazione postcinematica in coda alla D₂. Parallelamente, hanno attribuito un ruolo scistogeno e metamorfico secondario alla successiva fase D₃, associandola ad una retrocessione in facies Scisti Verdi. A differenza degli Autori olandesi, tuttavia, sostennero con evidenze di campagna l'età alpina della D₃. Ribadirono che a dispetto del ruolo secondario a scala mesoscopica, la D₃ aveva avuto una funzione decisiva nella ristrutturazione geometrica a scala regionale. Una valutazione approssimata effettuata da GREGNANIN *et alii* (1995) ha portato a riferire alla fase D₃ almeno il 60% delle grandi strutture presenti nell'alto bacino del F. Passirio, a monte di S. Leonardo in Passiria, attribuendo ad essa non solo la formazione dei sopracitati *Schlingen*, ma anche la tipica struttura S-vergente con piani assiali immergenti verso NW e assi suborizzontali con trend circa NE-SW. Le restanti pieghe mesoscopiche sarebbero da riferire alla fase deformativa D₂, fermo restando che la fase D₃ avrebbe molto spesso parallelizzato alle proprie direttrici le pieghe della fase D₂.

1.3. - ETÀ DEL METAMORFISMO NEL DOMINIO AUSTRALPINO

L'età del metamorfismo nel basamento cristallino del Dominio Austroalpino nell'area del foglio Merano è stata da sempre oggetto di accesi dibattiti, soprattutto per ciò che riguarda l'esistenza o meno di una consistente sovrainpronta alpina sulle strutture e associazioni mineralogiche varisiche. La distinzione fra metamorfismo varisico ed alpino è resa problematica dalla scarsità di coperture sedimentarie o metasedimentarie permo-mesozoiche che, in altre zone della catena, hanno invece permesso di distinguere il metamorfismo e le deformazioni pre-alpine da quelle alpine.

Le coperture sedimentarie del dominio Austroalpino hanno un'estensione limitata e sono costituite dalla falda dell'Ortles, sita diverse decine di chilometri ad W dell'area compresa nel foglio Merano, dalle successioni sedimentarie e meta-

sedimentarie della sinclinale di Pennes-Mules (*Penser-Mauls*) *Auct.*, dai lembi di calcari e dolomie delle Cime Bianche di Telves (*Telfer Weissen*) e dal Triassico del Brennero.

Nell'area del F° Merano la sinclinale di Pennes *Auct.* rappresenta di fatto l'unico lembo di copertura preservata. Dal punto di vista strutturale devono essere considerate anche le evidenze relative alle coperture dell'area della miniera di Monteneve, dove affiorano unità presenti anche nel foglio Merano.

La copertura sedimentaria mesozoica della sinclinale di Pennes *Auct.* è costituita da carbonati fossiliferi poggianti su quarziti e sul Conglomerato Basale *Auct.* in parte foliato; il sottostante basamento è rappresentato da ortogneiss intensamente cataclastici, ai quali TELLER diede il nome di *Wakengneiss*, a loro volta poggianti su micascisti a cianite decimetrica. La conclusione geologica sull'età della foliazione del basamento e sugli effetti della D₃ è pertanto chiara.

Nell'area compresa fra San Martino di Passiria e Monteneve, secondo GREGNANIN *et alii* (1995), il basamento è interessato dalle stesse deformazioni D₁, D₂ e D₃ delle aree adiacenti. Oltrepassando il limite settentrionale del foglio Merano, secondo questi Autori, la situazione strutturale non cambia fino alla miniera di Monteneve e al passo dell'Erpice (*Egeten*), dove compare la copertura permotriassica. Come suggerito da GREGNANIN & VALLE (1995), le strutture D₁ e D₂ sono tagliate dal conglomerato basale, mentre la D₃ coinvolge anche la copertura formando una sinclinale col fianco settentrionale eliso (linea di Monteneve). Il Permo-triassico presenta una foliazione legata alla D₃ con biotite verde e granato nei metaconglomerati. GREGNANIN & VALLE (1995) sostengono che alcuni filoni basici attraversano indisturbati le pieghe D₁ e D₂, e a loro volta risultano interrotti dalla superficie descritta dal conglomerato basale. I filoni presentano una debole foliazione sottolineata da biotite ed una modesta ristrutturazione della tessitura magmatica originale. La loro paragenesi a granato segnala un riassetto a 550°C e 1 Gpa. I filoni hanno prodotto effetti di contatto nei paragneiss del basamento con formazione di *garben* ora costituiti da biotite (forse originaria andalusite). Questi filoni rientrano tra quelli descritti da PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1981), il cui metamorfismo è stato datato a circa 90 Ma da THÖNI (1980). L'età della D₃ è pertanto ben circoscritta.

Secondo GREGNANIN & VALLE (1995) a S della miniera la deformazione D₃ ripiegherebbe le grandi pieghe D₂ dei marmi dell'unità di Monteneve e dell'unità di Tessa. Nelle metapeliti essa formerebbe un clivaggio distinto solo quando i suoi piani assiali intersecano le foliazioni precedenti con angoli superiori a 25°, mentre rimobilizzerebbe le vecchie foliazioni per angoli di incidenza minori. Tale situazione renderebbe conto del talora apparente basso grado della foliazione S₂; in realtà si tratterebbe di una sua rimobilizzazione.

Sulla base delle relazioni descritte gli Autori sopracitati, in accordo con GREGNANIN (1980), hanno attribuito al pre-alpino le foliazioni D₁ e D₂ del basa-

mento (scistosità principale), nonché le connesse associazioni mineralogiche di facies anfibolitica. In contrapposizione all'energico ruolo metamorfico di queste fasi, hanno attribuito alla fase alpina D₃ un importante ruolo meccanico, espresso dalla formazione della maggior parte delle pieghe megascopiche, tra cui i sovraccitati *schlingen*, e dal riallineamento a grande scala, in direzione SW-NE, di tutte le strutture più vecchie. Tuttavia se a scala megascopica la D₃ ha prodotto un'energica ristrutturazione del basamento, a scala mesoscopica e microscopica avrebbe prodotto soltanto una parte delle pieghe ed eventualmente un clivaggio di tipo disgiuntivo, senza lo sviluppo di una foliazione blastica di piano assiale. In sostanza, GREGNANIN & VALLE (1995) hanno escluso un ruolo primario della fase D₃ nella ristrutturazione blastica del basamento, ad eccezione delle fasce di *shear*. Le età radiometriche sono state interpretate come semplici riaperture diffusive dei sistemi isotopici, non correlate a vere ricristallizzazioni o neoblastesi.

A partire dagli anni '80 del '900 sono state effettuate numerose datazioni radiometriche su minerali della Passiria, dapprima sulla biotite di gneiss e micascisti (Rb-Sr, THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987), successivamente sulla fengite delle eclogiti di Saltusio (Rb-Sr, HOINKES *et alii*, 1991), sugli anfiboli di Monteneve (Ar-Ar, KONZETT & HOINKES, 1996), sui granati delle eclogiti di Saltusio (Sm-Nd, HABLER *et alii*, 2006), sulle miche di zone di taglio, sui granati di Monteneve (Rb-Sr, Sm-Nd, SÖLVA *et alii*, 2005) e sugli zirconi delle eclogiti (ZANCHETTA, 2007). Queste età sono invariabilmente attestate su valori dispersi fra 75 e 130 Ma, per quanto riguarda i dati Rb-Sr sulla roccia totale e sulle miche, mentre risultati più precisi (85 ± 4 Ma) sono stati ottenuti per le eclogiti con l'applicazione del metodo Sm/Nd sul granato (HABLER *et alii*, 2006). Sulla base di queste 'evidenze' radiometriche, per primi THÖNI (1993), THÖNI & HOINKES (1983), PURTSCHELLER *et alii* (1987a e b) formularono una diversa interpretazione dell'età delle strutture presenti nel basamento dell'unità di Tessa e della età del metamorfismo correlato. Secondo questi Autori tutte le strutture e paragenesi, presenti in quelle porzioni del basamento in cui emergono le età sopracitate (e.g.: unità di Tessa e di Monteneve), avrebbero un'età alpina, compresi i relitti eclogitici.

Infine, è opportuno menzionare che a partire dai tardi anni '60 del '900 è stata avanzata anche l'ipotesi di un doppio metamorfismo pre-alpino, il primo caledoniano e il secondo varisico. Questa opinione venne espressa in alcuni lavori da SASSI *et alii* (1978), da BORSI *et alii* (1980) e da DEL MORO *et alii* (1982). L'evidenza principale sulla quale era fondata tale ipotesi si basava sull'esistenza di una possibile discordanza 'caledoniana' entro le filladi del Veneto orientale (Comelico), con relativo conglomerato basale, e sulla diffusione del magmatismo granitico costituente i protoliti di quasi tutti gli ortogneiss presenti nell'Austroalpino, datato invariabilmente intorno a 440 Ma (compreso l'ortogneiss di Parcines).

2. - DOMINIO TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI

(G. M. Bargossi, C. Morelli, A. Moretti)

Gli affioramenti di basamento cristallino sudalpino delle Alpi Orientali possono venire ripartiti in tre principali settori (SASSI *et alii*, 2004): (i) una fascia posta a nord che si estende in direzione circa E-W dalla Valle Sarentina attraverso Bressanone e la Val Pusteria fino al Comelico; (ii) una fascia intermedia, orientata approssimativamente SW-NE, dalla Valsugana attraverso Cima d'Asta fino ad Agordo; (iii) un'area meridionale, l'area Recoaro-Schio. Il basamento cristallino sudalpino è costituito da una potente sequenza di rocce filladiche con ben definite intercalazioni di metavulcaniti acide (porfiroidi *Auct.*).

All'interno di esso SASSI & ZIRPOLI (1989) individuano una successione pre-metamorfica costituita da un complesso pelitico inferiore, un complesso vulcano-sedimentario intermedio ed un complesso pelitico superiore. Il complesso pelitico inferiore è formato principalmente da filladi quarzifere con ripetute intercalazioni di bande ricche in mica e bande ricche in quarzo + albite. Il complesso vulcano-sedimentario intermedio consiste in una sequenza pelitico-psammitica in cui sono presenti intercalazioni caratteristiche: (a) metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide (i cosiddetti "porfiroidi": BELLIENI & SASSI, 1981; MELI, 1998; MELI & KLÖTZLI, 2001); (b) un orizzonte discontinuo di metavulcaniti e metavulcanoclastiti basiche, costituite da scisti epidotico-cloritici ± actinolitici e metabasiti ad albite-epidoto; (c) mineralizzazioni tipo "kieslager" a Fe, Cu, Zn e Pb, associate principalmente alle metavulcaniti basiche (FRIZZO, 1983); (d) filladi ricche di ilmenite; (e) un orizzonte discontinuo di filladi a carbonato che passano a scisti a carbonato; (f) un sottile orizzonte discontinuo di quarziti bianche; (g) filladi nere (carboniose) e quarziti. Il complesso pelitico superiore è simile al complesso pelitico inferiore; vengono distinti solo per la relativa posizione rispetto al complesso vulcano-sedimentario intermedio.

POLI & ZANFERRARI in diversi lavori (1991, 1992, 1994) distinguono invece le due successioni filladiche anche su base mineralogica utilizzando differenti e significative mineralizzazioni polimetalliche. Gli stessi Autori hanno correlato alla scala delle Alpi Meridionali Orientali diversi litotipi o associazioni di litotipi (tra cui quelli già citati) assegnando loro dei nomi formazionali informali, all'interno di una suddivisione assai simile a quella proposta da SASSI & ZIRPOLI (1989).

Riguardo all'età di sedimentazione, un'associazione ad acritarchi rinvenuta a Col di Foglia (presso Agordo), suggerisce un'età da tardo cambriana a tremadociana per le filladi del complesso inferiore (SASSI *et alii*, 1984; KALVACHEVA *et alii*, 1986). Recenti studi sui graptoliti di queste rocce hanno spostato al Cambriano inferiore l'età di sedimentazione dei protoliti (VECOLI *et alii*, 2008); essa rappresenta la più antica datazione biostratigrafia nelle Alpi ed in tutta l'Italia.

L'attività magmatica prevalentemente acida rappresentata dai livelli metario-

litici (“porfiroidi”) è stata datata radiometricamente su zirconi (U/Pb: circa 480 Ma; MELI & KLÖTZLI, 2001). Il basamento cristallino delle Alpi Meridionali ha subito un metamorfismo varisico in due distinti episodi che coprono l’intero intervallo di temperatura della facies degli scisti verdi ed hanno avuto luogo in condizioni di relativa bassa pressione. Anche per i “porfiroidi” della Valle Sarentina le età radiometriche ottenute da MELI (1994 e 1995) indicano un evento metamorfico varisico in due stadi: il più antico a 345 ± 9 Ma (isocrona Rb/Sr su roccia totale); il secondo a 325-330 Ma (età $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Queste datazioni non fanno che ribadire i risultati già ottenuti da CAVAZZINI *et alii* (1991) e HAMMER-SCHMIDT & STÖCKHERT (1987) in altre aree del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali (zona di Bressanone e Brunico). Dal punto di vista dello studio petrologico e microstrutturale, va inoltre citato l’importante lavoro di RING & RICHTER (1994), che prende in considerazione tutte le aree di affioramento del basamento metamorfico sudalpino sopra citate; nella zona di Bressanone il picco termico del metamorfismo varisico stimato da questi Autori è di circa 500°C con pressioni intorno ai 0.4-0.5 GPa.

Indagini sulla natura geologica e sulla stratigrafia delle vulcaniti permiane del Trentino-Alto Adige sono state compiute da TRENER (1904) nei Lagorai e da KLEBELSBERG (1923) nelle valli d’Isarco e Sarentina. Una ricognizione completa del complesso effusivo, corredata da dati mineralogico petrografici e chimici, si deve ad ANDREATTA (1949) che per primo riconobbe l’eterogeneità delle successioni vulcaniche e si rese conto che non si potevano “stabilire delle serie rigide, con tipi di rocce generici, da applicare ovunque”. ANDREATTA inoltre classificò questi prodotti vulcanici come tufi a fiamme, tufi a bombe e tufi fini, porfiriti e porfidi. Successivamente prese piede la tendenza a voler creare un unico modello fondamentale di sequenza, sia nel Trentino (D’AMICO & GHEZZO, 1963; D’AMICO *et alii*, 1969; D’AMICO, 1979), sia in Alto-Adige (MITTEMPERGER, 1958, 1962; BRONDI *et alii*, 1970; BRONDI & MITTEMPERGER, 1974). Questi studi stratigrafici e petrografici, oltre a chiarire la natura vulcanologica dei “porfidi quarziferi”, riconosciuti come ignimbriti, individuarono nell’area settentrionale atesina una successione tipo, consistente in un gruppo inferiore a composizione latian-desitico-dacitica con prevalenti lave e tufi, un gruppo intermedio con prevalenti ignimbriti rioldacitiche e sottili livelli epiclastici, ed un gruppo superiore costituito da ignimbriti e lave riolitiche, separato dal precedente da una potente successione alluvionale. Questo quadro venne sostanzialmente confermato da BRONDI *et alii* (1976), BRANDER & MOSTLER (1982), MOSTLER (1986) e da BARGOSSO *et alii* (1996). BARGOSSO & D’AMICO (1988) hanno studiato la successione del Monte Luco e ne hanno riconosciuto il carattere peculiare rispetto alla rimanente piattaforma porfirica. Negli anni ’80 e ’90 del ‘900 parte della successione vulcanica è stata oggetto di studi geologici e petrografici che ne hanno meglio definito la stratigrafia (D’AMICO, 1979, 1986; BARGOSSO *et alii*, 1983, 1993, 1998, 1999a,

1999b; DI BATTISTINI *et alii*, 1988, 1990; BARTH *et alii*, 1993; SELLI *et alii*, 1996). I recenti studi stratigrafici nell'ambito del progetto CARG hanno ridefinito e precisato la successione del settore nord-occidentale, fissandone il *range* temporale sulla base di datazioni radiometriche (285-274 Ma). Essi hanno inoltre messo in evidenza la stretta connessione fra emissione dei prodotti vulcanici e progressiva calderizzazione della piattaforma porfirica, ora chiamata Gruppo Vulcanico Atesino (AVANZINI *et alii*, 2007; BARGOSSO *et alii*, 2007; MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008).

Per quanto concerne le masse plutoniche del Permiano inferiore affioranti lungo il margine settentrionale del Sudalpino delle Alpi Orientali, il massiccio granodioritico di Ivigna venne descritto da GRUBENMANN (1896 e 1897), PETRASECK (1904), COMIN-CHIARAMONTI & STOLFA (1981a, b); studi limitati ad aspetti particolari si trovano in MORGANTE (1940), DIETZEL (1960), COMIN-CHIARAMONTI (1968) e MORGANTE (1971). Una caratterizzazione petrologica e geochemica della massa plutonica principale e degli inclusi femici microgranulari si ha infine in ACQUAFREDDA *et alii* (1997) ed in ROTTURA *et alii* (1998a e b).

Il massiccio granodioritico di Monte Croce è stato studiato da diversi punti di vista: geochemico da PERUFFO (1936), petrografico da ANDREATTA (1937) e geologico da DAL PIAZ Gb. (1942). Una più aggiornata caratterizzazione petrologica e geochemica della massa plutonica principale si trova in BARGOSSO *et alii* (1981) e degli inclusi femici microgranulari in ROTTURA *et alii* (1997).

Riguardo alle lamelle tonalitiche presenti come scaglie tettoniche lungo la linea delle Giudicarie nord, i primi studi a carattere geologico e petrografico risalgono a DAL PIAZ G. (1926), DAL PIAZ Gb. (1942), ANDREATTA (1934, 1942). Successivi approfondimenti a carattere geologico, petrografico-geochemico e radiometrico chiariscono inequivocabilmente la loro appartenenza al magmatismo tarsoalpino (MORTEN, 1974; EXNER, 1976; BARGOSSO *et alii*, 1978; BARGOSSO *et alii*, 1981; DEL MORO *et alii*, 1985; MARTIN *et alii*, 1993). Analoghi studi sono stati condotti sulle lamelle tonalitiche affioranti lungo la linea della Pusteria e della Gail (SASSI & ZANFERRARI, 1973; VISONÀ, 1976).

3. - QUATERNARIO

(M. Cucato)

I primi importanti studi sui depositi quaternari della conca di Merano e della Val Passiria risalgono alla fine del XIX e agli inizi del XX secolo ad opera di FUCHS (1874, 1875a, 1885) e di BLAAS (1892, 1902). L'attenzione di questi autori è rivolta soprattutto allo studio dei depositi presenti presso Castel Tirolo, oltre che alla storia glaciale di tutta l'area con particolare attenzione agli stadi tardiglaciali. Nel 1909 viene pubblicato il lavoro fondamentale di PENCK &

BRÜCKNER sulla storia glaciale nelle Alpi. Alcuni paragrafi prendono in esame i depositi più antichi presenti in queste località, in particolare a Castel Tirolo. L'interpretazione che fornisce PENCK a tale riguardo è sostanzialmente corretta: alla base di questa successione vi sono dei depositi stratificati appartenenti ad un vecchio conoide interglaciale, sormontati da circa una ventina di metri di ghiaie dell'Adige e quindi da "morena di fondo". Gli Autori precedenti consideravano erroneamente il deposito inferiore come un deposito glaciale; BLAAS (1892) lo riteneva addirittura una morena mediana interposta ai ghiacciai dell'Adige e del Passirio successivamente rimaneggiata. All'interpretazione di PENCK aderiscono KLEBELSBERG (1935) e prima ancora SANDER & HAMMER (1926), che forniscono inoltre un primo abbozzo della storia tardoglaciale della Val Passiria. CASTIGLIONI pubblica nel 1928 un ampio e dettagliato quadro dello stato dei ghiacciai del Gruppo delle Venoste Orientali, fornendo anche informazioni sui depositi correlabili con la Piccola Età Glaciale. Argomento quest'ultimo che riprende pochi anni dopo (CASTIGLIONI, 1930) assieme ad una ricostruzione dei vari stadi glaciali nel corso del Tardoglaciale nella regione delle Alpi Venoste e Breonie. L'evoluzione glaciale nella regione è ripresa in esame, molti anni dopo, da HANTKE (1983), che entra in un grande dettaglio nella ricostruzione delle varie fasi glaciali in Passiria ed in Val Venosta, ma che arriva ad assunti non condivisibili come la presenza di un lago glaciale di sbarramento, formatosi nella bassa Val Passiria durante le prime fasi di ritiro, sostenuto dal ghiacciaio dell'Adige ancora presente nella valle principale.

Importanti contributi sull'origine e sull'evoluzione dei principali conoidi presenti sul fondovalle dell'Adige provengono da KLEBELSBERG (1947), che si occupò dello studio dei conoidi della conca di Merano e da FISCHER che ha dedicato vari studi ai conoidi della Val Venosta (FISCHER, 1965, 1966, 1990), focalizzando l'attenzione sia sui processi genetici, sia sulla dinamica evolutiva e la morfologia dei depositi. Un contributo recente alla storia del conoide di Tablà a sud di Naturno è fornito da STAFFLER & NICOLUSSI (2002) in cui vengono presentate anche alcune datazioni C-14, mentre un ampio studio sulla storia della regolazione dell'Adige a valle di Merano è fornito da WERTH (2003).

Le piramidi di terra presenti nella conca di Merano ed in bassa Val Venosta sono state oggetto di studio da parte di KLEBELSBERG (1927) e di PERNA (1963), in quanto forme di particolare interesse.

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - PREMESSA METODOLOGICA ED UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE

La strutturazione della legenda relativa alle unità che costituiscono il substrato è stata impostata nelle fasi propedeutiche e successivamente perfezionata in corso d'opera, tenendo conto di quanto già effettuato nei fogli limitrofi.

Il rilevamento delle rocce sedimentarie e vulcaniche della successione permo-mesozoica, è stato effettuato integralmente con il criterio litostratigrafico; conseguentemente esse sono state raggruppate in gruppi, formazioni, membri e litofacies.

Nel caso delle unità superficiali quaternarie, il criterio adottato è stato quello previsto per le “*unità a limiti inconformi*” con suddivisione in supersintemi, sintemi e subsintemi.

Per quanto riguarda il basamento cristallino del dominio Austroalpino e delle Alpi Meridionali (Sudalpino), la definizione delle unità ha seguito altri criteri, poiché la profonda trasposizione connessa con la deformazione duttile ha modificato la successione primaria dei terreni, mentre gli effetti blastici hanno cancellato del tutto gli eventuali fossili, nonché la maggior parte delle tessiture primarie. Ciò che si può distinguere oggettivamente sono la natura dei litotipi, con l'eventuale individuazione del protolito più probabile, le fasi deformative duttili e fragili, l'eventuale avvicendamento delle fasi blastiche connesse a ciascuna fase deformativa ed infine l'assetto strutturale megascopico, con particolare riferimento alla successione di falde di ricoprimento ed ai rapporti di intersezione tra le diverse unità.

Come criterio distintivo primario è stato scelto quello tettono-metamorfico, distinguendo unità separate da importanti faglie e zone di taglio duttili e fragili, tenendo anche conto degli aspetti metamorfici e strutturali propri di ciascuna unità, che possono evidenziare percorsi crostali differenti tra loro. Si è quindi cercato di definire delle porzioni di basamento che mostrassero al loro interno un'evoluzione strutturale e metamorfica omogenea e caratteristica (*unità tettono-metamorfiche*).

All'interno di queste unità è stata applicata una rigorosa e dettagliata distinzione litologica, la sola applicabile in modo oggettivo. Per far questo, i dati strutturali e petrografici originali, raccolti nel corso del presente progetto, sono stati integrati con quelli già disponibili in letteratura.

I lineamenti tettonici (sovrascorrimenti e faglie) sono stati localizzati attraverso l'individuazione e lo studio delle fasce cataclastiche e/o milonitiche. Le strutture plicative alle varie scale e le relazioni di intersezione tra le diverse fasi deformative sono state riconosciute con osservazioni di campagna, accompagnate da sistematiche misurazioni della giacitura di foliazioni, piani assiali e assi delle pieghe. Successivamente, i dati raccolti sono stati verificati e completati con analisi microstrutturali e petrografiche, necessarie per correlare le varie fasi blastiche alle diverse fasi deformative e per caratterizzare le fasi metamorfiche in termini di condizioni di pressione e temperatura. I vari eventi deformativi di tipo duttile riconosciuti sono stati numerati in ordine progressivo, dal più antico al più giovane (D_1, D_2, D_3, D_4 , ecc.), così come le foliazioni (S_1, S_2, S_3, S_4 , ecc.) e le strutture formatesi durante ciascun evento (RAMSAY & HUBER 1987). Si sottolinea che la cronologia relativa tra i vari eventi è stata ricostruita in modo indipendente per ciascuna unità tettono-metamorfica. Questo implica, a titolo di esempio, che l'evento D_1 riconosciuto nell'unità di Punta Cervina, di probabile età varisica, non corrisponda con la fase D_1 riconosciuta, ad esempio, nell'unità di Tessa, connessa, invece, all'evoluzione alpina. Eventuali correlazioni tra le differenti fasi riconosciute nelle unità cartografate sono poi discusse nel capitolo successivo relativo all'evoluzione strutturale e metamorfica.

Le ricerche geologiche recenti e i rilievi connessi con la stesura del nuovo F. Merano hanno messo in luce la presenza di unità tettoniche di rango inferiore rispetto ai grandi complessi di falde della letteratura, come la "Falda Ötztal" o la "Falda Ortles-Campo". Al contempo, la varietà litologica e le complessità strutturali espresse nel settore a NW di Merano e nella zona del Monte San Vigilio hanno suggerito di introdurre una scaglia tettonica, denominata scaglia di Marlengo.

Le unità tettono-metamorfiche distinte nell'Austroalpino sono quindi le seguenti, da sud a nord: *unità d'Ultimo, unità del Tonale, scaglia di Marlengo, unità di Pejo, unità di Scena, unità di Punta Cervina, unità di Pennes, unità di San Leonardo, unità di Tessa e unità di Monteneve.*

2. - SISTEMA AUSTRALPINO

(*G. Bove, S. Zanchetta, A. Gregnanin, S. Poli, A. Zanchi con contributi di C. Ambrosi, P. Cortini, A. Crottini, V. Mair, G. Toffolon*)

BASAMENTO METAMORFICO

FALDA DEL TONALE

La falda del Tonale (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998) affiora in una piccola fascia nel settore meridionale del foglio e prosegue verso SW nel limitrofo F° 026 Appiano. Da un punto di vista strutturale è compresa tra la linea delle Giudicarie nord a SE e la zona di taglio presente lungo il contatto con la scaglia di Marleno. All'interno della falda del Tonale, in sintonia con il F° 026 Appiano (cui si rimanda per una trattazione più ampia), si distinguono due unità: (i) un complesso costituito in buona parte da paragneiss a sillimanite con intercalazioni di anfiboliti e marmi denominato unità del Tonale; (ii) un complesso costituito da paragneiss e migmatiti a cianite con intercalazioni di metagranitoidi e rare eclogiti anfibolitizzate, riferibile all'unità d'Ultimo.

2.1. - FALDA DEL TONALE: UNITÀ DEL TONALE

L'unità del Tonale affiora da Cermes fino a Pavicolo verso la bassa Val d'Ultimo, sempre a quote comprese tra il fondovalle e 1600 m circa. Strutturalmente l'unità del Tonale è compresa tra una fascia milonitica (linea di S. Elena) a SE che la separa dall'unità d'Ultimo e l'insieme delle zone di taglio, fragili-duttili, che interessano il contatto con i sovrastanti micascisti (*OUM*) della scaglia di Marleno. Nel settore settentrionale, poiché la linea di S. Elena confluisce nella linea delle Giudicarie nord, l'unità del Tonale viene a contatto anche con il basamento delle Alpi Meridionali lungo il lineamento Periadriatico.

L'associazione litologica dominante è data da paragneiss a sillimanite (**TTP**) con minori intercalazioni di anfiboliti (**TTA**), anfiboliti a granato (**TTA_a**) e quarziti. In prossimità della linea Insubrica sono state anche osservate intrusioni di pegmatiti (descritte nel paragrafo 2.11.3) che tagliano la foliazione principale S_2 . L'assetto strutturale di questa unità è complesso, data la diffusa presenza di zone di taglio cataclastiche legate a eventi deformativi recenti. Gli affioramenti presenti nel F° 013 Merano rappresentano la terminazione settentrionale della falda stessa.

2.1.1. - *Paragneiss a sillimanite* (TTP)

Rappresentano il litotipo nettamente più abbondante dell'unità del Tonale. Affiorano con continuità dal versante sopra Cermes fino alla bassa Val d'Ultimo. Possiedono grana generalmente media e tessitura scistosa piana, localmente milonitica. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, K-feldspato, \pm clorite, \pm granato, \pm sillimanite. Sono caratterizzati da continue variazioni composizionali tra facies prevalenti quarzoso-gneissiche e subordinate facies micaee. Talvolta si osservano delle bande leucocratiche di spessore da centimetrico a decimetrico, costituite quasi esclusivamente da quarzo e feldspati, a contatto netto con gli gneiss circostanti, caratterizzate da una scistosità planare spesso a carattere milonitico (maso Ecker e strada per Pavicolo). La foliazione prevalente S_2 è definita dall'orientazione planare di biotite (II) e in subordine mica chiara (II). Nelle frequenti zone di taglio, di regime fragile-duttile, è spesso riconoscibile una retrocessione in facies scisti verdi, con scomparsa di granato (I), diffusa cloritizzazione della matrice, e aumento della quantità relativa di plagioclasio. Sono presenti occasionali intercalazioni di quarziti di colore grigio chiaro, con grana minuta e tessitura scistosa piana, composte in prevalenza da quarzo e subordinata mica chiara; biotite, clorite, rutilo e plagioclasio sono fasi accessorie.

Le analisi alla microsonda sui paragneiss hanno consentito di individuare cristalli preservati di K-feldspato, parzialmente sostituiti da albite (Pavicolo). La biotite è generalmente molto abbondante, soprattutto quando sono presenti le bande leucocratiche di feldspati e, localmente, costituisce dei microaggregati di aspetto restitico. Spesso risulta sostituita da clorite magnesiaca. La mica chiara compare specialmente nelle facies biotitiche. Il granato è stato osservato raramente e in cristalli inferiori al centimetro. La sillimanite è stata osservata nelle facies ricche di fillosilicati presenti in prossimità del limite tra il F° 013 Merano e il F° 026 Appiano (Rio della Chiesa a San Pancrazio).

2.1.2. - *Anfiboliti* (TTA)

All'interno dei paragneiss a sillimanite (TTP), specie nella zona di Pavicolo e del Maso Ecker, compaiono *boudins* con spessori variabili dal metro ad alcuni metri di anfiboliti a tessitura scistosa, localmente milonitica. La grana è generalmente media, talvolta fine, soprattutto al contatto con gli gneiss a sillimanite a tessitura milonitica. Sono costituite da anfibolo, plagioclasio, epidoto e, in misura minore, da biotite, clorite e rutilo. Le superfici della scistosità principale sono definite dall'isorientazione degli anfiboli, senza formazione di un *layering* mineralogico differenziato.

2.1.2.1. - Anfiboliti a granato (**TTA_a**)

Al nucleo di alcuni dei principali *boudins* di anfiboliti sono presenti porzioni relitte di anfiboliti a granato, costituite principalmente da anfibolo, plagioclasio, granato. Il granato è inferiore al centimetro e spesso risulta orlato da corone di plagioclasio (Pavicolo).

2.2. - FALDA DEL TONALE: UNITÀ D'ULTIMO

L'unità d'Ultimo affiora in un limitatissimo settore compreso tra quota 800 m e 950 m circa situato in prossimità del F° 026 Appiano, lungo la Val d'Ultimo tra il Rio Grandine e il Rio della Chiusa. Strutturalmente l'unità d'Ultimo è compresa tra la linea delle Giudicarie nord a SE e la Linea di S. Elena a NW, che la separa dall'unità del Tonale. Per una descrizione più ampia si rimanda al F° 026 Appiano, per quanto concerne il F° 013 Merano l'associazione litologica è data da paragneiss a due miche (**TUN**) e ortogneiss (**TUO**).

2.2.1. - *Paragneiss a due miche* (**TUN**)

Questi litotipi affiorano in limitati orizzonti al bordo inferiore e superiore dell'unità. Si tratta di paragneiss a grana media e tessitura foliata, costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite, mica chiara, ± granato, ± staurolite, ± cianite.

2.2.2. - *Ortogneiss* (**TUO**)

In prossimità del limite S del F° 013 Merano in Val d'Ultimo, a E del Maso Martschein (Rio Holzner), affiora un livello dello spessore di un centinaio di metri di ortogneiss granitoidi intercalato ai paragneiss (*TUN*). Presentano grana medio-fine e tessitura quasi sempre milonitica, talvolta cataclastica. Sono costituiti da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite, ± mica chiara, ± clorite. Gli occasionali porfiroclasti di K-feldspato hanno dimensioni fino a qualche centimetro e spesso risultano fortemente ruotati e trasposti. Dove la trasposizione milonitica delle strutture è maggiore, i porfiroclasti di K-feldspato sono assenti e gli ortogneiss tendono a perdere le loro peculiari caratteristiche, assomigliando mesoscopicamente ai paragneiss (*TUN*).

2.3. - SCAGLIA DI MARLENGO

La scaglia di Marleno affiora in una fascia allungata di forma sigmoidale orientata NNE-SSW, compresa tra Rifiano (N di Merano) ed il limite sud del foglio (S di Pavicolo), con una larghezza massima di 5 km. La scaglia è limitata a NW dalle zone di taglio con caratteri prevalentemente fragili che costituiscono la faglia della Forst, a SE dalla linea di Pavicolo nel tratto della Val D'Ultimo, dalla Linea delle Giudicarie nord (nel tratto tra Cermes e Merano) e dalla linea della Passiria nel tratto a N di Merano.

Nella zona meridionale essa risulta incuneata tra la falda dell'Ortles-Campo a tetto e la falda Tonale a letto, mentre nel settore settentrionale è compresa tra l'unità di Tessa a tetto e il basamento Sudalpino a letto, inoltre essa viene a contatto con le unità di Scena e Punta Cervina lungo la linea della Passiria.

L'introduzione di questa unità, oltre che per ragioni strutturali, si basa su considerazioni litologiche: all'interno di essa infatti, a differenza della falda Ortles-Campo, vi è una sostanziale assenza di corpi pegmatitici poco deformati (*OGA*) e non vi sono intercalazioni di marmi. Inoltre l'orientazione a scala regionale della foliazione *S₂* risulta essere differente nei due settori, come è possibile vedere nello schema strutturale (Fig. 76).

Litologicamente la scaglia di Marleno è costituita principalmente da gneiss quarzosi (**OUP**), gneiss a bande (**OUP_a**), micascisti a granato, staurolite e cianite (**OUM**), con subordinate intercalazioni di ortogneiss leucocratici (**OUO**), quarziti (**OUQ**) e anfiboliti (**OUA**). Un importante livello di ortogneiss granitoidi (**OOR**) è presente con continuità nel settore superiore di questa unità. A differenza del F° 026 Appiano, l'orizzonte di ortogneiss (*OOR*), che risulta delimitato da importanti zone di taglio, è stato incluso nella scaglia di Marleno, la quale pertanto proseguirebbe a S oltre il F° 013 Merano.

2.3.1. - Gneiss quarzosi (**OUP**)

Affiorano tra Foresta e il Dosso dei Larici (Giogo di San Vigilio), nel settore di basamento compreso tra la faglia della Forst e gli ortogneiss (*OOR*). Si rinvengono inoltre lungo la passeggiata Tappeiner a NW di Merano e in bassa Val Passiria a N di Caines. Possiedono una grana media e tessitura scistosa. Sono costituiti da quarzo, feldspati, biotite, mica chiara, con quantità variabile di granato. Nella zona del Monte S. Vigilio sono particolarmente ricchi in quarzo, talora contengono bande più quarzose passanti a livelli di vere e proprie quarziti e presentano anch'essi, seppure limitatamente, vene quarzoso-feldspatiche simili a pieghe 'ptigmatiche' o 'migmatitiche'. In particolare, la zona situata a N del Dosso dei Larici e della Pozza Nera è caratterizzata da frequenti passaggi tra quarziti

e gneiss quarzosi. Presso la passeggiata Tappeiner, invece, sono meno quarzosi e localmente contengono bande di gneiss ad anfibolo e biotite e di gneiss quarzoso-feldspatici a biotite, privi di mica chiara.

2.3.1.1. - Gneiss a bande (**OUP_a**)

Affiorano tra Marlengo e la Val d'Ultimo, a letto del livello di ortogneiss (*OOR*). Si tratta di litotipi scistosi, a grana medio-fine, costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara e quantità variabili di clorite e granato. La struttura a bande è definita dall'alternanza di livelli a differente distribuzione degli stessi minerali. In particolare si osservano bande gneissiche che gradualmente passano a bande più micacee, abbastanza diffuse, e talora a micascisti. La foliazione principale S_2 è individuata dalla biotite, talvolta con mica chiara, e dal *layering* composizionale. La biotite è particolarmente abbondante in alcuni affioramenti (a W di Pavicolo), dove i paragneiss a bande passano a veri e propri paragneiss micascistosi biotitici. La clorite è abbastanza abbondante e spesso sostituisce parzialmente la biotite, anche quando si riorienta lungo i piani assiali di terza fase. Occasionalmente si riconoscono porfiroclasti intrafoliali di granato con dimensioni fino a 2-3 cm.

All'interno degli gneiss a bande compaiono frequenti intercalazioni metriche-plurimetriche di anfiboliti (*OUA*).

2.3.2. - Micascisti a granato, staurolite e cianite (**OUM**)

Affiorano a contatto con gli gneiss a bande (*OUP_a*), da Marlengo fino alla Val d'Ultimo, in una fascia che diminuisce progressivamente di spessore fino quasi a scomparire sia verso N che in prossimità del limite tra il F° 013 Merano e il F° 026 Appiano. Si tratta di micascisti di colore grigio-argenteo, a grana media e tessitura scistosa. Sono costituiti da miche chiare, quarzo, plagioclasio, biotite, con quantità variabili e subordinate di granato, staurolite, cianite e tormalina. La foliazione prevalente S_2 è evidenziata dai fillosilicati; talvolta è presente una generazione di granato (II) di dimensioni millimetriche che, unitamente alla staurolite, si sviluppa sin-postcinematicamente rispetto alla foliazione S_2 . Molto frequente è la blastesi tardiva di plagioclasio, abbastanza comune in tutta la zona, in particolare presso la Malga di Monteleone, a SW di Marlengo, a W del Castello di Monteleone ed a W del Maso Ecker, dove i micascisti passano a gneiss a mica chiara. Nella foliazione compaiono inoltre nuclei quarzosi sradicati di pieghe. Granato (I), plagioclasio (I), staurolite e cianite sono preservati solo localmente (Malga Monteleone) e sono spesso parzialmente sostituiti ai bordi da aggregati sericitici.

LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969) citano la crescita di cloritoide sul granato, ma questo dato non è stato confermato nell'ambito delle presenti ricerche.

2.3.3. - *Quarziti (OUQ)*

Affiorano in rari livelli e lenti di dimensioni metriche. Possiedono grana medio-fine e colore grigio chiaro. La tessitura è scistosa piana, definita dall'isorientazione dei fillosilicati e dall'appiattimento dei granuli quarzosi. Sono costituite da quarzo, biotite, mica chiara, \pm clorite.

2.3.4. - *Ortogneiss (OOR)*

Affiorano maggiormente nel settore compreso tra Marleno, il Monte San Vigilio e la Val d'Ultimo, soprattutto in un livello di spessore di alcune centinaia di metri. Questo stesso livello è stato inquadrato nel F° 026 Appiano all'interno della falda dell'Ortles-Campo (unità di Pejo) (cfr. 2.3). Altri livelli minori si trovano lungo la passeggiata Tappeiner (Merano) e a N di Caines e Rifiano in Val Passiria. Possiedono grana media, talora grossolana e spesso sono occhadini. Contengono quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite, mica chiara e quantità variabili di clorite. La foliazione principale S_2 è definita dall'isorientazione di biotite, mica chiara e occasionalmente clorite mimetica. La biotite è abbondante e spesso con dimensioni plurimillimetriche, mentre la mica chiara e la clorite hanno sempre dimensioni minori. I porfiroclasti di K-feldspato sono abbondanti solo in alcune zone, dove possono raggiungere dimensioni fino a 3-4 cm. In prossimità del Gogo di S. Vigilio, lungo i limiti inferiore e superiore del livello principale, gli ortogneiss passano lateralmente a livelli poco potenti di ortogneiss a mica chiara prevalente e rara biotite.

2.3.5. - *Ortogneiss leucocratici (OUO)*

Affiorano nelle vicinanze del fondovalle a Marleno, in misura minore nel settore di basamento tra la città di Merano e Quarazze (passeggiata Tappeiner) e in bassa Val Passiria tra Caines e Rifiano. Hanno grana medio-fine e tessitura da scistosa a milonitico-cataclastica. Sono costituiti da K-feldspato, plagioclasio, quarzo, mica chiara, \pm clorite. La tessitura di questi ortogneiss è condizionata dalla presenza di zone di taglio che ne alterano le caratteristiche principali. Talvolta si riconoscono porfiroclasti di K-feldspato. Altre volte questo feldspato presenta grana fine e colorazione bianco-verdastra. Localmente questi ortogneiss passano a ortogneiss aplitici.

2.3.6. - *Anfiboliti (OUA)*

Intercalazioni di anfiboliti potenti da uno ad alcuni metri compaiono all'interno degli gneiss quarzosi (*OUP*) e soprattutto degli gneiss a bande (*OUP_a*), in prossimità del limite con gli ortogneiss (*OOR*), sia vicino al paese di Marleno sia tra Pavicolo e il limite meridionale del foglio in Val d'Ultimo. Hanno grana medio-fine e sono prive di *layering* mineralogico-composizionale. Sono costituite da anfibolo, plagioclasio, biotite, raro granato di dimensioni millimetriche e, subordinatamente, da clorite, rutilo e titanite. La tessitura è piano-scistosa, individuata dall'orientazione degli anfiboli su piani. L'alternanza tra anfiboliti e litofacies gneissiche è dovuta anche alle pieghe della fase deformativa D_3 , che provocano ripetizioni dei livelli.

2.4. - FALDA DELL'ORTLES-CAMPO: UNITÀ DI PEJO

La falda dell'Ortles-Campo è costituita da diverse unità che affiorano nell'adiacente foglio 025 "Rabbi" (AA.VV. 2009). Nell'area del foglio Merano è presente solo l'unità di Pejo. Essa affiora lungo il versante idrografico destro della bassa Val Venosta, nel settore compreso tra i paesi di Naturno e Foresta, dal fondovalle fino alla cresta che dal monte Guardia Alta di Naturno prosegue verso NE fino al Giogo di San Vigilio. Verso SE viene a contatto tettonico con la scaglia di Marleno lungo il complesso di fasce cataclastico-milonitiche che costituiscono la faglia della Forst, mentre verso nord è separata dall'unità di Tessa dalle miloniti del Thurnstein (VIOLA *et alii*, 2001), affioranti nell'area di Quarazze. Questa importante fascia milonitica con cinematica normale sembrerebbe proseguire anche a ovest verso Naturno sotto le alluvioni dell'Adige.

L'unità tettono-metamorfica di Pejo è caratterizzata da un metamorfismo di medio grado di probabile età varisica, seguito da una sovraimpronta in facies di scisti verdi di età alpina. Le associazioni litologiche caratteristiche di questa unità sono principalmente due. A quote minori di 1600 m, in Val Venosta, l'associazione litologica dominante è costituita da gneiss a due miche (**OOP**), a tessitura scistosa spesso milonitica, caratterizzati dalla comparsa di lenti e orizzonti di aspetto migmatitico, con frequenti intercalazioni di pegmatiti foliate di età permiana (*OGA* - descritte al paragrafo 2.11.3) e ortogneiss (**OOG**) e con meno frequenti livelli di anfiboliti (**OAF**) e marmi (**OMA**). La seconda associazione litologica caratteristica compare lungo lo spartiacque tra le valli Venosta e Ultimo ed è costituita da micascisti a granato e staurolite (**OMI**), insieme a minori intercalazioni di anfiboliti (**OAF**), marmi (**OMA**) e rare quarziti (**OQU**). All'interno dei micascisti (**OMI**), nelle vicinanze dei masi Buco del Topo e Malga Vecchia, affiorano inoltre metadioriti e metagabbri (*OGD*) permiani (descritti nel paragrafo 2.11.2).

2.4.1. - *Gneiss a due miche* (OOP)

Affiorano lungo il versante idrografico destro della Val Venosta, dal fondovalle fino indicativamente a quota 1600 m. Sono litotipi a grana medio-fine, abbastanza simili agli gneiss a bande (*OUP_a*), e sono costituiti da quarzo, feldspati, biotite, mica chiara, \pm clorite, \pm granato. Si distinguono dalla maggior parte degli gneiss austroalpini per la presenza locale di litofacies che richiamano tessiture di aspetto migmatitico (Fig. 7). Poiché l'attribuzione di questi terreni ad un campo migmatitico vero e proprio, con le conseguenti implicazioni ambientali, rappresenterebbe una novità che esige studi più approfonditi, si è ritenuto opportuno segnalare solo la locale somiglianza tessiturale.

Gli affioramenti presentano generalmente evidenze di forti gradienti dello *strain* complessivo, probabilmente correlati con la fase deformativa principale. Essi sono responsabili della comparsa di alternanze di gneiss a tessitura scistosa normale con gneiss a tessitura milonitica. Nelle fasce più milonitiche, le bande feldspatiche risultano più deformate e talvolta budinate (come lungo la strada per Rio Lagundo o presso la frazione di San Giuseppe a Foresta), mentre dove la deformazione milonitica è meno pervasiva, mostrano pieghe da aperte a chiuse.



Fig. 7 - *Gneiss a due miche* (OOP) con caratteristici livelli a composizione quarzoso-feldspatica, unità di Pejo, Naturno.

In taluni casi (a S di Plaus) è stato osservato un graduale passaggio tra livelli feldspatici a grana fine e livelli centimetrici di pegmatiti (*OGA*). Dove i livelli feldspatici di aspetto metatattico non sono presenti, si osservano alcune variazioni composizionali con passaggi transizionali a gneiss quarzosi, gneiss micacei e minori micascisti biotitici.

La biotite è sempre presente, generalmente più abbondante rispetto alla mica chiara, e definisce la foliazione principale S_2 . Il quarzo è abbastanza abbondante, a volte in livelli distinti, a volte distribuito omogeneamente nella roccia. Localmente, in prossimità dei contatti con le pegmatiti (*OGA*) e con gli ortogneiss granitoidi leucocratici (*OOG*), la mica chiara è più diffusa e compare in cristalli fino a 5 mm di larghezza (a SE di Tel). Il plagioclasio non è mai abbondante, fatta eccezione per i livelli a composizione quasi esclusivamente quarzoso-feldspatica. Il granato è stato osservato molto raramente, in particolare a W della frazione di S. Giuseppe vicino a Foresta, dove raggiunge dimensioni intorno al centimetro nei *lithons* maggiormente preservati, quali le zone di cerniera delle pieghe di fase D3 e vicino ai contatti con i livelli minori di anfiboliti grossolane a granato.

In un settore abbastanza circoscritto, compreso tra Rio Lagundo e il Dosso dei Larici, all'interno degli gneiss a due miche, sono presenti degli gneiss molto ricchi in andalusite, cresciuta staticamente in cristalli talora perfettamente euedrali sia lungo i piani di foliazione che trasversalmente ad essi. Lo sviluppo di andalusite è accompagnato da crescita statica di biotite in cristalli di dimensioni di qualche millimetro. Questa blastesi era stata osservata anche da SPIESS *et alii* (2001).

2.4.2. - *Micascisti a granato e staurolite (OMI)*

In prossimità del limite SW del foglio, nel settore che si estende dalla Guardia Alta di Naturno fino a Colle Scabro, a quote superiori a 1600 m circa e vicino al Giogo di San Vigilio, affiorano facies ricche di mica, granato e staurolite. Si tratta prevalentemente di micascisti e di subordinati paragneiss che passano gradualmente ai sottostanti gneiss a due miche (*OOP*). Alla mesoscala, si distinguono per l'abbondanza di nastri di quarzo, spessi da 1 a 10 centimetri, e di granato con dimensioni fino a 3 centimetri. Hanno grana media, talvolta grossolana e tessitura prevalentemente scistosa. Sono formati da abbondante quarzo, biotite, granato, con minori quantità di mica chiara, plagioclasio, staurolite e clorite. Il quarzo forma spesso anche il 50-60% del totale, per cui localmente i litotipi passano anche a micascisti quarzosi. Il plagioclasio è molto variabile in quantità, tanto da essere in taluni affioramenti quasi assente, in altri ben riconoscibile anche sul campione a mano.

Le miche definiscono la foliazione principale S_2 ; la biotite è la mica più comune e risulta più abbondante negli affioramenti più ricchi in granato e staurolite; la mica chiara è invece mediamente meno abbondante della biotite. Dove il cli-

vaggio S₃ è più diffuso, la biotite appare sostituita da clorite e la roccia assume un colore verdastro. Questo si osserva in particolare sulla cresta della Guardia Alta di Naturno, dove aumenta la quantità di clorite in misura tale da conferire a questi litotipi un aspetto filladico. Il granato è ben riconoscibile in campagna per le dimensioni centimetriche e talvolta pluricentriche; è precinemato rispetto alla foliazione principale S₂ e viene spesso contornato da ombre di pressione di clorite e mica chiara. Una successiva generazione di granato cresce invece con biotite durante la fase deformativa D₂. Meno frequentemente si osserva staurolite centimetrica, anch'essa spesso sincinemica rispetto alla foliazione principale S₂.

A NE di Colle Scabro, poco a N della località Sorgente dell'Orso, affiorano dei micascisti a granato e staurolite con abbondante sillimanite. Sono caratterizzati dalla crescita di sillimanite su granato (I) e biotite (I) in aggregati fibrolitici privi di orientazione preferenziale.

2.4.3. - *Quarziti (OQU)*

Affiorano in rari livelli e lenti di dimensioni da 1 fino a 10 metri al massimo. Possiedono grana medio-fine e colore grigio chiaro. La tessitura è scistosa piana. Sono costituite da quarzo, biotite, mica chiara, ± clorite.

2.4.4. - *Ortogneiss (OOG)*

Affiorano in livelli di potenza variabile dal metro al decametro a S di Naturno, tra quota 1000 m e 1450 m circa. Si tratta di ortogneiss granitoidi prevalentemente leucocratici per l'abbondanza di K-feldspato e/o di mica chiara, con scarsa presenza di biotite e clorite. La tessitura scistosa, subordinatamente milonitica, presenta grana media. Oltre a K-feldspato e mica chiara, sono presenti plagioclasio, quarzo e in subordine biotite e clorite. La foliazione principale S₂ è determinata dall'orientazione preferenziale dei fillosilicati. La quantità di feldspati rispetto alle altre fasi mineralogiche è abbastanza variabile. Alcuni livelli di ortogneiss a S di Naturno sono molto chiari, hanno grana medio-fine e sono ricchi in feldspati; altri livelli sono più quarzosi e micacei (maso Basso, a S di Tel). Al loro interno si osservano anche intercalazioni metriche di ortogneiss pegmatitici.

2.4.5. - *Anfiboliti (OAF)*

Boudins di anfiboliti di potenza mediamente pari a 1 metro affiorano sia all'interno degli gneiss a due miche (*OOP*), sia all'interno di micascisti e paragneiss



Fig. 8 - Anfiboliti con piccole pieghe di fase D_3 . Unità di Pejo, Rio di Lagundo.

(*OMI*), presso Fontanacroce a S di Naturno in prossimità del Giogo Alto-Monte Scaglioni, sulla Guardia Alta di Naturno, e a W della frazione di Rio di Lagundo. Hanno grana spesso minuta e tessitura piano-scistosa. I minerali principali sono rappresentati da anfibolo, plagioclasio, quarzo e granato; i minerali accessori sono epidoto, biotite, clorite, mica chiara, titanite e apatite. La scistosità prevalente S_2 è definita dall'orientazione preferenziale dell'anfibolo e di livelli millimetrici a composizione prevalentemente feldspatica. E' inoltre presente un intenso ripiegamento di fase D_3 (Fig. 8), con ricristallizzazione di epidoto, quarzo e, localmente, anfibolo, ma senza generazione di superfici S_3 .

2.4.6. - Marmi (*OMA*)

Marmi bianchi e giallastri affiorano principalmente all'interno degli gneiss a due miche (*OOP*) e in misura minore all'interno dei micascisti a granato e stauro-lite (*OMI*). I principali affioramenti, di spessore da 1 a 30 metri, si trovano presso le cave attive a W di Foresta, lungo il limite occidentale della faglia della Forst, a S di Rio Lagundo e vicino a Plazzola a S di Naturno. Sono costituiti da calcite, mica chiara, epidoto, anfibolo, clorite e opachi; possiedono tessitura piano-scistosa e grana variabile da media a fine. I livelli delle cave di Foresta risultano ripiegati e budinati dalle fasi deformative D_2 e D_3 . I marmi sono abbastanza diffusi anche a

W del Dosso dei Larici, dove assumono tessitura cataclastica quando si trovano vicino alla faglia della Forst o a zone di taglio minori.

I marmi inclusi nei micascisti a granato e staurolite (*OMI*) affiorano presso la cima del monte Guardia Alta di Naturno in alcuni *boudins* di colore giallastro e spessore metrico-plurimetrico al massimo; nello stesso settore sono presenti rare intercalazioni metriche di calcescisti. I limiti con i paraderivati sono sempre transizionali e gradualmente. Si tratta di litotipi carbonatico-micacei a tessitura scistosa e grana media, costituiti da quarzo, calcite, mica chiara, epidoto, quarzo, apatite, anfibolo e flogopite.

2.5. - UNITÀ DI SCENA

Ad oriente della Val Passiria sono presenti quattro unità tettono-metamorfiche denominate da nord a sud: unità di S. Leonardo, unità di Pennes, unità di Punta Cervina ed unità di Scena. Quest'ultima affiora nel settore SE del foglio, sul versante sinistro idrografico della bassa Val Passiria, lungo una fascia orientata WSW-ENE compresa tra Merano, la Valle di Rio Masul e le testate delle valli situate a E della cresta tra la Punta Cervina e la Cima di Pegno. Strutturalmente l'unità di Scena è delimitata a N dalla zona di taglio milonitica-cataclastica di Rio Masul, a SE dalla linea Merano-Mules ed a W dalla linea della Passiria.

L'aspetto metamorfico dominante, che distingue l'unità di Scena da tutte le altre della Passiria, è rappresentato dall'abbondanza di sillimanite, presente sia nelle facies paragneissiche (**OVP**) e sia nei micascisti (**OVM**), con caratteri strutturali (pseudomorfosi su granato) che testimoniano una decompressione già descritta in letteratura (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974; GREGNANIN 1980).

Alle facies sopracitate si associano subordinate lenti di anfiboliti (**OVA**). In prossimità della linea Merano-Mules sono presenti inoltre *boudins* di marmi (**OVB**) e di quarziti (**OVQ**), di spessore generalmente compreso tra 1 e 10 metri. Filoni di pegmatiti (*OGA* - descritte nel paragrafo 2.11.3) affiorano presso le vecchie miniere di Rio Masul vicino al contatto con la sovrastante unità di Punta Cervina.

2.5.1. - *Paragneiss a sillimanite (OVP)*

Costituiscono il litotipo più abbondante dell'unità. Affiorano nella bassa Val Passiria, sia nella Valle di Rio Masul, che nel settore di basamento situato a E di Scena. Hanno generalmente grana medio-fine e tessitura scistosa. Presentano talvolta una struttura a bande data dall'alternanza di livelli a composizione differente. Al loro interno si riconoscono litofacies più micacee con livelli metrici di

micascisti. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, con quantità variabili di granato e clorite; localmente compaiono staurolite e sillimanite. Minerali accessori sono rutilo e opachi. La foliazione principale S_2 è marcata da fillosilicati, biotite in particolare, localmente da granato (II) e staurolite. Le abbondanti zone a deformazione fragile-duttile presenti in questo settore provocano spesso la retrocessione delle paragenesi di facies anfibolitica. Nella Valle di Rio Masul, in prossimità del contatto tettonico con l'unità di Punta Cervina, rappresentato dalla zona di taglio di Rio Masul, i paragneiss denotano una maggiore impronta metamorfica in facies scisti verdi, con aumento del contenuto relativo di clorite e mica chiara e pervasiva crenulazione di fase D3.

Nel settore di basamento compreso tra Scena e il Giogo delle Laste, vicino alla linea Insubrica, è abbastanza diffusa la sillimanite, che cresce staticamente in aggregati fibrolitici su granato (I) e biotite (I). Presso il Giogo delle Laste la sillimanite si dispone anche parallelamente alla biotite lungo i piani della foliazione S_2 . I porfiroclasti di granato (I), di dimensioni plurimillimetriche, sono distribuiti in modo disomogeneo, risultando talora più abbondanti nei livelli a fillosilicati o in vicinanza di essi. Nella zona compresa tra i masi Pichler e Zmailer a E di Scena, è inoltre presente una diffusa blastesi a plagioclasio che però non è sempre presente nei litotipi a grana più fine. Il plagioclasio (I) è abbondante e contiene numerose inclusioni. La staurolite è rara e sincinemica rispetto alla foliazione principale S_2 .

Verso la linea Merano-Mules si osserva un aumento dei livelli di paragneiss a composizione quarzoso-feldspatica che passano gradatamente a sporadici livelli di quarziti gneissiche e quarziti (OVQ).

2.5.2. - *Micascisti a sillimanite (OVM)*

Affiorano nella zona di Viadacqua, dal Rio Masul (a SW) fino al Giogo delle Laste (a NE), nonché alla testata della Valle del Pascolo Verde. Nella maggior parte dei casi presentano grana media, passante talvolta a fine quando sono più deformati. La tessitura è scistosa, localmente milonitica o cataclastica, lungo le zone di taglio con sviluppo di clorite e mica chiara.

Sono costituiti da quarzo, mica chiara, biotite, plagioclasio, con quantità variabili di granato, staurolite e sillimanite; i minerali accessori sono opachi, rutilo e tormalina. La foliazione principale S_2 è pervasiva, localmente crenulata, e marcata dall'isorientazione di mica chiara (II), biotite (II), granato (II) e staurolite in subordine. In alcune zone si osservano variazioni composizionali, con aumento del contenuto di quarzo oppure con blastesi di plagioclasio albitico. La blastesi di plagioclasio è stata osservata soprattutto a N del Maso Zmailer, in aggregati che crescono diffusamente conferendo alla roccia un aspetto tipicamente gneissico.

La biotite e la mica chiara sono presenti in quantità relative differenti a seconda dei settori dell'unità, in relazione anche alla diffusione della sillimanite. Analogamente ai paragneiss a sillimanite (*OVP*), la biotite è abbondante in prossimità della linea Merano-Mules, tra Scena in Val Passiria e la Valle del Pascolo Verde (Val Sarentino), dove i micascisti contengono maggiori quantità di sillimanite. La sillimanite cresce soprattutto staticamente, formando aggregati privi di orientazione preferenziale, talora in pseudomorfo sui granuli di granato (I). La biotite risulta a sua volta sostituita da clorite, dove la retrocessione metamorfica tardiva in facies scisti verdi è più marcata. La mica chiara è invece più abbondante nelle porzioni più settentrionali dell'unità. Il granato possiede abito da euedrale a subedrale e raggiunge dimensioni fino ad 2 centimetri negli individui di prima generazione. La staurolite è talvolta abbondante, in cristalli di dimensioni fino a 2-3 cm, e spesso sincinematica alla foliazione principale S_2 .

Micascisti a mica chiara, con porfiroclasti di K-feldspato pre-cinematici rispetto alla foliazione principale S_2 , sono stati osservati a NW del Giogo delle Laste vicino al contatto con l'unità di Punta Cervina.

2.5.3. - *Quarziti (OVQ)*

Quarziti di colore biancastro-grigio affiorano, in livelli con spessore da 1 a 20 metri al massimo, all'interno dei paragneiss a sillimanite (*OVP*), soprattutto nelle immediate vicinanze della linea Merano-Mules. Sono costituite da quarzo, mica chiara, biotite, \pm plagioclasio, \pm clorite. La tessitura prevalente è milonitica e la foliazione principale è marcata da fillosilicati. La grana è fine.

2.5.4. - *Anfiboliti (OVA)*

Affiorano, in livelli generalmente spessi qualche metro, all'interno dei paragneiss a sillimanite (*OVP*) e dei micascisti a sillimanite (*OVM*). I principali affioramenti si trovano vicino ai masi Zmailer e Rieser della zona di Scena, a N del Rifugio Ivigna, tra il Rio Masul e la Malga della Lite e alla testata della valle di Rio Masul a NE di Viadacqua. Possiedono grana generalmente medio-fine e tessitura scistosa planare S_2 data dall'orientazione preferenziale degli anfiboli. Sono costituite da anfibolo, plagioclasio, con quantità subordinate di quarzo, epidoto, biotite, clorite, raro granato e rutilo. Di solito non si osserva un *layering* mineralogico, in quanto anfiboli e plagioclasio si distribuiscono omogeneamente nella roccia. Localmente passano a gneiss anfibolici con contenuto di plagioclasio maggiore e tessitura equigranulare grossolana (Viadacqua).

2.5.5. - *Marmi (OVB)*

In prossimità della linea Insubrica, nella zona dello spartiacque che si estende dal Giogo delle Laste in alta Valle di Rio Masul sino alla Valle di Pascolo Verde (Val Sarentino), affiorano livelli di marmo. Costituiscono dei *boudins* di spessore da decimetrico a plurimetrico, intercalati ai paragneiss a sillimanite (*OVP*) e ai livelli di quarziti (*OVQ*). Hanno colore bianco giallastro e, in misura minore, rosato. La tessitura prevalente è milonitica con marcate lineazioni di estensione e grana medio-fine. Sono costituiti essenzialmente da carbonati con rari livelli a silicati (flogopite, epidoto, tremolite).

2.6. - UNITÀ DI PUNTA CERVINA

Affiora nel settore orientale del foglio, sul versante idrografico sinistro della Val Passiria a N dell'unità di Scena. Forma una fascia ad andamento SW-NE che copre il settore compreso tra Verdines e S. Orsola, la Valle di Rio Masul, le testate delle valli Bruciata, del Rio di Graves e della Valtellese, la cresta tra la Punta Cervina e la Cima dell'Alpetta, le testate delle valli di Rio Bianco e del Pascolo Verde appartenenti al bacino della Val Sarentino. Il limite meridionale che la separa dall'unità di Scena corrisponde alla zona di taglio di Rio Masul, ampia circa un chilometro e caratterizzata da tessitura prevalentemente milonitica. A N l'unità è invece delimitata tettonicamente dalla fascia milonitica costituente l'unità di Pennes. Ad occidente, l'unità è limitata dalla linea della Passiria.

Nel complesso l'unità si caratterizza per la netta predominanza di paragneiss (**OCP**), che nel settore orientale mostrano una vistosa blastesi a cianite, plagioclasio e biotite (**OCP_a**), con cristalli di cianite che possono raggiungere anche 10 centimetri. Nella parte meridionale, i paragneiss a bande si alternano a diversi livelli di ortogneiss granitoidi (**OCO**), la cui potenza varia da un decametro fino ad alcune centinaia di metri. Tali alternanze assumono progressivamente una tessitura milonitica crescente verso la Valle di Rio Masul, venendo a formare una parte consistente della zona di taglio assieme alle miloniti di Rio Masul (**OCX**). Ai paragneiss si associano inoltre livelli minori di anfiboliti (**OCA**) e di quarziti (**OCQ**).

2.6.1. - *Paragneiss a cianite e staurolite (OCP)*

Rappresentano il litotipo più abbondante di questa unità e affiorano tra la Val Passiria e la Valle di Rio Bianco, un affluente del Torrente Talvera (Val Sarentino). Si tratta di paragneiss a bande, sensibilmente ricchi di miche, di colore bruno

e scistosità pervasiva. La grana è generalmente medio-minuta. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, con quantità variabili di granato, cianite, staurolite e clorite. Le miche sono sempre abbondanti, ma in quantità relativa differente. Quarzo e plagioclasio si distribuiscono omogeneamente, individuando solo localmente delle bande a composizione differente. Cianite e granato (I) sono porfiroclasti intrafoliali, precinematici rispetto alla foliazione principale S_2 , spesso parzialmente sostituiti da aggregati sericitici. La staurolite mostra caratteri da pre- a sincinematici rispetto alla fase deformativa principale D_2 , mentre raramente si osserva la crescita di granato (II) di dimensioni fino a 1 centimetro. La clorite si distribuisce eterogeneamente, crescendo principalmente sulla biotite. Si osservano anche corone di ilmenite su rutilo e livelli micacei con maggiore presenza di tormalina, talvolta anche in microaggregati. Questi ultimi caratteri denotano che le deformazioni alpine hanno rimobilizzato le vecchie strutture, provocando, localmente, una diffusa retrocessione metamorfica

2.6.1.1. - Paragneiss a blastesi di plagioclasio e cianite (OCP_a)

Questi paragneiss sono una varietà dei paragneiss a cianite e staurolite (OCP) dai quali si differenziano per la peculiare e vistosa blastesi a cianite, plagioclasio e biotite. Tale cristallizzazione, posteriore alla foliazione principale S_2 , si osserva in particolare alla testata della Valtellese, così come nella parte alta della Valle di Rio Graves e nei circhi glaciali alla base della parete N della Punta Cervina. Altri affioramenti compaiono nella zona compresa tra Punta Cervina e Punta dell'Alpetta, nel settore compreso fra la Valle di Pascolo Verde e la Valle di Rio Bianco (Val Sarentino). Queste litofacies presentano generalmente grana da media a grossolana e sono costituite da plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara, cianite e \pm staurolite. La tessitura scistosa è marcata. La cianite si distribuisce in modo disomogeneo e di solito è ben riconoscibile in campagna; talora raggiunge dimensioni fino a 10 cm. Nella zona della Punta Cervina sono presenti vene d'estensione sinmetamorfiche riempite da quarzo e cianite. A SE della Cima di Pegno, in particolare, sono state osservate lenti di potenza intorno al metro, a grana pegmatoide, costituite da quarzo, feldspato, biotite e cianite, quest'ultima in cristalli di dimensioni anche superiori a 10 centimetri. Questa litologia non è stata rinvenuta in altri settori dell'unità di Punta Cervina. Si segnala che analoghe litologie a megablasti di cianite sono state riconosciute nella falda del Tonale a W di Rumo (Val di Non).

2.6.2. - *Quarziti (OCQ)*

Affiorano principalmente in livelli potenti, mediamente 50 m, all'interno delle miloniti di Rio Masul (*OCX*), nella zona tra la Valle di Rio Masul e la Valle del Pascolo Verde. Sono rappresentate da litotipi di colore chiaro a tessitura scistosomilonitica, costituiti principalmente da quarzo e minori quantità di mica chiara e clorite.

2.6.3. - *Ortogneiss granitoidi (OCO)*

Affiorano in livelli abbastanza continui di spessore variabile da 10 a 100 metri, a partire dalla Valle di Rio Masul a N di Verdines, fino al Monte delle Fosse in Val Sarentino, con direzione SW-NE a basso angolo rispetto alla linea Merano-Mules. Sono a grana da media a grossolana, con tessitura occhiadina da scistosa normale fino a milonitica (Rio Masul a NE di Verdines), caratterizzati da grossi porfiroclasti di K-feldspato spesso isorientati secondo la foliazione e che possono raggiungere dimensioni anche pluricentriche dove la deformazione è meno intensa. Sono costituiti da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite, minore mica chiara, \pm clorite. La foliazione principale S_2 è marcata essenzialmente da biotite e subordinata mica chiara, con clorite prevalente su biotite, quando milonitica; le miche sono presenti in cristalli di dimensioni massime di 1-2 mm e formano *films* alternati a livelli più quarzoso-feldspatici. Il plagioclasio è presente in cristalli millimetrici e spesso si distribuisce formando la massa di fondo, insieme al quarzo e alle miche.

A SE di Punta Cervina e verso la base della parete NW della stessa cima sono presenti alcune lenti decametriche di ortogneiss granitoidi leucocratici. Sono rocce equigranulari molto chiare a grana media, costituite da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica chiara prevalente e quantità subordinate di clorite. Hanno tessitura generalmente scistosa con dimensioni medie dei cristalli quarzoso-feldspatici dell'ordine di pochi millimetri e clorite sovente submillimetrica. Questi litotipi sono spesso molto deformati, soprattutto in corrispondenza del contatto con i paragneiss a cianite e staurolite (*OCP*).

2.6.4. - *Anfiboliti (OCA)*

Costituiscono rari *boudins* di dimensioni fino a 1 metro all'interno dei paragneiss a cianite (*OCP*). Sono formate da anfibolo, plagioclasio, quarzo, \pm biotite, \pm clorite. Mostrano grana media dove sono maggiormente preservate, grana fine dove la fase deformativa D_3 è più pervasiva. Localmente si osserva un *layering*

mineralogico, dato dall'alternanza di livelli a plagioclasio prevalente con livelli ricchi in anfibolo.

Gneiss anfibolici a grana minuta e media sono presenti, in affioramenti di limitata estensione, sul versante idrografico sinistro della Val Passiria, nella parte alta del circo dell'Alpe di Talle.

Nella zona sommitale di Punta Cervina affiorano delle anfiboliti con individui di granato di dimensioni centimetriche, a grana media e tessitura isotropa. Sono costituite principalmente da anfibolo, plagioclasio e granato. Spesso risultano separate dai paragneiss circostanti da un sottile livello di ortogneiss.

2.6.5. - *Miloniti di Rio Masul (OCX)*

Gli affioramenti più significativi di filloniti e di altre miloniti più compatte si possono osservare lungo il greto del Rio Masul in prossimità del ponte sito a N di Verdines e lungo la strada che dalla stazione della funivia di Maso di sopra (*Oberkirn*) porta a Viadacqua (Fig. 9).

Si tratta di una fascia di scisti micacei e/o gneissici a tessitura milonitica che,



Fig. 9 - *Miloniti di ortogneiss affioranti nel greto del Rio Masul presso il ponte a N di Verdines. Unità di Punta Cervina.*

associati a rari livelli di anfiboliti e orizzonti paraconcordanti di ortogneiss occhiadini a porfiroclasti feldspatici, costituiscono una zona di taglio di importanza regionale potente fino a 1 km.

Hanno tessitura milonitica, subordinatamente cataclastica e grana generalmente fine, localmente media. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, mica chiara, clorite, talora biotite e mostrano un'impronta metamorfica in facies scisti verdi di bassa temperatura. Dove la deformazione è più intensa e localizzata, si osservano livelli da centimetrici a decimetrici di ultramiloniti e ultracataclasiti con elevato gradiente deformativo, a grana molto fine e con bassa percentuale di porfiroclasti (PASSCHIER & TROUW, 2004). La foliazione milonitica S_m è marcata dall'isorientazione di mica chiara, clorite e quarzo a nastri, con rari *lithons* relitti dove si può osservare una foliazione precedente, marcata da porfiroclasti di mica chiara e biotite, ad indicare un progressivo riequilibrio delle condizioni termobarometriche. Localmente sono osservabili strutture di tipo *S-C* e sui piani di foliazione si osserva una lineazione data dai fillosilicati.

2.7. - UNITÀ DI PENNES

L'unità Pennes si caratterizza per la peculiare presenza di alcune porzioni della copertura permo-mesozoica, appartenenti alla sinclinale di Pennes *Auct.*, rappresentate da metacarbonati (**OPD**) e da metaconglomerati con quarziti e minori intercalazioni di metarenarie (**OPC**). Nonostante una debole sovrainpronta metamorfica alpina, alcuni carbonati appartenenti a questa unità mostrano ancora bioclasti parzialmente preservati. Le parti più occidentali di questa unità si estendono nel settore NE del foglio, tra la testata della Valtellese, affluente della Val Passiria, e la Valle di Rio Bianco, affluente della Val Sarentino, settore dove affiorano prevalentemente gli ortogneiss granitoidi a mica chiara (**OPG**), fortemente milonitici. Questi terreni sono caratterizzati da una tessitura milonitica molto marcata che spesso rende irricognoscibile la natura del protolito.

2.7.1. - Metacarbonati (**OPD**)

Affiorano limitatamente in sinistra idrografica della Valle di Rio Bianco, a E di Punta dell'Alpetta, dove è esposta una sezione con spessore massimo di circa 20-30 m. Alla base affiora un livello di circa 50 cm di carbonati a tessitura milonitica, passanti gradualmente a 4-5 m di dolomie in bancate grigio-scure fortemente ricristallizzate. Verso l'alto seguono calcari nerastri, marnosi ben stratificati. I metacarbonati sono in parte correlabili alle unità triassiche presenti più a E, dove affiora una successione di rocce carbonatiche meno deformata con caratteri ab-

bastanza differenti. Questa successione è stata attribuita dagli Autori in parte al Ladinico per la presenza di *Diplopora anulata* e di resti di crinoidi, (tipi chiari dolomitici massicci) e in parte all'Anisico.

2.7.2. - *Metaconglomerati (OPC)*

Affiorano limitatamente in sinistra idrografica della Valle di Rio Bianco a S della Cima dell'Alpetta, in contatto tettonico con i metacarbonati (*OPD*) e gli ortogneiss granitoidi a mica chiara (*OPG*). Si tratta di metaconglomerati etero-granulari a supporto clastico, a volte con tessitura ben riconoscibile e grana medio-grossolana. Sono composti per il 60% da clasti quarzosi, da subarrotondati a subangolosi, di dimensioni da 5 mm sino a 3-4 cm. Nella matrice si riconoscono miche chiare di dimensioni millimetriche (10%) e sericite di colore da verde chiaro a violaceo. La foliazione è poco pervasiva ed è data dall'orientazione planare delle componenti fillosilicatiche. Al passaggio con le rocce carbonatiche la facies metaconglomeratica passa gradualmente a facies più quarzitiche. Nel complesso presentano un'impronta metamorfica di grado basso o molto basso.

2.7.3.- *Ortogneiss granitoidi a mica chiara (OPG)*

Affiorano con continuità dal fondovalle idrografico sinistro della Val Passiria, in corrispondenza della Valle Bruciata a S di San Martino in Passiria, fino alla Valle di Rio Bianco in Val Sarentino, con andamento WSW-ENE.

Sono ortogneiss a grana media, talora occhiadini, a tessitura generalmente equigranulare, spesso milonitica. La dimensione dei cristalli è variabile da pochi millimetri sino a qualche centimetro ed è dipendente strettamente dall'intensità della deformazione duttile presente. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica chiara, \pm clorite e \pm biotite. L'aspetto di questo litotipo varia notevolmente in rapporto all'entità della deformazione e della ricristallizzazione della clorite. I porfiroclasti di K-feldspato con dimensioni di 1-2 centimetri sono visibili solo dove la trasposizione delle strutture è meno pervasiva (a S della Cima dell'Alpetta e a SE del Monte delle Pecore, nella Valtellese e nella Valle di Rio Graves). Verso W questi porfiroclasti mostrano, invece, un sensibile allineamento a causa della deformazione crescente. Altri ortogneiss a tessitura milonitica e ultramilonitica, grana fine e colore verde per l'abbondanza di clorite affiorano su entrambi i versanti della Valtellese all'altezza della Malga Valtellese, attraversando la cresta compresa tra il Monte Sega e il Monte Prantago e spingendosi nella parte mediana della Valle di Rio Graves, dove possono essere osservati lungo la strada che da Strohmaier percorre il versante idrografico sinistro della valle e negli estesi affioramenti sul versante idrografico destro, nei pressi della segheria.

2.8. - UNITÀ DI S. LEONARDO

L'unità di S. Leonardo affiora nel settore NE del foglio, in sinistra idrografica della Val Passiria, coprendo una fascia orientata WSW-ESE che, dall'altezza di San Martino in Passiria, si estende dal Torrente Passirio verso E. Strutturalmente l'unità si colloca a E della linea della Passiria, a N della zona di taglio corrispondente all'unità di Pennes e a S della fascia di miloniti e cataclasi che costituiscono la linea del Giovo. L'unità include la parte bassa delle valli del Rio di Graves, Valtellese, Rio di Viastrata, nonché le creste Punta Gallina-Punta delle Laste e Guardialta-Passo Val Sala. L'unità è costituita prevalentemente da paragneiss a bande (**OJP**), con potenti intercalazioni di ortogneiss granitoidi (**OJO**) e di ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (**OJF**). Nella zona del Monte Guardialta ai paragneiss si associano anche micascisti (**OJM**). Sono presenti inoltre ripetuti orizzonti minori di quarziti (**OJQ**) e *boudins* di anfiboliti (**OJA**).

2.8.1. - Paragneiss a bande (**OJP**)

Affiorano lungo il versante sinistro della Val Passiria, da San Martino in Passiria fino alla confluenza con la Valle Bruciata, nelle parti basse delle valli del Rio di Graves, Valtellese, Rio di Viastrata, fino al Monte Guardia Alta di San Leonardo. Si tratta di paragneiss a bande, talora con fasce ricche in mica chiara, di colore da grigio a bruno-rossastro e con grana variabile tra media e fine, ad eccezione di alcuni affioramenti in cui presentano grana medio-grossolana. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, \pm clorite, con porfiroclasti di granato, staurolite, cianite e tormalina.

La foliazione principale S_{1-2} è definita prevalentemente dall'isorientazione di biotite e mica chiara e dall'alternanza di bande a composizione differente. Le miche hanno generalmente dimensione millimetrica, arrivando al massimo ad 1 cm. La clorite risulta abbondante nei livelli con retrocessione in facies scisti verdi più evidente e sostituisce sia biotite, che granato e staurolite. Il plagioclasio è sempre presente, abbondante e in alcuni affioramenti (S. Anna in Val Viastrata) cresce in aggregati plurimillimetrici postcinematici rispetto alla fase deformativa D_2 . Il granato ha dimensioni massime dell'ordine del centimetro, è precinematico rispetto alla foliazione principale S_2 e talora parzialmente sostituito da clorite. Raramente si sviluppano individui sincinematici alla foliazione S_2 di granato (II) e staurolite.

2.8.2. - *Misciscisti (OJM)*

Affiorano in prossimità del Monte Guardia Alta di San Leonardo e nella parte alta della valle del Rio Viastrata. Sono costituiti da quarzo, biotite, mica chiara, plagioclasio, \pm granato, \pm cianite, \pm staurolite, \pm tormalina. Hanno grana media nella maggior parte dei casi, passante a fine quando sono più deformati. In alcuni settori si osservano anche livelli di misciscisti gneissici e quarzosi. La tessitura prevalente è scistosa, occasionalmente milonitica. La foliazione principale S_2 è individuata principalmente dall'isorientazione della biotite, in subordine della mica chiara. La biotite (I) è intrafoliale e spesso parzialmente sostituita da clorite, quando la retrocessione metamorfica in facies scisti verdi è più marcata. Il granato (II) possiede abito da euedrale a subedrale, è poco diffuso e si trova in granuli, al massimo millimetrici, lungo i piani della foliazione S_2 , mentre il granato (I) è presente in porfiroclasti precinematici rispetto alla foliazione S_2 . Cianite e staurolite sono rare, anche se presenti in cristalli di dimensioni fino a 1 centimetro nella zona della Guardia Alta di San Leonardo.

2.8.3. - *Quarziti (OJQ)*

Affiorano localmente intercalate ai paragneiss a bande (*OJP*) e ai misciscisti (*OJM*), in livelli di spessore variabile da 1 a 20 metri. Sono rappresentate da litotipi di colore biancasto o grigio, a grana generalmente media e tessitura scistosa. Contengono prevalentemente quarzo, in misura minore mica chiara e clorite, queste ultime orientate sulla foliazione principale S_2 .

2.8.4. - *Ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (OJF)*

Questa litofacies affiora con continuità da Monte di Sotto (Valle di Rio Bianco) fino a Cima Gallina (spartiacque fra la Valtellese e la Valle di Viastrata) con direzione NE-SW. Da qui attraversa la Valtellese su entrambi i versanti e successivamente compare a SW, lungo il crinale fra il Monte Sega e il Monte Prantago e nel settore mediano della Valle di Rio Graves. Si tratta di ortogneiss granitoidi di colore grigio o grigio-bruno che si segnalano per la caratteristica presenza di porfiroclasti lunghi alcuni centimetri di K-feldspato e di plagioclasio, intrafoliali alla foliazione milonitica (Fig. 10). Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, abbondante biotite, mica chiara subordinata, \pm clorite (Valle di Rio Bianco, Malga Valtellese).



Fig. 10 - *Aspetto tipico degli ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (OJF). Si noti la notevole trasposizione milonitica del litotipo. Unità di S. Leonardo, Valtellese.*

2.8.5. - *Ortogneiss granitoidi (OJO)*

Affiorano intercalati ai paragneiss (*OJP*) a NE di San Martino in Passiria vicino alla Punta delle Laste, in livelli di potenza di un chilometro al massimo. Presentano tessitura spesso occhiadina, colore chiaro e grana generalmente media, talvolta grossolana. Sono costituiti da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite prevalente, mica chiara subordinata, talora clorite. Il feldspato potassico è preservato come porfiroclasto intrafoliale, di dimensioni variabili da alcuni millimetri a pochi centimetri; talvolta si osserva anche nella matrice assieme a quarzo e plagioclasio. Le miche si distribuiscono omogeneamente in individui di media grandezza e definiscono la foliazione principale. La clorite è presente solo in alcuni settori come prodotto di retrocessione.

Varietà molto più chiare dei precedenti ortogneiss affiorano localmente vicino alla Punta delle Laste in livelli con potenza variabile dal metro al decametro. Sono varietà di ortogneiss leucocratici a grana medio-fine caratterizzati dalla scarsità di minerali mafici, biotite in particolare, e con tessitura scistosa, generalmente equigranulare. Contengono quarzo, plagioclasio sodico, K-feldspato e in misura minore mica chiara e clorite. Talvolta si può osservare il passaggio graduale da orizzonti poco deformati a orizzonti intensamente deformati, con tessitura milo-

nitica. Un livello di questi ortogneiss, con caratteristica tessitura occhiadina, si osserva lungo la strada di accesso alla Valtellese, pochi metri a SE dal tornante di quota 1000 m. I porfiroclasti di K-feldspato, distribuiti in orizzonti a diversa concentrazione, raggiungono dimensioni fino a 5 centimetri.

2.8.6. - Anfiboliti (OJA)

Boudins di anfiboliti di spessore fino a decametrico sono presenti nella zona della Guardia Alta di San Leonardo, intercalati all'interno dei paragneiss a bande (OJP) o nella zona di contatto tra paragneiss a bande e micascisti (OJM), mentre sono rari sui versanti della sinistra idrografica della Val Passiria. Hanno colore verde-scuro, sono scistose, normalmente a grana media tendente a fine, dove la deformazione milonitica connessa allo sviluppo della fase deformativa D₃ è maggiormente pervasiva. Localmente è visibile un *layering* mineralogico dato dall'alternanza di livelli a plagioclasio prevalente e livelli ad anfibolo prevalente. Contengono anfibolo, plagioclasio, quarzo, talora granato e biotite; minerali accessori sono clorite, opachi, epidoto. L'anfibolo generalmente forma cristalli subedrali disposti lungo i piani di scistosità, ma è anche presente in porfiroclasti intrafoliali con dimensione di 1-2 centimetri.

2.9. - UNITÀ DI TESSA

L'unità di Tessa si colloca in destra Passirio ed è limitata a S dalla linea del Thurnstein, esposta poco sopra Quarazze, che la separa dall'unità di Pejo; quest'ultima risulta quindi geometricamente in posizione inferiore. Tale linea, abbondantemente ricoperta dai depositi recenti dell'Adige, sembra proseguire anche più a ovest lungo la Val Venosta separando le due unità. Ad est l'unità di Tessa è invece limitata lungo la bassa Val Passiria dalla linea della Passiria, mentre a N e a NW viene a contatto con l'unità di Monteneve, che viene distinta per le ben note caratteristiche litologiche. Il limite, oltre che dalla presenza di livelli milonitici, è infatti sottolineato dalla comparsa di un'alternanza di scisti anfibolici, marmi, calcescisti, micascisti e quarziti con granato e anfibolo a grana spesso gigantesca, che affiorano lungo la destra idrografica della Val di Fosse (*Pfossental*) e al di sopra del Rifugio Petrarca all'Altissima, nonché, fuori dal foglio, nell'alta Val Passiria.

La caratteristica peculiare dell'unità di Tessa è data dal fatto che le datazioni radiometriche indicano prevalenti età alpine, interpretate in modo contrastante dagli studiosi che si sono occupati di questo settore (vedi Cap. IV e VI).

L'unità di Tessa risulta formata principalmente da metapeliti e metapsammiti

(paragneiss a bande - **OTP**), micascisti argentei (**OTM**), talora quarzosi (**OTM_a**), con minori intercalazioni di anfiboliti (**OTF**), quarziti (**OTQ**), marmi (**OTB**) e calcescisti (**OTC**). All'interno delle anfiboliti sono localmente preservati relitti eclogitici (**OTE**). Nel settore centro-meridionale dell'unità affiora un corpo di ortogneiss di notevoli dimensioni (ortogneiss di Parcines - **OTH**), che si estende in direzione WSW-NNE per alcuni chilometri, mentre di minore importanza ed estensione sono i livelli di ortogneiss granitoidi (**OTL**) affioranti ad E e NE.

2.9.1. - *Paragneiss a bande (OTP)*

Costituiscono il litotipo più abbondante dell'unità di Tessa. Affiorano su gran parte del versante destro idrografico della Val Passiria, dall'abitato di San Martino sino a Merano; affiorano inoltre in Val di Sopranes, in Val Clava, nella valle di Plan e le sue tributarie destre Lazins, Canale, Mara e Ulfas. Sul versante settentrionale della Val Venosta costituiscono l'incassante del corpo gneissico granitoidale di Parcines e arrivano sino al crinale che divide la Valle di Parcines dalla Valle di Fosse.

I paragneiss presentano una tessitura a bande, determinata dall'alternanza di orizzonti quarzoso-feldspatici ricchi di biotite (e/o miche chiare) con livelli scarsi di miche (Fig. 11). Lo spessore delle singole bande varia da pochi millimetri sino a una decina di centimetri. La grana è media o minuta e solo localmente si riconoscono porfiroblasti di granato e talora di biotite aventi dimensioni di alcuni millimetri e, più raramente, di 1-2 centimetri (circa a NW della cima di Tel e in Val di Lazins sulla bastionata rocciosa a W della Malga d'Andalo). I litotipi paragneissici più comuni sono frequentemente biotitici e occasionalmente a due miche. Oltre che dal *layering*, la struttura mesoscopica è caratterizzata anche da pieghe disarmoniche. La foliazione è parallela alle bande (cfr. micascisti, *OTM*), marcata da biotite e miche chiare (S1-2).

Costituenti comuni sono quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, ± granato, ± clorite. Rutilo, ilmenite, apatite e zirconio sono presenti in quantità accessoria. La tormalina compare spesso in cristalli prismatici allungati o aciculari lunghi sino a 2 cm. Granato, staurolite e cianite costituiscono possibili minerali caratteristici, peraltro poco visibili a occhio nudo, ad eccezione dell'area dei Laghetti della Mutta ed in prossimità della Punta di Matas, sopra l'abitato di San Martino in Passiria. La cianite non è ubiquitaria e, oltre alle località citate, è stata riconosciuta unicamente nei campioni provenienti dalla Valle di Sopranes, dalla Val Clava, dalla bassa Val Mara e dalla media Valle di Ulfas, in particolar modo in quelli raccolti in prossimità della transizione con i micascisti.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a e b, 1972) hanno riconosciuto la presenza di sporadici aciculi di sillimanite, spesso nucleati sulla cianite.



Fig. 11 - Tipico aspetto dei paragneiss a bande (OTP), con pieghe disarmoniche di fase D2. Unità di Tessa. Versante settentrionale della Valle di Plan.

Frequente è la diffusione della metablastesi plagioclasica, spesso evidenziata da ocelli con diametro di alcuni millimetri, di colore biancastro e ben visibili sul terreno.

I rapporti blastesi-deformazione sono del tutto simili a quelli dei micascisti (OTM). I porfiroblasti di granato sono formati da un nucleo pre-D2 e da un bordo di crescita sincinemato rispetto alla foliazione S2. Seguono cianite e staurolite, da pre- a sin-D2; in qualche campione è stata osservata anche la crescita statica di staurolite, postcinematica rispetto alla D2. Localmente è possibile osservare anche una nuova generazione di granato, con cristalli millimetrici, che cresce successivamente alla fase D2. Lungo i clivaggi D3, al più si nota una neoblastesi di sericite e clorite, raramente di biotite.

2.9.2. - Micascisti (OTM)

Costituiscono uno dei litotipi più abbondanti nell'unità di Tessa ed affiorano principalmente nelle valli di Lazins, Mara, Clava e Plan. Si tratta di rocce di colore grigio-argenteo e grana media (micascisti argentei di GREGNANIN & PICCIRILLO

1969a e b, 1972). Verso lo spartiacque con la Val di Fosse, i micascisti assumono un aspetto filladico. La foliazione principale si è formata di regola nella fase D₂, ma mostra tipicamente nei *microlithons* le piccole cerniere delle micropieghe D₁. Alla scala mesoscopica i micascisti non presentano generalmente pieghe disarmoniche (cfr. paragneiss a bande *OTP*), in quanto la deformazione D₂ ha intenzionalmente trasposto le strutture precedenti parallelizzandole ai piani assiali delle pieghe D₂.

I micascisti argentei sono costituiti da quarzo, miche chiare (muscovite e subordinata paragonite), plagioclasio, con biotite presente in quantità variabile. I minerali caratteristici sono rappresentati da granato e staurolite e meno spesso da cianite; salvo qualche eccezione, i minerali caratteristici sono poco visibili macroscopicamente. Localmente i micascisti argentei mostrano una crescita statica tardiva di plagioclasio ocellare ricco di sodio, di dimensioni plurimillimetriche (Valle di Ulfas, Malga Luimes in Val Clava e in prossimità del rifugio Petrarca all'Altissima), con caratteristiche pseudomorfose su lamelle di mica chiara. Apatite, zircone, tormalina, rutilo e ilmenite sono presenti in quantità accessorie. Nei micascisti alternati a paragneiss affioranti sul versante della Punta di Matatz, sovrastante l'abitato di San Martino in Passiria, è caratteristica la presenza di cristalli di tormalina disposti sui piani della foliazione principale S₂, talora con granati submillimetrici inclusi.

In generale l'associazione di facies anfibolitica risulta ovunque ben preservata, con retrocessione praticamente limitata alla formazione di clorite e mica chiara sericitica, principalmente lungo piani di taglio intrafoliali e lungo i piani di clivaggio tardivi D₃. I relitti di associazioni mineralogiche precedenti la foliazione principale S₂ comprendono mica chiara fengitica, biotite e granato con inclusi di quarzo, rutilo, biotite e mica chiara, talora individuanti una foliazione interna ai granati. Una successiva generazione di granato cresce sincinematicamente alla foliazione S₂, formando bordi di crescita sui vecchi nuclei. Anche nei micascisti è molto frequente una nuova generazione di granato post-D₂ che cresce in piccoli cristalli sovrapposti alla matrice micacea, oppure in aggregati situati sui bordi di granati pre-esistenti. La cianite è da pre- a sin-cinematica rispetto alla S₂, mentre la staurolite cresce da pre- a post-S₂.

In Valle di Lazins, a Ulfas e presso la Punta Matatz si osserva lo sviluppo di una foliazione di crenulazione S₃, associata alle pieghe della fase D₃, aventi dimensioni da centimetriche sino ad alcune centinaia di metri (Fig. 12).

I micascisti passano ai paragneiss a bande (*OTP*) in modo netto sul versante sinistro idrografico della bassa Val Clava, con l'interposizione di un livello continuo di quarziti, mentre il passaggio si risolve in modo più graduale nelle testate della Val di Lazins, Val Mara e nella Valle di Ulfas. Sul versante sinistro della Val Clava i micascisti passano verso l'alto a micascisti quarzosi (*OTM_q*), intorno a quota 2000, per poi ricomparire al di sopra dei 2500 metri e chiudersi in prossimità della cima della Clava (Kolben Spitz, 2868 m).



Fig. 12 - Crenulazione e clivaggio di fase D3 che riprendono la foliazione di fase D2 nei micascisti della Punta Mataz. Unità di Tessa.

I micascisti compaiono anche alternati a marmi, calcescisti, quarziti e anfiboliti nell'alta Val di Fosse e sul versante sinistro della Valle di Plan (Pfelderer Tal), fra quota 2000 e quota 2900 circa.

2.9.2.1. - Micascisti quarzosi (OTM_a)

Costituiscono varietà più ricche in quarzo rispetto ai precedenti micascisti, con un contenuto in quarzo che arriva a costituire fino al 40-50% del litotipo. Affiorano in modo significativo, formando un livello di circa 500 metri di spessore, sul versante sinistro della Val Clava fra quota 2000 e quota 2500 metri circa. Mostrano limiti di tipo transizionale sia con i micascisti (OTM), sia con i paragneiss della Punta di Mataz e della testata della Val Mara. Si tratta di rocce di colore grigio chiaro a grana solitamente minuta, con abbondanti lenti e *ribbons* di quarzo di dimensioni variabili da qualche centimetro ad alcuni decimetri. La tessitura è foliata, con la scistosità principale (S_2) individuata da mica chiara e biotite. La biotite risulta meno abbondante che nei micascisti, in qualche caso completamente assente, soprattutto nei livelli fillosilicatici a contatto con le lenti di quarzo. Oltre a questi fillosilicati compaiono anche plagioclasio, granato e staurolite. Por-

firoblasti di granato con dimensioni di alcuni millimetri sono macroscopicamente riconoscibili negli affioramenti siti in prossimità della Punta di Motta (Valle di Ulfas). Nei campioni studiati non è stata rilevata la presenza di cianite, anche se osservazioni strutturali indicano che questo litotipo ha avuto una storia deformativa e metamorfica coerente con quella dei micascisti (*OTM*). Pertanto, tale assenza va probabilmente attribuita a questioni di composizione del protolito, così come la presenza di albite. Apatite, zirconio, rutilo, ilmenite e clorite sono presenti in quantità accessorie. Frequente è la presenza di cristalli di tormalina post-S₂, sia aciculari che prismatici, lunghi fino a 4-5 cm.

2.9.3. - *Quarziti (OTQ)*

Si tratta di quarziti e quarziti micacee a grana minuta e colore variabile dal bianco al grigio, con frequenti patine d'alterazione di colore ruggine. La tessitura varia tra massiva e foliata, a seconda dell'abbondanza di miche (mica chiara, biotite). La foliazione principale (S₂) è individuata dalle miche, quando presenti, e dall'orientazione preferenziale di forma dei cristalli di quarzo. Macroscopicamente si riconoscono quarzo, mica chiara, biotite, clorite e plagioclasio, mentre in sezione sottile è stata rilevata anche la presenza di apatite, rutilo, ilmenite e, in qualche raro caso, di individui di granato con dimensioni fino a qualche millimetro.

Le quarziti affiorano in lenti di alcuni metri o in livelli molto estesi e continui, spessi da qualche decina a un centinaio di metri. Pur essendo presenti in tutta l'area dell'unità di Tessa, le quarziti compaiono frequentemente in prossimità dei contatti fra i micascisti (*OTM*) e i paragneiss a bande (*OTP*). Gli affioramenti più rilevanti si trovano sulla sinistra idrografica della Val Clava, dove una bancata di circa 100 metri di spessore di quarzite è visibile sul versante intorno a quota 1700 metri per più di 3 chilometri.

2.9.4. - *Ortogneiss di Parcines (OTH)*

Si tratta di ortogneiss biotitici a grana grossa e tessitura occhiadina data dalla presenza di porfiroclasti di K-feldspato di dimensioni fino a 5 cm (Fig. 13). La mica chiara è scarsa o assente. Gli ortogneiss di Parcines formano un corpo di estensione areale notevole, che si diparte dall'alta Val di Sopranes (Cima Gigot, 2998 m) attraversando l'imbocco della bassa Val Senales, oltre il limite W del foglio.

I limiti di questo corpo gneissico granitoide risultano sempre concordanti a grande scala con la foliazione S₂ dei paragneiss incassanti, ma non mancano



Fig. 13 - Livellotti milonitici presenti nell'ortogneiss di Parcines (OTH), riferibili a eventi di taglio tardivi (Malga Nassereto). Unità di Tessa.

evidenze di rapporti discordanti (vedi paragrafo successivo). Frequentemente, in prossimità dei bordi, la foliazione dell'ortogneiss assume un marcato carattere milonitico; questo fenomeno si può osservare in particolar modo nell'area di Malga Saxner, nella zona di Velloi e in diversi punti in corrispondenza della dorsale fra il Valico e il Monte Mutta (2294 m), nella zona di Kienegg, lungo l'incisione che porta al Giogo di Quaira, in prossimità di Nassereto e lungo il sentiero che porta al rifugio della Fiammante a tetto dell'ortogneiss. Lungo tutto il contatto sono inoltre osservabili *septa* di paragneiss all'interno del corpo dello Tschigot. In qualche caso queste bande paragneissiche mostrano dei bordi più scuri e arricchiti in biotite, segno di fenomeni di interazione incassante-magma; in altri casi le ripetizioni paragneiss-ortogneiss in prossimità del contatto sono probabilmente dovute alla trasposizione del contatto stesso durante le fasi deformative più intense, in particolar modo la D₂.

In sezione sottile sono stati riconosciuti, in ordine di abbondanza decrescente: plagioclasio, quarzo, K-feldspato, biotite, mica chiara, clorite. In quantità accessorie sono presenti apatite, titanite, rutilo, ilmenite. I porfiroclasti di K-feldspato mostrano frequentemente una geminazione di tipo microclino impostata su una vecchia geminazione Karlsbad. Le pertiti sono rare. I bordi dei feldspati sono inoltre frequentemente sostituiti da aggregati di quarzo, plagioclasio e mica chiara. La clorite sostituisce parzialmente la biotite nelle zone di cerniera delle pieghe D₃.

2.9.4.1. - Gneiss migmatitici (OTH_a)

Si tratta di arteriti, agmatiti e gneiss migmatitici, derivanti da iniezioni nelle rocce incassanti di residui magmatici provenienti dalla massa intrusiva di Parcines. Queste rocce mostrano un paleosoma rappresentato da paragneiss a bande (OTP) ed una parte neosomatica più o meno abbondante, rappresentata da vene a quarzo, plagioclasio e K-feldspato, di aspetto simile ad apliti e/o graniti, con grana variabile da media a finissima (Fig. 14).

Queste porzioni chiare sono talora nettamente discordanti rispetto al *layering* composizionale dei paragneiss, mentre risultano concordanti solo in rari casi. I limiti tra leucosomi e paragneiss incassanti sono talora netti, talora sfumano trasversalmente o lungo banco in paragneiss feldspatizzati. Presso Maso Greiter (a monte di Parcines, Fig. 15) le migmatiti mostrano concentrazioni di minerali melanocratici, segregazioni granitoidi e localmente granato con dimensioni plurimillimetriche.

Le migmatiti dell'area di Parcines-Gigot sono state interpretate da GREGNANIN & SASSI (1969) come migmatiti di iniezione la cui formazione è da relazionarsi all'intrusione del corpo granitoido di Parcines, avvenuta secondo ZANTEDESCHI (1991) in età Caledoniana (~450 Ma). Gli originali rapporti fra leucosomi e incassante sono stati intensamente trasposti nel corso degli eventi deformativi e



Fig. 14 - Migmatiti di iniezione presenti ai bordi dell'ortogneiss di Parcines. Unità di Tessa.



Fig. 15 - Migmatiti a granato con conservate le strutture preesistenti (metatepsiti) presso Maso Greiter a nord di Parcines. Unità di Tessa.

metamorfici successivi alla messa in posto del corpo granitoide.

In particolare, le migmatiti affiorano nella Valle di Parcines sul versante appena sopra Maso Ronco lungo l'alta via Meranese, in destra idrografica a S di Nassereto; altri livelli sono presenti poco più a N, lungo il medesimo sentiero, nel versante sinistro, nei pressi dei Laghetti di Tablà e poco sopra il Maso il Sasso. Altri modesti livelli si trovano in sinistra della Valle delle Scandole e appena ad ovest del Maso Montecuccolo (Giggelberg). Affioramenti molto rappresentativi, ben esposti dall'esarazione glaciale, affiorano nella zona dei laghetti dell'alta Val Sopranes (SPALLA, 1990).

2.9.5. - Ortogneiss granitoidi (OTL)

In questa unità sono state inserite tutte le intercalazioni di ortogneiss granitoidi che non sono direttamente correlabili sul terreno con la massa dell'ortogneiss di Parcines (OTH). Si tratta perlopiù di gneiss, di colore grigio o biancastro, prevalentemente a biotite. La tessitura è generalmente equigranulare, a grana media, con foliazione principale individuata da biotite e da anfibolo, ove presente; nel

caso dei corpi di Colganda (San Martino) e del Monte Spico, la tessitura è occhiadina per la presenza di porfiroclasti di K-feldspato di 1-2 cm. Alcuni relitti, parzialmente sostituiti da plagioclasio, sono stati rinvenuti nei corpi di Monte Sella e Monte Spico.

Macroscopicamente si riconoscono plagioclasio, K-feldspato, biotite, quarzo, anfibolo (Monte Sella e Malga di Fagls) e localmente granato (Monte Sella, a W di Saltusio). L'anfibolo è presente in cristalli prismatici allungati, generalmente di alcuni millimetri di lunghezza, che crescono al contatto fra granato e biotite. La mica chiara è subordinata e presente soprattutto in prossimità dei contatti con i paragneiss (*OTP*). In sezione sottile sono riconoscibili anche quantità accessorie di clorite, rutilo e apatite.

2.9.5.1. - Ortogneiss leucocratici muscovitici (**OTL_a**)

Sono ortogneiss granitoidi alquanto più chiari dei precedenti. Risultano costituiti da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, mica chiara, con biotite e clorite subordinate. La tessitura è generalmente equigranulare, con grana media; raramente si osserva la presenza di occhi di K-feldspato di 1-2 cm (lenti sotto il Maso Luimes). Gli ortogneiss leucocratici affiorano in Val Sopranes, a NE del Monte Mutta e sul versante SW della Punta Alta. Affioramenti minori si ritrovano in Val Clava nella zona a NW del Lago Fagls.

2.9.6. - Anfiboliti (**OTF**)

Si tratta di rocce molto ricche di anfibolo di colore verde scuro, talora con *layering* composizionale evidente, dato dall'alternanza di livelli ricchi in plagioclasio (chiari) o anfibolo (scuri). La grana delle rocce è generalmente media con l'eccezione di rari aggregati di cristalli di biotite che raggiungono anche il centimetro.

Le anfiboliti affiorano pressoché ovunque in livelli di spessore fino a 20-30 m, oppure in *boudins* da decimetrici a metrici, sia all'interno dei paragneiss a bande (*OTP*), sia all'interno dei micascisti (*OTM*). In alcune zone sono comunque più abbondanti che altrove, come per esempio sulla cresta e le relative pareti che dividono la Val Mezzana dalla Valle di Ulfas, oppure sul versante della Punta Mataz sovrastante l'abitato di San Martino. Frequente è l'associazione con marmi e quarziti in prossimità di livelli di micascisti.

La foliazione principale è individuata dall'orientazione preferenziale dei cristalli prismatici di anfibolo e risulta sempre parallela al *layering* composizionale eventualmente presente. In sezione sottile si distinguono sempre almeno due ge-



Fig. 16 - *Anfiboliti con crescita statica di anfibolo di dimensioni centimetriche. Unità di Tessa. Val Mara in alta Val Passiria.*

nerazioni di anfibolo, la prima, pre-S₂, solitamente di dimensioni maggiori della seconda, sin-S₂ (Fig. 16). Altri minerali presenti sono plagioclasio, quarzo, epidoto, rutilo, titanite, ilmenite, mentre sono generalmente rari biotite e granato.

Talora si osservano alcuni livelli di gneiss anfibolici costituiti da anfibolo, plagioclasio, quarzo, biotite e raro granato. La grana varia da media a minuta; raramente compaiono porfiroblasti di granato e/o anfibolo di qualche millimetro. La tessitura è scistosa con la foliazione principale individuata dall'orientazione preferenziale di biotite e di anfibolo. Rutilo, titanite, clorite e mica chiara sono presenti in quantità accessorie. In questi livelli il granato è pre-cinematico rispetto alla foliazione principale, mentre non sono chiari i rapporti con i relitti di foliazione S₁ individuati da una prima generazione di anfibolo. La titanite cresce sul rutilo, mentre si osserva frequentemente la clorite crescere sui bordi biotite-granato.

Altre anfiboliti si distinguono per la particolare abbondanza di biotite. Le caratteristiche tessiturali e strutturali sono analoghe a quelle delle anfiboliti comuni, ma la foliazione principale risulta essere formata anche dalla biotite oltre che dall'anfibolo.

Localmente (Valle Inferiore, Val Clava, Val Mezzana, Val di Saltusio) sono presenti anfiboliti a carbonato dal caratteristico aspetto 'cariato', dovuto alla dissoluzione dei carbonati. Questi componenti compaiono dispersi nella roccia, oppure in livelli millimetrici. In sezione sottile si riconoscono anfibolo, plagioclasio,

quarzo, titanite, calcite, epidoto, clorite e rari individui di granato e biotite.

2.9.6.1. - Anfiboliti a granato (**OTF_a**)

Livelli e *boudins* di anfiboliti ricche di porfiroblasti subedrali di granato, con dimensioni variabili da pochi millimetri a 2 centimetri, sono diffusi in tutto il basamento dell'unità di Tessa. La grana di queste rocce varia da media a grossolana. Talora presentano una tessitura a bande, come nel caso delle anfiboliti comuni. I minerali presenti sono anfibolo, plagioclasio, granato, quarzo, biotite, titanite, epidoto; rutilo, ilmenite, mica chiara e apatite sono fasi accessorie. Tipica e relativamente comune è la comparsa di una corona di plagioclasio e granato che orla i *boudins*, probabilmente di origine metasomatica o legata alla decompressione post-eclogitica.

Le anfiboliti a granato sono concentrate in particolar modo sopra San Martino in Passiria, in livelli talora spessi sino a 50-60 metri; in particolare sono presenti sul versante sinistro della Valle di Ulfas, in prossimità della Cima della Clava, in alta Valle di Plan, sul versante N della Cima della Grava, sulle pareti della Cima Bianca Grande e Cima Bianca Piccola.

2.9.7. - Anfiboliti a granato con relitti eclogitici (**OTE**)

Rappresentano una varietà di anfiboliti particolarmente interessante sotto il profilo petrologico. Si tratta di rocce con relitti di associazioni mineralogiche di facies eclogitica, date da granato e clinopirosseno sodico, cui si associano mica chiara fengitica, zoisite, titanite, anfibolo. Compaiono in livelli o *boudins* metrici all'interno di corpi anfibolitici. Spesso mostrano una tessitura a bande, espressa dall'alternanza di livelli ricchi in clinopirosseno con livelli a granato ed anfibolo (Fig. 17).

La presenza di relitti eclogitici nelle metabasiti dell'unità di Tessa è nota sin dai lavori di HOINKES *et alii* (1991) e POLI (1991). In precedenza queste eclogiti erano state segnalate all'interno del foglio sul versante orientale del Monte Sella, sopra Saltusio (HOINKES *et alii*, 1991) e sul versante della Punta Mataz sovrastante l'abitato di San Martino in Passiria (SÖLVA *et alii*, 2001). Nel corso dei rilevamenti inerenti alla nuova carta geologica, sono stati ritrovati altri relitti eclogitici, sempre preservati all'interno di anfiboliti a granato (**OTF_a**), nella Valle di Ulfas, circa 700 metri ad E della Malga Ulfas di Sopra, sul versante W della Punta Mataz, a circa 1800 metri di quota, e all'imbocco della Val Clava, in corrispondenza del ponte della statale sul Rio Valclava.

Datazioni radiometriche effettuate con metodo Sm/Nd su granato (HABLER *et*



Fig. 17 - Boudin eclogitico con layering composizionale dato dall'alternanza di livelli ricchi in granato (rosso) e livelli a clinopirosseno onfacitico (verde chiaro) parzialmente destabilizzato in simplectiti di diopside, anfibolo e plagioclasio. Unità di Tessa. Valle di Ulfas.

ali (2006) e con U/Pb su zirconi (campioni raccolti nell'ambito di questo progetto) indicano un'età eo-alpina (85 ± 4 Ma).

Microscopicamente, la presenza di relitti eclogitici porta ad un aumento della grana della roccia e al colore verde chiaro della stessa, indicativo della presenza di clinopirosseno sodico o di simplectiti di diopside + plagioclasio \pm anfibolo che sostituiscono tale pirosseno. Il granato compare in porfiroblasti subedrali centimetrici.

La mineralogia è complessa. Sono presenti: Na-clinopirosseno, anfibolo, zoisite/clinozoisite, epidoto, granato, plagioclasio, mica chiara, titanite e quarzo. Nelle eclogiti di Ulfas compare inoltre calcite, mentre il quarzo risulta presente come incluso nella titanite e, raramente, nei nuclei di granato. Fasi accessorie comuni sono rutilo, ilmenite, clorite, apatite, zircone, biotite e paragonite (Saltusio-Salthaus).

Le eclogiti di Saltusio e quelle di Ulfas sono quelle più preservate. Le prime sono presenti in livelli spessi qualche decimetro all'interno di lenti di anfiboliti a granato, a loro volta facenti parte di un'alternanza di anfiboliti, paragneiss (*OTP*) e ortogneiss leucocratici (*OTL_a*). La grana è media, con porfiroblasti di granato subedrale di 1-1,5 cm di diametro. Le eclogiti di Ulfas formano *boudins* metrici

all'interno di un corpo di anfiboliti a granato (*OTF_b*), a sua volta incluso in una serie di micascisti (*OTM*) e paragneiss (*OTP*). Mostrano un *layering* composizionale dato dall'alternanza di livelli ricchi in anfibolo e granato con livelli a clinopirosseno, zoisite/clinozoisite e plagioclasio. La grana della roccia è media, con porfiroblasti di granato e anfibolo di dimensioni centimetriche. Anche in questo caso i limiti con l'anfibolite a granato sono transizionali, evidenziati da una progressiva diminuzione della grana e dalla scomparsa del clinopirosseno sodico e delle relative simplectiti.

I *boudins* sono avvolti dalla foliazione principale *S₂* ed indicano che le associazioni eclogitiche sono precedenti alla sua formazione.

2.9.8. - *Marmi a silicati (OTB)*

Si tratta di litotipi calcitici a grana da minuta a media, talora saccaroide, con colori che vanno dal bianco latte al giallastro; sul versante W della cima Bianca Grande sono presenti livelli centimetrici di marmi nerastri a grana molto fine. I minerali fondamentali sono rappresentati da calcite, mica chiara, zoisite/clinozoisite, anfibolo tremolitico e quarzo. In quantità accessoria sono localmente presenti solfuri, apatite, grafite, ossidi di ferro e clorite. Alcuni sottili livelli (spessi qualche decimetro al massimo) di composizione dolomitica sono presenti in Val di Lazins intorno a quota 2800 m, sulla cresta che prosegue in direzione NE dalla Cima Fiammante. Sono frequenti livelli in cui si concentrano silicati, in particolare mica chiara, zoisite/clinozoisite e tremolite (in alta Val Passiria, a W della Caserma della Guardia di Finanza e lungo il sentiero che dalla Malga di Lazins sale al Rifugio Petrarca a quota 2300 m).

I marmi mostrano solitamente aspetto massiccio; la tessitura orientata è visibile unicamente dove è più abbondante la componente silicatica e dove è presente una variazione cromatica fra i singoli livelli del marmo stesso. Nei marmi impuri la foliazione principale *S₂* è sottolineata da mica chiara, clinozoisite ed anfibolo; le alternanze di livelli a composizione esclusivamente carbonatica con livelli a silicati di regola sono parallele alla *S₂* stessa. In rari casi sono osservabili, nelle zone di cerniera delle pieghe *D₂*, relitti di un *layering* composizionale precedente, disposto ad alto angolo rispetto alla foliazione principale. Nel livello di marmo che affiora lungo il sentiero per il Passo Gelato (Eisjöchl, in Val di Fosse), a quota 2600 m, sono presenti dei sottili livelli ricchi in grafite, concentrati al contatto fra il marmo e i micascisti circostanti.

I marmi costituiscono quasi per intero la Cima Bianca Piccola e la Cima Bianca Grande; livelli di marmo con spessori variabili da alcuni metri ad alcuni decimetri affiorano sulla Cima della Grava, sul Monte Senales, sugli speroni NW della Croda Rotta, appena a N del Passo Gelato e sulla parete sottostante la

Bocchetta Gelata Est. A est del Passo Gelato i marmi affiorano in tre livelli principali con potenza variabile da poche decine di metri sino a oltre 80 m; mostrano un'orientazione preferenziale SSW-NNE e si estendono su tutto il versante sinistro della Val di Plan, sino all'abitato di Moso. I livelli di marmi in prossimità del Rifugio Petrarca (Stettiner Hütte) mostrano una tessitura milonitica, evidenziata da una sensibile riduzione di grana e da un'orientazione preferenziale di forma della calcite prodotta per ricristallizzazione sin-cinematica.

2.9.9. - *Calcescisti (OTC)*

I calcescisti sono rocce carbonatiche a grana minuta molto foliate, costituite dall'alternanza di livelli centimetrici a calcite e livelli dominati da mica chiara e clorite. Il colore varia da bianco-crema a marrone, con la diminuzione della frazione carbonatica. Il *layering* composizionale è parallelo alla foliazione. Sul terreno si riconoscono calcite, mica chiara, clorite, quarzo, zoisite, plagioclasio e anfibolo. Nei calcescisti intercalati ai marmi e ai micascisti della Croda Rotta (quota 2550 m circa) sono stati osservati cristalli centimetrici di zoisite. La caratteristica tessitura a bande ha permesso ai calcescisti di conservare un'ottima memoria strutturale delle fasi deformative individuate alla mesoscala, in particolare delle strutture di interferenza fra le diverse fasi plicative.

I calcescisti affiorano principalmente sul versante W e N della cima della Grava, sulla parete che congiunge il Monte Senales alla Grava stessa. Lenti e livelli di spessore decimetrico sono intercalati a micascisti, anfiboliti e quarziti nella zona della Malga alle Fosse e del Pian di Catino; qualche piccola lente è presente anche lungo il sentiero che porta al Rif. Petrarca da Plan, fra quota 2350 m e 2450 m. Calcescisti affiorano con continuità dalla ex caserma della Guardia di Finanza, posta sotto il Rif. Petrarca a q. 2500 ca., in direzione NNE sino al fondovalle della Val di Plan e a E della Vedretta della Grava. In queste aree, i calcescisti si trovano spesso al contatto tra marmi e micascisti, una posizione dove nella maggior parte dei casi si ripete la sequenza micascisti - anfiboliti ± granatifere - calcescisti - marmi. Nelle alternanze calcescisti-micascisti di Cima della Grava sono presenti lenti metriche di rocce a diopside, granato, plagioclasio e titanite, talora con grana pegmatoide e cristalli euedrali di titanite di 3-4 centimetri.

2.10. - UNITÀ DI MONTENEVE

L'unità di Monteneve viene storicamente suddivisa in una porzione centrale costituita in prevalenza da micascisti di aspetto filladico, quasi sempre granatiferi, a massa di fondo sericitica, di colore grigio plumbeo o tendenzialmente grigio-

argenteo (non affioranti nel F. 013 Merano) e da una zona marginale, fortemente eterogenea, formata da un'alternanza di livelli da metrici a decametrici di micascisti a granato, anfiboliti, quarziti, marmi e calcescisti. La potenza di questa fascia marginale varia localmente da poche decine di metri ad alcune centinaia.

La peculiarità che distingue questa unità dalle altre unità appartenenti all'Austroalpino, sta nel fatto che molte sue intercalazioni marginali sono caratterizzate da una grana pluricentrica di granato e anfibolo, cui spesso si aggiunge una spiccata cristallinità della biotite.

A sud presenta complessivamente un limite tettonico con l'unità di Tessa, caratterizzato dal passaggio dalla serie eterogenea marginale a grana grossa, tipica dell'unità di Monteneve, ai paragneiss a bande (*OTP*) e micascisti (*OTM*) dell'unità di Tessa. Il contatto è spesso sottolineato dalla presenza di livelli di quarziti e di micascisti a tessitura milonitica. Localmente (Cima dell'Altissima-Hohe Wilde, 3482 m, spalla a quota 3200 metri circa), in prossimità del limite sono presenti zone di taglio cataclastico, indicanti un movimento di tipo normale, con il *top* (unità di Monteneve) che si è mosso verso NW, sovrimposte a una foliazione milonitica mal preservata.

A nord (fuori carta), l'unità di Monteneve è invece separata dal complesso paragneissico dello Stubai-Ötztal da una superficie tettonica (linea di Monteneve).

Nell'area del presente foglio, l'unità di Monteneve affiora limitatamente nell'angolo NW, in alta Val di Fosse e sul crinale tra la Cima dell'Altissima e la Cima delle Anime. Si tratta essenzialmente di una parte della zona ad alternanze, costituita da micascisti filladici a porfiroblasti di granato (**OSF**) con intercalazioni di quarziti (**OSQ**), anfiboliti (**OSA**), anfiboliti a granato (**OSA_a**), marmi (**OSB**) e calcescisti (**OSC**).

2.10.1. - *Micascisti a porfiroblasti di granato (OSF)*

Si tratta di micascisti filladici o di micascisti più grossolani caratterizzati dalla presenza di grossi individui di granato, di anfibolo e di biotite; localmente passano gradualmente a quarzoscisti. Le rocce presentano un colore da grigio-argento a grigio-scuro (Fig. 18). Sul terreno si riconoscono: granato, anfibolo, biotite, mica chiara, calcite, clorite, quarzo e plagioclasio. Caratteristica è la presenza di livelli centimetrici ad anfibolo e carbonati. Molto frequentemente si nota sugli affioramenti la presenza di porfiroblasti sincinemati di granato, con diametro sino a 2-3 cm, con foliazione interna sistematicamente ruotata rispetto alla foliazione principale.

La roccia mostra generalmente una tessitura marcatamente scistosa, pervasiva su scala millimetrica, e individuata da abbondanti miche chiare e da biotite. Localmente (lungo il sentiero della Val di Fosse fra quota 2300 m e 2500 m circa)



Fig. 18 - *Micascisti a grossi granati, con livelli quarzosi. Unità di Monteneve. Val di Fosse.*

si nota lo sviluppo di una lineazione mineralogica individuata dall'orientazione preferenziale di porfiroblasti centimetrici di anfibolo verde scuro e di biotite; più raramente si notano anche *rods* di quarzo paralleli agli assi di crenulazione (punto quotato 2530 m in destra idrografica della Val di Fosse). Il granato è presente in cristalli idiomorfi, frequentemente con abito rombododecaedrico, di diametro fino a 2,5 cm, avvolti dai letti micacei; presente pressoché ovunque, questo minerale arriva a costituire fino al 7-8% in volume della roccia. Localmente, insieme ai porfiroblasti sopra descritti, compaiono agglomerati granatiferi di 1-2 cm, con forma ellissoidale, formati da numerosi individui millimetrici e submillimetrici. I porfiroblasti di anfibolo mostrano abito prismatico allungato, raggiungendo in qualche caso 7-8 cm. Compaiono soprattutto nelle vicinanze di livelli o *boudins* di anfibolite a granato, per uno spessore di 2-3 m dal contatto stesso. Dove i *boudins* sono costituiti da anfiboliti a granato e carbonati, i micascisti mostrano una debole reazione ad HCl, che evidenzia la presenza di carbonato nei primi decimetri prossimi al contatto. In qualche caso è visibile sul terreno la pseudomorfosi di biotite su anfibolo citata dagli Autori. Porfiroblasti di biotite di 1-2 cm sono abbastanza frequenti ed individuano insieme all'anfibolo la lineazione mineralogica sopramenzionata. La mica chiara è presente sia in individui millimetrici, sia in forma di matrice sericitica. Tale mica contiene un'abbondante frazione paragonitica.

I micascisti a granato ed anfibolo affiorano principalmente in destra idrografica della Val di Fosse, più precisamente nelle zone del Pian di Catino, Malga alle Fosse e lungo il sentiero per il Passo Gelato, fra quota 2300 m e 2600 m circa. In sinistra idrografica affiorano nel circo Croda Nera-Croda Rotta fra le quote 2300 m e 2700 m. Localmente, in prossimità della Bocchetta Gelata Est, il litotipo è privo di granato e passa talora a paragneiss a due miche.

2.10.2. - *Quarziti (OSQ)*

Le quarziti costituiscono rocce di colore bianco o grigio, con striature rossastre originate dall'alterazione dei minerali opachi; la grana è media o minuta. Sono caratterizzate da una tessitura foliata più o meno marcata, a seconda dell'abbondanza delle miche, talora concentrate in livelli di spessore submillimetrico. Talora passano a quarzoscisti per aumento della componente micacea. Oltre al quarzo contengono quantità modestissime di mica chiara, clorite e rari porfiroblasti di granato; biotite, apatite e opachi sono presenti in quantità accessorie. Nei livelli di quarziti, situati intorno alle quote 3300 m e 3370 m sulla cresta S dell'Altissima, è stata riscontrata la presenza di porfiroblasti di granato da millimetrici a centimetrici spesso parzialmente cloritizzati; complessivamente il granato non costituisce più del 1% in volume dell'intera roccia. Le quarziti affiorano in numerosi livelli di spessore metrico sul versante SW e E dell'Altissima.

2.10.3. - *Anfiboliti (OSA)*

Si tratta di rocce molto ricche di anfibolo, di colore verde scuro, a grana media e a scistosità planare; raramente mostrano una struttura a bande data dall'alternanza di livelli ad anfibolo con livelli quarzoso-feldspatico-anfibolici. I porfiroblasti di granato e biotite sono rari. Affiorano in particolare nella zona del Pian di Catino, a NW di Alle Fosse, in un corpo avente un'estensione areale di alcune centinaia di metri, nonché in livelli di spessore metrico a N del corpo suddetto. La tessitura è foliata, con scistosità principale S₂ individuata dall'orientazione preferenziale di anfibolo, talora accompagnata dal *layering* composizionale sovraccitato. In sezione sottile sono stati riconosciuti anfibolo, plagioclasio, epidoto, quarzo, titanite e biotite. Granato, mica chiara e rutilo sono presenti in quantità accessorie. I rari porfiroblasti di granato individuati, sono sempre pre-S₂; al loro interno sono state riconosciute inclusioni di anfibolo, quarzo, rutilo, biotite, plagioclasio e, raramente, di epidoto.

2.10.3.1. - Anfiboliti a granato (**OSA_a**)

Le anfiboliti a granato costituiscono una varietà di anfiboliti a grana medio-grossa caratterizzata da grossi individui di granato e biotite oltre che di anfibolo. Il colore di questo litotipo varia da verde e bianco a verde-scuro in funzione dell'abbondanza relativa di plagioclasio. La struttura è a bande, determinata dall'alternanza di livelli plagioclasici con livelli anfibolici; lo spessore dei livelli varia da pochi millimetri ad alcuni decimetri. I minerali principali di questo litotipo sono anfibolo, granato, plagioclasio, biotite, zoisite/clinozoisite, che si riconoscono anche sul terreno. Calcite, epidoto, quarzo, rutilo, titanite e opachi sono presenti in quantità accessorie. All'interno dei livelli anfibolici si nota la marcata orientazione preferenziale dell'anfibolo, che individua talora una lineazione mineralogica (sentiero della Val di Fosse, quota 2400 m circa). Il granato è presente in porfiroblasti eudrali, spesso con abito rombododecaedrico, con diametro sino a 2 cm; talvolta già sul terreno è possibile osservare la presenza di una foliazione interna ai porfiroblasti stessi. Altrettanto comune è la presenza di porfiroblasti di biotite, di 1-2 cm, che individuano a loro volta una lineazione mineralogica e crescono a volte in pseudomorfo sull'anfibolo. Nei *boudins* di anfiboliti a granato presenti lungo il sentiero della Val di Fosse, fra le quote 2350 m e 2500 m, compaiono livelletti millimetrici a calcite e anfibolo. A contatto con i micascisti incassanti (*OSF*) si osservano frequentemente litotipi gneissici o metabasitici con anfiboli prismatici allungati, disposti a covoni sui piani di scistosità (*Garbenschiefer*). Altri affioramenti di anfiboliti a granato sono presenti sul Pian di Catino, intorno a quota 2600 m; un livello di spessore decametrico affiora sulla cresta che congiunge l'Altissima con la sua cima N e prosegue sulla bastionata che chiude a NE il Pian di Catino.

2.10.4. - *Marmi a silicati* (**OSB**)

Si tratta di marmi calcitici, a grana media (saccaroide), con colori che vanno dal bianco latte al giallastro e tessitura variabile da massiccia a milonitica. Frequentemente (sperone NW della Croda Rotta) contengono livelletti millimetrici di silicati fra i quali si riconoscono macroscopicamente mica chiara, clorite, zoisite/clinozoisite, tremolite (Fig. 19).

Solitamente i marmi hanno un aspetto massivo e la tessitura orientata è visibile unicamente dove sono più abbondanti le impurità silicatiche o dove è presente una variazione cromatica fra i singoli livelli. Alcuni orizzonti di marmo con tessitura milonitica, accompagnata da una sensibile riduzione di grana, sono presenti intorno a quota 2900 m, alcune centinaia di metri a NW del Rifugio Petrarca. Nell'intercalazione di marmo che affiora in Val di Fosse, lungo il sentiero per il Passo Gelato a quota 2600 m, compaiono livelli ricchi in grafite, concentrati al



Fig. 19 - *Marmi a silicati (OSB)*. Si notino i livelli carbonatici, bianchi o beige, alternati a livelli quarzoso-silicatici grigi ad anfibolo ed epidoto. Unità di Monteneve, Val di Fosse.

contatto fra il marmo e i micascisti circostanti. Qui mettono anche in evidenza belle pieghe ad asse verticale.

Marmi con spessori da pochi metri a parecchie decine di metri abbondano sulla bastionata rocciosa che va dalla Cima dell'Altissima alla Cima delle Anime, sulla parete a SE della Bocchetta Gelata Est (Val di Fosse) e nel circo Croda Nera - Croda Rotta, in prossimità del limite W del foglio.

2.10.5. - *Calcescisti (OSC)*

I calcescisti affiorano in lenti e livelli metrici, di colore da nocciola a biancastro, associati ai marmi (*OSB*) o intercalati ai micascisti (*OSM*) e alle anfiboliti a granato (*OSA*). La frazione carbonatica è composta unicamente da calcite, mentre mica chiara, clorite, quarzo, plagioclasio, titanite, epidoto, anfibolo costituiscono la frazione silicatica; diopside e biotite sono rari. La tessitura è marcatamente foliata, talora a bande quando lo spessore dei livelli silicatici è superiore al centimetro. Dove i livelli carbonatici sono più spessi mostrano una tessitura saccaroide. Frequentemente si riconoscono all'interno di questo litotipo strutture deformative pre-S₂, ovvero precedenti alla fase deformativa principale dell'area.

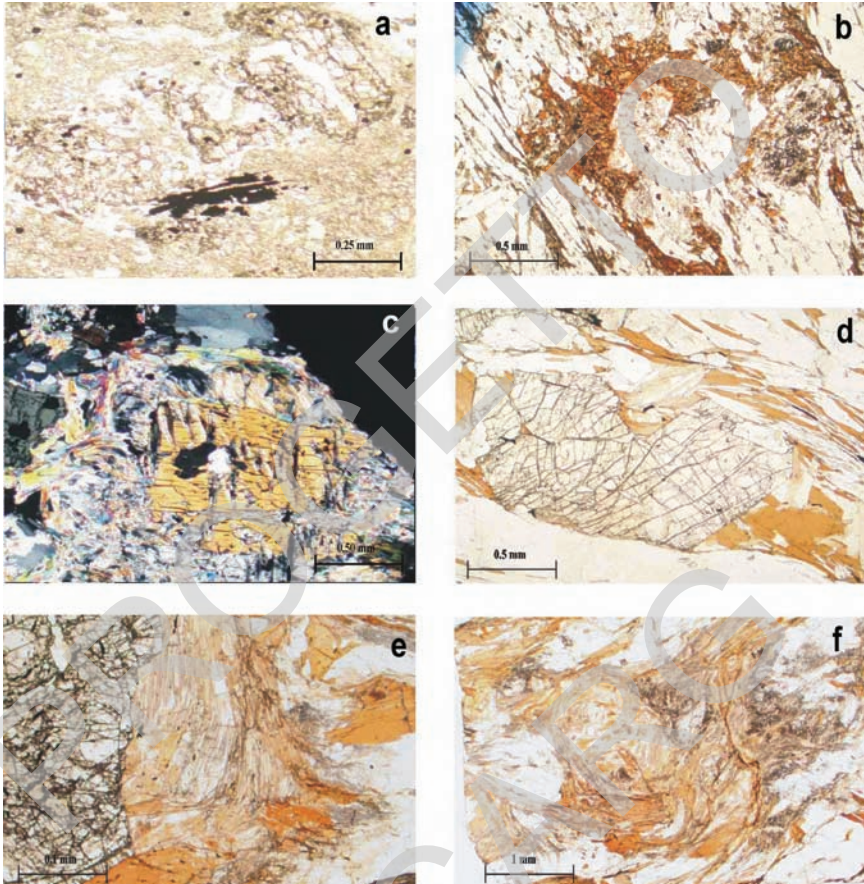


Fig. 20 – Foto al microscopio di sezioni sottili dell'Austroalpino. a) Aggregati di sillimanite che sostituiscono porfirblasti di granato nei micascisti (OMI) dell'unità di Pejo. b) Crescita statica di andalusite e biotite negli gneiss a due miche (OOP) dell'unità di Pejo. c) Porfirblasti di cianite e staurolite nei micascisti (OUM) della scaglia di Marleno. d) Porfirblasto millimetrico di staurolite nei micascisti (OVM) dell'unità di Scena. e) Biotite e sillimanite fibrolitica che crescono ai bordi di porfirblasti di granato nei paragneiss (OVP) dell'unità di Scena. f) Granato completamente sostituito da biotite e sillimanite nei micascisti (OVM).

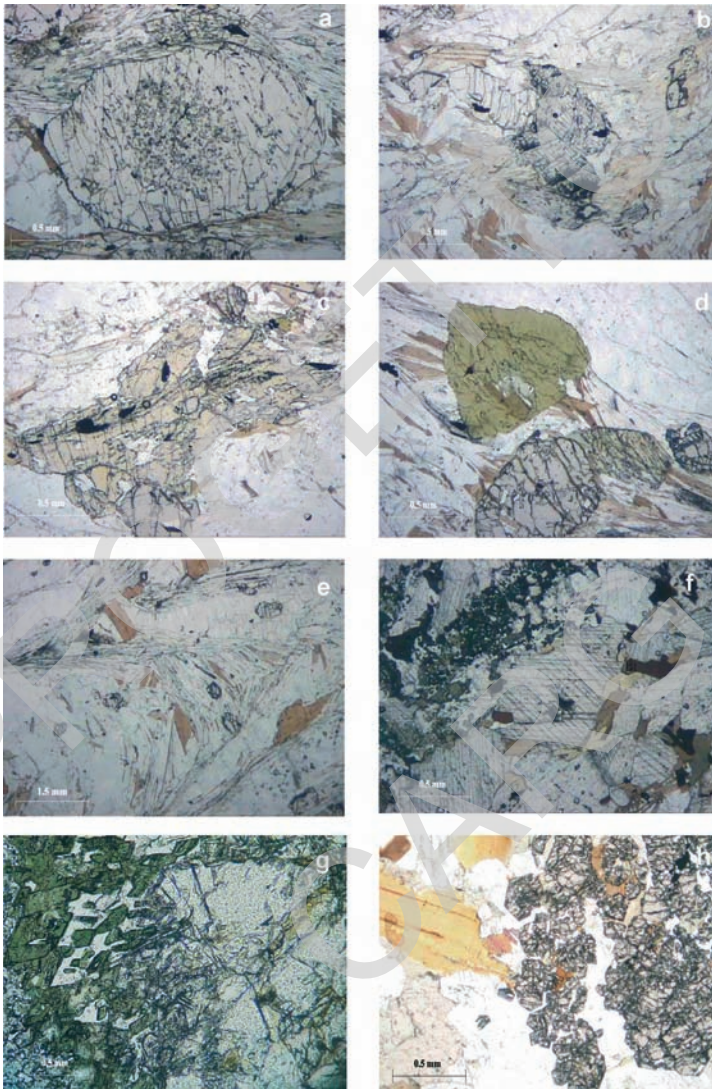


Fig. 21 - Foto al microscopio di sezioni sottili dell'Austroalpino. a) Porfiroblasti di granato con nucleo ricco di inclusi e bordo di crescita limpido, miascisti OTM dell'unità di Tessa. b) Porfiroblasto di cianite post-S2 nei miascisti OTM. c) Porfiroblasto di staurolite sin-S2 nei miascisti OTM. d) Staurolite sin-S2 e granato e tormalina post-S2 nei paragneiss a bande OTP dell'unità di Tessa. e) Crenulazione D3 nei miascisti OTM. f) Anfiboliti (OTF) con carbonati e biotite dell'unità di Tessa. g) Corone di anfibolo e plagioclasio sui porfiroblasti di granato delle eclogiti (OTE) dell'unità di Tessa. h) Aggregati centimetrici di granato formati da singoli individui idiomorfi di dimensioni massime di 0.3 mm nei miascisti (OTM).

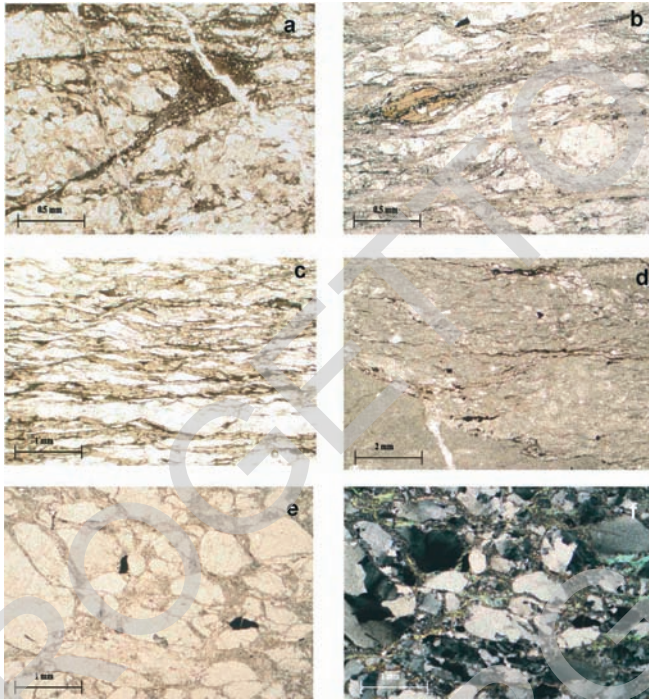


Fig. 22 - Foto al microscopio di sezioni sottili dell'Austroalpino. a) Pseudotachiliti all'interno della zona di taglio cataclastico-milonitica associata alla linea Insubrica (San Zeno, Merano). b) Porfiroclasto di biotite all'interno delle miloniti della zona di taglio di Pennes. c) Ortogneiss milonitici (Miloniti di Rio Masul, OCX) alla base dell'unità di Punta Cervina. d) Miloniti carbonatiche (OPD) all'interno della zona di taglio di Pennes. e) f) Metaconglomerato (OPC) della zona di taglio di Pennes ("Verrucano di Mules" Auct.).

2.11. - CORPI MAGMATICI INTRUSIVI

Si caratterizzano per la loro tessitura magmatica più o meno conservata e per la giacitura generalmente discordante rispetto alle strutture D₁ e D₂ delle rocce incassanti. Talora sono accompagnati da effetti di contatto.

2.11.1. - Pegmatiti (OGA)

Pegmatiti in lenti e filoni da discordanti a parallele rispetto alla foliazione principale sono presenti più o meno diffusamente solo in alcune unità del sistema Austroalpino: nell'unità del Tonale, nell'unità di Scena, nell'unità di Pejo, dove risultano particolarmente abbondanti.

Si tratta di corpi le cui dimensioni variano da pochi decimetri a qualche decametro. Le pegmatiti presentano grana grossa e sono costituite da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, muscovite con quantità variabili di tormalina e granato (pegmatiti peraluminose). Il quarzo è sempre abbondante e spesso interstiziale. I feldspati hanno colore chiaro, abito subedrale o in alcuni casi eudrale; sono abbastanza ben preservati e abbondanti. La mica chiara si concentra in aggregati plurilamellari se la tessitura originale è conservata, mentre si dispone lungo i piani della foliazione esterna principale S_2 quando la roccia è deformata in modo duttile. Il granato è raro; quando presente, ha colore violaceo e abito subedrale.

I filoni di pegmatite che affiorano nell'unità di Scena in prossimità del greto del Rio Masul possiedono tessitura equigranulare e grana grossolana. L'associazione di fasi è caratterizzata da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, muscovite, biotite, tormalina, granato, berillo. I cristalli di berillo, come quelli di granato e di muscovite, che in passato furono oggetto di estrazione (vedi cap. VII), raggiungono dimensioni decimetriche.

Datazioni eseguite su filoni presenti nella zona di Tel-Plaus e precisamente 350 metri a W di Quadrathöfe hanno fornito un'età di messa in posto di circa 255-260 Ma (SÖLVA *et alii*, 2003), in accordo con le età permiane riscontrate per la pegmatite della Val Martello e per molte altre dell'Austroalpino. Infine, nella zona di Quarazze si ritrovano piccoli *boudins* di questi corpi lungo le cataclasi della linea della Passiria.

2.11.2. - Metadioriti del Buco del Topo (OGD)

A S di Naturno, in prossimità della Malga Buco del Topo tra le quote 1900 m e 2200 m, affiorano alcuni corpi metadioritici discordanti all'interno dei mica-scisti a granato e staurolite (OMI) dell'unità di Pejo. Hanno grana medio-fine e tessitura orientata, ma localmente preservano quella primaria magmatica. Quando presente, la foliazione S_3 è marcata principalmente dalla biotite. Sono costituite da plagioclasio, anfibolo, biotite, mica chiara, con quantità variabili di quarzo, clorite, epidoto e granato. Il granato mostra una crescita statica in cristalli da subedrali a eudrali ed è accomunato a microaggregati di epidoto al bordo dei feldspati e delle miche.

2.11.2.1 - Metagabbri (OGD_a)

Associate (localmente a contatto) ai litotipi precedenti, affiorano lenti di metagabbri. Hanno grana media e sono costituiti da anfibolo, plagioclasio, epidoto, biotite, quarzo, \pm granato, con anfiboli di dimensioni fino a 2-3 centimetri.

La foliazione è poco sviluppata e, se presente, è evidenziata soltanto dall'orien-

tazione preferenziale dell'anfibolo. Talora conservano la tessitura magmatica primaria (lungo la strada forestale a NW della Malga Buco del Topo - Fig. 23). Analogamente alle metadioriti, anche nei metagabbri si osserva una blastesi statica di granato ed epidoto in individui di dimensioni millimetriche, associata a ricristallizzazione degli anfiboli (I).



Fig. 23 - Metagabbri presso Malga Buco del Topo a S di Naturno. Unità di Pejo.

2.11.3. - Filoni basico-intermedi foliati (f_f)

Filoni a grana media, di color verde e associazione mineralogica metamorfica rappresentata da anfibolo, plagioclasio, biotite e talora granato. Presentano tessitura debolmente foliata, indicata dalla biotite e più raramente dall'anfibolo. Si tratta di corpi non datati radiometricamente, che tagliano le strutture D₁ e D₂ del basamento incassante, affetti da foliazione S₃ e sovrainpressione blastica più o meno distinta. Nel foglio Merano affiorano solo nell'unità di Tessa lungo il versante N del M.te Gigot.

2.12. - GEOCHIMICA DEI PROTOLITI MAGMATICI NEL BASAMENTO METAMORFICO E DEI CORPI MAGMATICI INTRUSIVI DEL SISTEMA AUSTRALPINO (A. Gregnanin)

2.12.1. - *Ortogneiss e litotipi assimilabili*

Nell'ambito dell'Austroalpino ricadente nel foglio Merano alla scala 1:100.000 sono state svolte in passato molte ricerche su natura, chimismo ed origine delle intercalazioni di ortogneiss granitoidi tipo Parcines (*OTH*) e di gneiss granitoidi leucocratici (GATTO *et alii*, 1964; GREGNANIN *et alii*, 1968a e b; 1969; SASSI, 1968; GREGNANIN & SASSI, 1969; ZANTEDESCHI, 1991). Purtroppo queste mancano di determinazioni degli elementi in traccia e non coprono interamente la varietà di litotipi presenti. A questa carenza si è provveduto con nuove analisi effettuate in occasione dei lavori inerenti il presente foglio.

L'esame del materiale analitico disponibile in letteratura, confrontato con i nuovi dati, mette in evidenza che nei territori austroalpini ricadenti nel F° 013 Merano, gli ortogneiss granitoidi, derivati da protoliti probabilmente caledoniani, sono inquadrabili sostanzialmente in due tipologie riconducibili ad ortogneiss studiati nei vecchi lavori sopracitati, ossia gli ortogneiss granitoidi di Parcines (*gruppo A*) e gli ortogneiss leucocratici (*gruppo B*), le cui medie sono state riportate nella tabella 1 (analisi senza elementi in traccia). Accanto compaiono i nuovi dati più significativi (analisi con elementi in traccia) ottenuti mediante tecniche ICP-MS.

In figura 24 sono riportati nei diagrammi TAS e AFM tutti gli ortoderivati.

Gruppo A

L'ortogneiss di Parcines è stato interpretato come il prodotto metamorfico di un vecchio plutone provvisto di un corteo di migmatiti di iniezione. Dall'esame della tabella 1, emerge che l'ortogneiss di Parcines (colonna 1) è quello più basilico, come evidenziato già sul terreno dall'abbondanza di biotite. Il nuovo campione dell'ortogneiss di Parcines (*OTH*) analizzato (col. 2 e O1 in Tab. 1, si veda anche appendice 1) è un po' meno basilico della media delle analisi della letteratura, ma sostanzialmente simile. A questi ortogneiss sono assimilabili le intercalazioni di ortogneiss (*OCO*), che affiorano lungo il Rio Masul (O2 in Tab. 1), ad W di Punta Cervina (O4) ed alla testata della Valle di Sottomonte (Val Sarentino) (O5) e gli ortogneiss (*OOR*) che affiorano ad W del Monte San Benedetto presso Merano (O3). La media delle analisi di queste quattro intercalazioni compare nella colonna 3.

Molto simili all'ortogneiss di Parcines (riportato in colonna 2), soprattutto per i tenori degli elementi in traccia, risultano anche l'intercalazione in sinistra

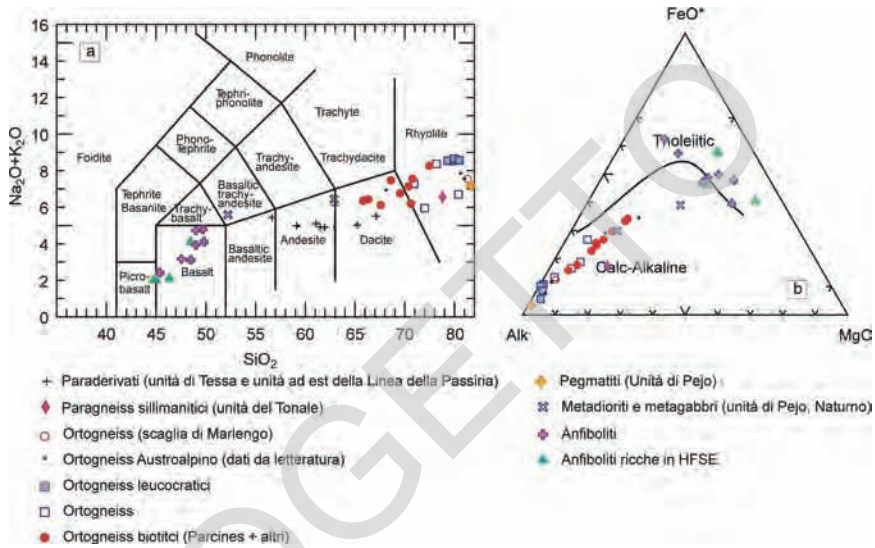


Fig. 24 - Diagrammi TAS (alcali totali vs silice) e AFM degli ortoderivati, filoni ed anfiboliti.

Passiria all'imbocco dello Valtellese (Fertleis) (O15) e un po' meno strettamente il livello di ortogneiss presente in destra, a W di Saltusio (Malga Fagls, M. Spico) (O18), le cui analisi non sono state riportate in tabella.

Gli ortogneiss tipo Parcines sono rappresentati nel loro complesso da protoliti granodioritici. Presentano natura subalcalina inquadrabile nel magmatismo andesitico, con valori sensibilmente alti di K_2O (3-4% in peso), assimilabili alle 'daciti alte in K' di PECCERILLO & TAYLOR (1976). Nel diagramma in peso AFM, il trend è intermedio tra quelli ad alto e a basso arricchimento in ferro. Nel diagramma normativo *q-ab-or* (non riportato) tali litotipi cadono nel "minimo" granitico di bassa pressione con eccesso d'acqua.

Le conclusioni petrogenetiche ricavate dagli elementi maggiori sono confermate dai dati isotopici e dalla determinazione degli elementi in traccia. ZANTEDESCHI (1991), oltre ad aver ricavato un'età caledoniana (~ 450 Ma) per il protolito di Parcines, ha anche misurato i rapporti isotopici iniziali $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, trovandoli compresi tra 0,708 e 0,710; essi crescono fino 0,731 in altri litotipi associati più "differenziati". Questi rapporti sono compatibili con differenziati di liquidi provenienti dal mantello, in parte contaminati da crosta continentale. Pertanto questi dati sono compatibili con l'ipotesi di una genesi 'orogonica'.

Gli *spider diagrams*, relativi agli elementi in traccia degli ortogneiss di Parcines, normalizzati rispetto alla crosta media (Fig. 25a), sono pressochè sovrapponibili tra loro e risultano molto simili a quelli dei filoni terziari di andesiti a granato, anch'esse inquadrabili tra i tipici prodotti orogenici. Sono infatti carat-

Tab. 1 - Tabella riassuntiva delle analisi composizionali effettuate su ortogneiss e assimilabili. AA.PP.: Autori Precedenti, vedi testo. O1-O13 si riferiscono all'ubicazione dei campioni riportata in appendice.

	Gruppo A			Gruppo B			Altri			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Parcines AA.PP.	Parcines O1	Tipo Parcines O2-O3 O4-O5	Leuco cratici con porfiro clasti AA.PP.	Leuco cratici senza porfiro clasti AA.PP.	Leuco cratici O6-07 O8-09	Matengo O10	Cervina O11	Venain TTP O12	Pegm. Pejo O13
n. analisi	6	1	4	6	6	4	1	1	1	1
SiO ₂	68.15	70.37	67.57	75.65	75.99	74.86	76.32	67.58	73.80	76.66
Al ₂ O ₃	15.75	14.76	15.32	13.77	13.15	13.94	12.47	15.22	13.22	14.50
FeO	3.73	3.03	3.75	1.18	0.73	0.94	1.25	4.37	1.93	0.28
MgO	1.26	1.15	1.43	0.28	0.27	0.14	0.35	1.76	1.75	0.07
CaO	2.04	1.69	2.76	0.38	0.43	0.42	0.79	1.42	1.83	0.38
Na ₂ O	3.13	2.97	3.06	3.38	3.04	3.61	3.86	2.45	3.52	5.71
K ₂ O	3.80	4.17	3.69	4.48	4.52	4.96	3.69	3.66	3.04	1.46
TiO ₂	0.61	0.51	0.56	0.11	0.07	0.07	0.18	0.69	0.29	0.01
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.18	0.24	0.24	0.28	0.02	0.23	0.08	0.11
MnO	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.02	0.01
Cs		5.8	6.85			9.6	1.0	3.9	2.9	92
Rb		181	140			390	83	150	110	283
Ba		800	770			66	600	910	880	19.2
Sr		170	225			29	60	175	120	38.70
Th		14	14.3			5.8	16.4	21	26	0.10
U		3	4.1			3.3	3.2	6.1	7.0	1.40
Pb		0.17	0.43			0.31	0.25	0.60	0.13	0.25
Nb										20.9
Ta										15.2
Zr		185	186			49	210	235	137	0.70
La		42	39			4.9	39.4	45	58.5	0.50
Ce		83	77			12.5	81	90	114	1.00
Yb		2.6	3.1			0.8	5.7	3.8	3.2	0.05
Lu		0.28	0.44			0.10	0.85	0.60	0.37	0.01

terizzati da anomalie negative di Eu e Ti. Le LREE sono arricchite di quasi 100 volte rispetto al mantello primitivo.

Gruppo B

Come già detto, una parte delle altre intercalazioni ortogneissiche è assimilabile agli ortogneiss granitoidi leucocratici degli Autori sopracitati ("gneiss del Tumulo" ed altri), sia a quelli con porfiroclasti di feldspato alcalino (col. 4 di Tab

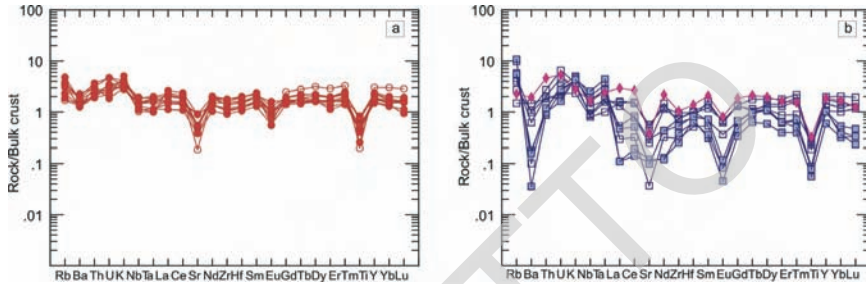


Fig. 25 - Elementi in traccia per gli ortoderivati del gruppo A (a) e del gruppo B (b) normalizzati rispetto alla bulk crust (RUDNICK & GAO, 2003). Legenda come da Fig. 24.

1), sia a quelli privi di profiroclasti (col. 5). Si tratta delle quattro intercalazioni di ortogneiss leucocratici a mica chiara affioranti a Saltusio (loc. Vernurio) (O6) (OTL_a), in Val di Lazins (O7) (OTL_a), nei dintorni di Quarazze (O8) (OUO) e sopra Lagundo (O9) (OTL_a). La loro media compare nella colonna 6 (Tab. 1). Essi corrispondono a protoliti più francamente granitici, in quanto più ricchi in silice e in alcali e più poveri in Fe, Mg, Ca dei precedenti. La SiO_2 è compresa tra il 74 e il 75,5%, ma è leggermente inferiore a quella delle medie degli gneiss leucocratici della letteratura (gneiss del Tumulo). La somma degli alcali (> 8%) non solo supera quella dei tipici gneiss del Tumulo, ma è ancor più alta di quella degli gneiss tipo Parcines.

Il confronto degli elementi in traccia di questi ortogneiss leucocratici mostra Terre Rare basse rispetto a quelle dell'ortogneiss di Parcines, così come sono inferiori i valori normalizzati di Ba, Sr, Th, REE e Zr. Il solo Rb risulta più elevato. Le anomalie negative di Ba, Sr, Eu e Ti sono molto più nette. Il rapporto $La/Yb < 10$ segnala una chiara natura subalcalina.

In conclusione, questi ortogneiss granitoidi sono sensibilmente più acidi e più alcalini di quelli di Parcines e sono leggermente diversi negli elementi maggiori da quelli del Tumulo. Sono poveri di Terre Rare e presentano *spider diagrams* (Fig. 25b) con anomalie abbastanza simili a quelle che caratterizzano gli ortogneiss tipo Parcines.

Altre intercalazioni

Le intercalazioni di ortogneiss leucocratici dell'unità di Punta Cervina (Val di Sottomonte) (O11) (OCO) e altre intercalazioni rinvenibili presso Maso Hofer (campione O14 in Appendice - OJO), presso Saltusio-S.Martino (O16 - OTL_a) e sul crinale meridionale della Val Clava (O17 - OTL), rappresentati da un quadrato aperto in Fig. 24 e 25b, hanno caratteri intermedi rispetto ai precedenti. Gli *spider diagrams* di questi litotipi sono del tutto simili a quelli degli ortogneiss tipo Parcines; in particolare si segnalano i valori delle HREE e dell'Y.

Singolare appare la composizione dell'ortogneiss (OUO) sopra l'abitato di

Marlengo (O10, Tab. 1, col. 7). Si tratta di un litotipo persilicico non particolarmente ricco di alcali, con tenori di alcuni elementi tipo Parcines e con tenori di altri elementi tipo Tumulo. Lo *spider diagram* (Fig 25a) evidenzia una stretta similitudine con gli gneiss tipo Parcines, specie nei bassi valori normalizzati di Cs e Rb.

Sempre in Tab. 1 nelle colonne 9 e 10 sono rispettivamente riportate, per confronto, le analisi di una vena granitoide proveniente dai paragneiss a sillimanite (O12, *TTP*) dell'unità del Tonale e di una pegmatite (O13, *OGA*) dell'unità di Pejo.

2.12.2. - *Anfiboliti*

La composizione chimica delle intercalazioni anfibolitiche è riportata in Tab. 2, ove per confronto con i nuovi dati ottenuti in questo studio, sono riportate anche le analisi di alcuni corpi della Val Venosta (Laces, Burgusio).

Gli *spider diagrams* presentano due gruppi di riferimento, I e II (vedi oltre). Il primo comprende le intercalazioni a S di Rio Masul (A1, *OAF*) e di Punta Cervina (A2, *OCA*). Il secondo gruppo comprende le intercalazioni provenienti dalla zona di Ulfas (unità di Tessa), delle quali alcune contengono carbonati.

Le intercalazioni anfibolitiche riportate sono riferibili a metabasalti (o metagabbri) subalcalini o appena moderatamente alcalini, tutti anorogenici. I campioni sono generalmente *hy*-normativi; di questi A5 e A6 (*OTE*) sono *qz*-normativi e i rimanenti *ol*-normativi (*ol* 6÷12%). Un solo campione contiene circa 1% di *ne*-normativa (A1, *OAF*).

L'allumina varia tra 14 e 16%, un campo dal quale si discosta il campione di A7 (*OTE*), povero di Al_2O_3 , di Na_2O , e di *an*-normativa. Salvo eccezioni, es. A1 (*OAF*), tutte le intercalazioni presentano $TiO_2 > 1.5\%$ in peso.

I *trend* principali dell' MgO e dell' FeO^* variano di poco. Per confronto vengono riportate le composizioni dei corpi anfibolitici di Burgusio e Laces in Val Venosta, caratterizzate da un rapporto FeO/MgO alto, come si evince dal diagramma AFM (Fig. 24), nel quale vi è in generale un arricchimento in ferro da moderato ad alto, che diventa molto alto nelle due sopracitate anfiboliti.

In base ai valori dell' MgO , l'anfibolite di Ulfas (A7, *OTE*, colonna 6), povera di Al_2O_3 e di Na_2O , sembrerebbe evidenziare un originario accumulo di olivina.

Come detto, gli *spider diagrams* (Fig. 26a) presentano due gruppi di riferimento. Il primo gruppo (croce viola nello *spider*) è caratterizzato dal più basso arricchimento della maggior parte degli elementi in traccia, intorno a 10 volte il valore del mantello primitivo, e da una discreta anomalia positiva del Cs ed eventualmente del Rb. Vicine a questo gruppo sono le intercalazioni di Burgusio, quella del Castello, nonché l'intercalazione a S dell'ortogneiss di Marlengo-Ultental

Tab. 2 - Tabella riassuntiva delle analisi composizionali effettuate su metabasiti.

	1	2	3	4	5	6	7	Magmatiti	
	ANFIB I A1, A2	ANFIB I Burgusio	ANFIB I A3	ANFIB I A4	ANFIB II A5, A6	ANFIB II A7	ANFIB II A8	A9	A10
n. analisi	4	1	1	1	2	1	1	1	1
SiO ₂	47.91	49.00	48.49	49.81	44.74	46.34	48.48	52.22	62.91
Al ₂ O ₃	15.37	13.90	16.72	15.5	13.48	9.8	14.05	18.23	18.64
FeO	11.96	13.08	8.67	10.18	11.48	11.42	10.39	7.56	3.81
MgO	6.83	2.33	8.78	6.22	5.61	13.06	6.89	5.08	1.63
CaO	10.41	8.07	10.55	10.61	15.57	12.2	10.97	6.90	4.15
Na ₂ O	3.21	4.21	2.7	3.5	1.77	1.49	3.61	5.09	4.00
K ₂ O	0.37	0.52	0.42	0.61	0.22	0.6	0.47	0.50	2.44
TiO ₂	1.88	2.55	0.65	1.58	2.97	2.19	2.62	2.46	0.64
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.06	0.24	0.78	0.34	0.42	0.13	0.36
MnO	0.21	0.21	0.15	0.15	0.2	0.18	0.19	0.15	0.05
Cs	1.35	0.3	0.60	0.10	0.1	0.2	0.2	5.20	14.30
Rb	8.28	8	16.4	11.7	7.9	11.0	10.3	21.9	138
Ba	73.5	153	146	202	42.4	79	64.3	74	338
Sr	269	170	276	491	792	110	313	510	291
Th	0.86	1.6	0.1	1.4	6.55	3	2.8	2.00	2.50
U	0.30	0.4	0.1	1.2	1.15	0.7	0.7	1.10	1.30
Pb	0.43	0	0.04	0.04	8.6	0.13	0.25	0.05	0.13
Nb	11.2	18	1.8	8.4	55.5	26.7	33.4	9.80	6.40
Ta	0.64	1.3	0.1	0.6	3.2	1.9	2.3	0.60	0.50
Zr	129	181	18.4	128.6	265	151	187	87.4	197
Y	32.0	27	11.4	25.3	31.0	19.9	28.2	24.6	18.7
La	10.8	17	3.4	15.1	38.6	24.0	25.1	14.9	12.2
Ce	26.0	41	6.9	32.4	88.3	50.7	56.3	34.0	26.8
Nd	17.6	25	4.5	22.8	41.2	28.2	32.5	19.4	14.8
Yb	3.31	3	0.99	2.28	2.26	1.5	1.83	2.32	2.00
Lu	0.53	0.46	0.17	0.28	0.28	0.22	0.3	0.31	0.23

(A4, OUA). Il secondo gruppo di metabasiti (triangolo verde nello *spider*) è caratterizzato da un arricchimento regolare degli elementi incompatibili, dalle HREE (circa 3÷5 volte il M.P.) fino al Th e U (circa 80 volte il M.P.) e da un valore basso di Cs, Rb, Ba, tra 6÷10 volte il mantello primitivo. L'intercalazione A6 (OVA), a W del Giogo delle Laste, molto affine, presenta arricchimenti meno spinti.

Tra gli elementi in traccia, il Ba e Rb mostrano una correlazione diretta con la silice secondo due *trend*, uno dei quali è ben definito anche negli *spider diagrams*. In accordo con questi diagrammi si notano due *trend* anche per Ta e Nb, sebbene inversamente correlati con la SiO₂. Questi due elementi sono strettamente correlati tra loro e mostrano una correlazione diretta col TiO₂. *Trend* doppi, uno discendente ed uno costante con la SiO₂, si notano altresì per Th+U, La, Ce. Invece

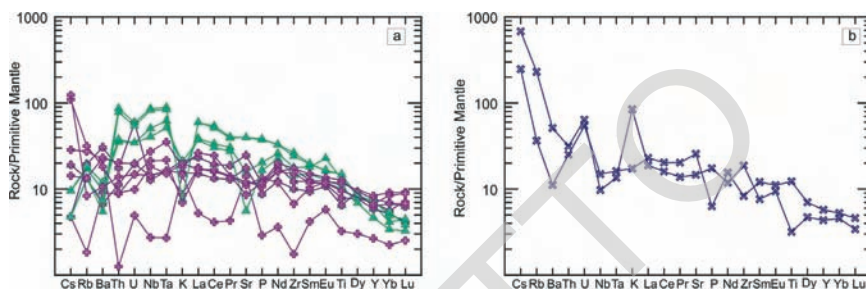


Fig. 26 - Diagrammi relativi agli elementi in traccia delle anfiboliti (a) e delle rocce magmatiche (b). I valori sono normalizzati al mantello primitivo (McDONOUGH & SUN, 1995). Legenda come da Fig. 24.

Y ed Eu mostrano valori relativamente costanti per quasi tutti i campioni.

Complessivamente, le anfiboliti sopramenzionate mostrano un'affinità tholeiitica, con l'eccezione dell'anfibolite di Merano che presenta qualche somiglianza con tipi calcocalini.

2.12.3 - Metadioriti del Buco del Topo

Alcuni corpi magmatici dell'Austroalpino si distinguono per il fatto che tagliano le strutture principali del basamento, ma mostrano una debole sovraimpronta metamorfica di basso grado, probabilmente alpina. Le analisi chimiche relative a questi corpi di metagabbri e metadioriti (OGD) hanno mostrato i seguenti caratteri (col. 8 e 9 di Tab. 2):

(a) Il metagabbro A9 (OGD_a) mostra valori molto alti di allumina (18,23%) e Na₂O (5,09%), unitamente a valori bassi di K₂O (0,50%) e non molto alti di CaO (6,90%, cfr. con anfiboliti, tutte > 8%). Questi dati denunciano una qualche rimobilizzazione degli alcali. Il TiO₂ è sensibilmente alto (2,46%). Il grado di arricchimento in ferro è basso. Lo *spider diagram* (Fig. 26b) rivela un leggerissimo arricchimento dalle REE, da quelle pesanti (4 volte il mantello primitivo) a quelle leggere (20 volte circa), con anomalie negative per Ba e soprattutto Pb e con anomalie positive per U e soprattutto per il Cs (600-700 volte il mantello primitivo). Non compaiono anomalie negative per Nb e Ti. L'inquadramento magmatico di tale massa è ambiguo, ma propende verso un carattere anorogenico.

(b) La metadiorite A10 (OGD, SiO₂ = 62,91, Al₂O₃ = 18,64, TiO₂ = 0,64) con Na₂O pari a 4% e K₂O pari a 2,44%, con il suo basso arricchimento in ferro, mostra un'affinità verso le andesiti alte in potassio. Il suo *spider diagram* rivela un arricchimento di LREE leggermente più accentuato della massa precedente, ma tra le anomalie negative compaiono anche quelle di Nb e Ti; particolarmente

elevate sono le anomalie positive del Rb (220 volte il mantello primitivo) e del Cs (circa 2000 volte).

3. - ALPI MERIDIONALI

(G.M. Bargossi, C. Morelli, A. Moretti con contributi di V. Mair, M. Marocchi, e L. Montresor)

Il dominio delle Alpi Meridionali comprende un basamento metamorfico, originatosi durante l'orogenesi varisica, in cui sono intrusi diversi corpi plutonici e filoniani di età permiana ed una successione vulcanica e sedimentaria non metamorfosata (ciclo alpino) in evidente discordanza sul basamento. I primi prodotti della successione sono costituiti da conglomerati continentali (Conglomerato basale, "Conglomerato di Ponte Gardena" *Auct.*), a cui segue un imponente e articolato gruppo di prodotti vulcanici subaerei (Gruppo Vulcanico Atesino, "Piattaforma Porfirica Atesina" *Auct.*). Successivamente si sono depositi sedimenti clastici continentali e marini di litorale (Arenarie di Val Gardena e Formazione di Werfen).

BASAMENTO METAMORFICO

In conformità con le scelte effettuate nei fogli limitrofi (ad esempio nel F° 060 Trento), ai vari nuclei metamorfici presenti nel settore orientale delle Alpi Meridionali viene attribuito l'appellativo di *unità*. Tenendo conto della vicinanza tra le varie zone di affioramento e della sostanziale uniformità di grado metamorfico (basso grado) e di evoluzione strutturale, si è ritenuta corretta l'attribuzione in toto all'unità di Bressanone definita nell'adiacente F° 026 Appiano.

3.1. - UNITÀ DI BRESSANONE

Il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali affiora estesamente nel settore orientale del foglio Merano, tra la valle del Rio Deserto e quella del Rio della Sega, e nel settore meridionale del foglio in una ristretta fascia compresa tra la linea delle Giudicarie ad ovest e la granodiorite di Monte Croce ad est. Costituisce un'unica unità metamorfica di età varisica (MELI, 1994, 1998; MELI & KLÖTZLI, 2001), di medio-basso grado (facies degli scisti verdi, sub-facies a granato), denominata unità di Bressanone (equivalente alla "Fillade quarzifera di Bressanone" *Auct.*); è intrusa e tagliata da corpi plutonici e filoni di età permiana e da filoni basici tardoalpini (Oligocene). Nell'area del foglio sono presenti le seguenti litologie: filladi quarzifere (**BSS**), talora con sovraimpronta metamorfica

di contatto (cornubianiti, **BSS_a**) nell'intorno dei plutoni permiani, quarziti muscovitiche (**BSQ**), metavulcaniti acide (**BSI**), talora a grandi porfiroclasti (**BSI_a**), e rare intercalazioni di metabasiti (**BSA**).

3.1.1. - *Fillade quarzifera* (**BSS**)

Filladi di colore variabile dal grigio plumbeo più o meno argenteo al grigio verde a seconda del fillosilicato prevalente. Sono non di rado granatifere e caratterizzate da una paragenesi a quarzo, muscovite (e/o sericite), clorite, plagioclasio, ± biotite, ilmenite e rari epidoto, grafite e calcite. I minerali accessori sono costituiti da tormalina, apatite, zircone, ankerite (associata a noduli e letti di quarzo) e pirite, più raramente titanite.

La grana della roccia è di solito fine, submillimetrica, solo localmente si rinvencono porzioni in cui essa raggiunge maggiori dimensioni vicine a quelle dei micascisti/paragneiss. Simili porzioni si rinvencono anche in altri nuclei metamorfici del Sudalpino orientale, come in Valsugana, ma sono generalmente di limitata estensione. Altre volte, soprattutto alla base del Monte Catino, nella successione filladica il rapporto quarzo (± albite)/fillosilicati aumenta fino a conferire alla roccia un aspetto più compatto; si tratta di scisti quarzoso-muscovitici (± granato, plagioclasio, clorite e biotite) in cui si osserva un'alternanza di sottili letti lepidoblastici e di più spessi livelli di quarzo microcristallino ± plagioclasio.

Frequenti sono i noduli e i letti di quarzo bianco concordanti con la scistosità principale (S₂), che sono interpretabili come vene di quarzo (legate probabilmente a fenomeni di *pressure-solution* e redistribuzione del quarzo durante la deformazione) ripiegate e trasposte durante gli eventi deformativi varisici. Definiamo convenzionalmente tali livelli come prima anisotropia planare visibile S₁. Non di rado essi formano pieghe isoclinali intrafoliari sradicate, il cui piano assiale definisce la S₂, a loro volta ripiegate dall'evento deformativo D₃ che dà luogo a figure di interferenza tipo 3 (RAMSAY, 1967) (Fig. 27).

Le filladi presentano una marcata fissilità parallelamente ai piani di scistosità, che diminuisce solo dove aumenta la percentuale di quarzo (Fig. 27b). Sono presenti porfiroblasti sia di granato, sia di plagioclasio albitico-oligoclasico in individui di dimensioni medio-piccole. Solamente in alcuni affioramenti l'analisi al microscopio ottico ha consentito di mettere in evidenza scie di inclusioni di minerali opachi (soprattutto ilmenite) e/o muscovite + quarzo all'interno di porfiroblasti di granato e plagioclasio. Tali inclusioni definiscono una scistosità interna (S₁), rettilinea o debolmente ondulata, ad alto angolo rispetto a quella esterna ai porfiroblasti (S₂). Entrambi i porfiroblasti cristallizzarono durante le prime fasi della deformazione D₂. Il granato è frequentemente fratturato e retrocesso in clorite ± epidoto, mentre il plagioclasio mostra talora un nucleo albitico, a volte limpido,



Fig. 27 - *Fillade quarzifera (BSS) si riconoscono almeno due generazioni di pieghe. Alcuni orizzonti hanno maggiore abbondanza dei livelli di quarzo (b). Kesselbergeralm, Val Sarentino.*

ed un bordo oligoclasico ricco di piccole inclusioni di sericite e quarzo. In alcuni campioni con cristalli a grana maggiore, il granato può essere pseudomorfosato da aggregati a grana medio-fine costituiti da biotite + muscovite + plagioclasio + quarzo \pm ilmenite: si tratta con tutta probabilità di sostituzioni prograde, legate a decompressione pura o con debole aumento di temperatura, nell'intorno del picco termico metamorfico. Negli stessi campioni il granato relitto subisce la trasformazione in clorite \pm epidoto da imputare all'apporto di fluidi durante il tratto retrogrado del percorso P-T-t. I dati microstrutturali indicano quindi che il granato è cresciuto e rimasto stabile durante la D_2 e in parte durante la D_3 (talora sembra crescere anche durante le prime fasi di quest'ultima), lungo tutto il tratto prograde della storia metamorfico-deformativa della roccia. Secondo RING & RICHTER (1994) esso sarebbe stato stabile anche durante la D_1 .

La S_1 , ove ancora visibile, in quanto spesso completamente trasposta dalla S_2 , è definita da muscovite + clorite + ilmenite; la S_2 dagli stessi minerali di neoblastesi o meccanicamente ruotati (es. ilmenite) \pm biotite. Localmente, nelle porzioni più pelitiche, la D_3 determina un accenno di clivaggio per crenulazione della S_2 , definito dalla ricristallizzazione di mica bianca e quarzo, dalla rotazione meccanica dei minerali della S_2 e da superfici di dissoluzione ricche in ossidi di ferro. Non si sviluppa mai una vera e propria scistosità S_3 (penetrativa) ma, parallelamente ai piani assiali delle pieghe F_3 , si assiste talora alla neoblastesi di lamelle muscovitiche a grana maggiore, che possono mostrare al proprio interno piccole scie di inclusioni rettilinee (S_2), costituite da minerali opachi (soprattutto ilmenite). Nelle porzioni più ricche in quarzo tale clivaggio si può sviluppare unicamente nelle zone di cerniera delle pieghe F_3 . Questi dati microstrutturali e le interpretazioni conseguenti sono in accordo con quanto trovato per la zona posta più ad est, da HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987) e RING & RICHTER (1994).

La biotite risulta quasi ovunque pseudomorfosata da clorite + titanite o ilmenite e talora cresce statica in grosse lamelle decussate post- S_2 , mai deformate,

presumibilmente durante il picco termico metamorfico. Il cloritoide, citato in letteratura in questa zona (GREGNANIN & SASSI, 1967; CARDIN *et alii*, 1985), non è mai stato riscontrato in sezione sottile nei campioni analizzati.

Localmente sono state osservate, in sezione sottile, *shear bands* (tipo S/C') marcate da clorite che, insieme all'asimmetria delle ombre di pressione di alcuni porfiroblasti (tipo σ), definiscono un senso di taglio destro durante la fase finale della deformazione (D_2 ?).

Va ricordata infine la presenza di due generazioni di vene: *i*) a clorite \pm feldspati, trasposte lungo S_2 con senso di *shear* sinistro; *ii*) a epidoti e ossidi di ferro, che tagliano S_2 , quindi post- D_2 .

3.1.1.1 - Cornubianiti (BSS_a)

Nei pressi del contatto con la granodiorite di Monte Croce e la granodiorite di Ivigna e nell'intorno di grossi filoni, come al Piano della Forcella, le filladi sono moderatamente metamorfosate per contatto ed intensamente idrotermalizzate. Si presentano più compatte delle normali filladi; la tipica fissilità scompare ed il colore diventa chiaro con sfumature verdi e beige oppure grigie, con patine brunorossastre. Anche se alla scala dell'affioramento la roccia ha aspetto compatto ed



Fig. 28 - Cornubianite milonitica al contatto con il plutone di Ivigna nei pressi della linea Insubrica. S. Zeno, Merano.

omogeneo, ad una più attenta osservazione si riconosce la presenza di una sottile foliazione spaziata (Fig. 28).

In sezione sottile si rileva neoblastesi di biotite. Durante il progetto di perforazione profonda nei pressi di Merano, sono stati prelevati campioni della fillade quarzifera provenienti da una profondità di circa 1600 metri. Le rocce hanno subito metamorfismo di contatto prodotto dall'intrusione del plutone granodioritico di Monte Croce ed evidenziano una paragenesi ad andalusite + biotite + plagioclasti + K-feldspato + quarzo (WYHLIDAL *et alii*, 2007a).

Lungo la linea della Val Nova e presso Piano della Forcella tutti i minerali, ad eccezione del quarzo, sono fortemente alterati: sia i feldspati che le miche sono sostituiti da un feltro di minuti minerali argillosi di bassa temperatura. Si tratta di una sovrainfusione di basso grado metamorfico accompagnata da una forte componente idrotermale che, generalmente, maschera la neoblastesi di biotite.

3.1.2. - *Quarziti muscovitiche* (BSQ)

Quarziti impure, muscovitiche in orizzonti o lenti intercalate alle filladi. Si tratta di rocce a grana medio-fine, compatte, a tessitura scistosa, di colore chiaro con sfumature argentee, che passano a scisti o gneiss minuti quarzoso-muscovitici. Sono costituite da un'alternanza di livelli a quarzo prevalente con sottili e discontinui letti a muscovite, che ne definiscono la scistosità principale (S_2). Al loro interno è possibile rinvenire, seppur in quantità accessorie, piccoli cristalli di granato, plagioclasio, pirite, clorite ed ilmenite, rarissima la biotite. Affiorano lungo la strada forestale che dalla Valle del Rio Deserto porta alla Malga del Rio Deserto, lungo il Rio Deserto sotto la località Alber, a sud del Rifugio Valcanova ed a sud-est del Giogo di Pietramala.

3.1.3. - *Metavulcaniti acide* (*Porfiroidi* Auct.) (BSI)

Metavulcaniti (originarie lave ed ignimbriti) e metavulcanoclastiti di composizione da riolitica a riadacitica. Si presentano da massicce o blandamente foliate fino a scistose e sono costituite da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, muscovite, clorite, biotite, \pm epidoto. La roccia presenta struttura occhiadina e/o micro-occhiadina con porfiroclasti feldspatici (2-8 mm) in un fondo con livelli quarzoso-feldspatici alternati ed anastomizzati da letti fillosilicatici (Fig. 29a).

Al microscopio la roccia presenta tessitura occhiadina con porfiroclasti idiomorfi e talora geminati di K-feldspato \pm plagioclasio, spesso geminato Albite-Karlsbad e quarzo subrotondeggiante, che spiccano su di un fondo più omogeneo foliato ed a grana minuta (quarzo, feldspati, sericite/muscovite, biotite e clorite) (Fig. 29b). I porfiroclasti di plagioclasio mostrano sovente un nucleo albitico ric-

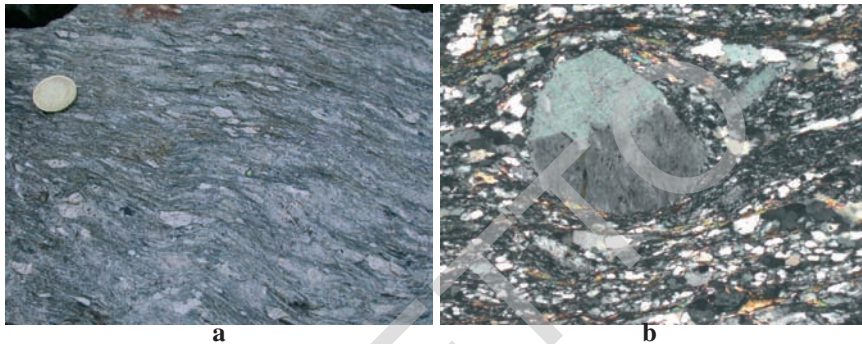


Fig. 29 - *Metavulcaniti acide (Porfiroidi Auct): a) struttura occhiadina e micro-occhiadina con porfiroclasti feldspatici; b) porfiroclasto di K-feldspato (foto in sezione sottile, nicols incrociati).*

co di piccole inclusioni di quarzo e sericite orientate casualmente ed un sottile bordo limpido oligoclasico di neoblastesi; i porfiroclasti di K-feldspato possono mostrare un sottile bordo limpido ed un esteso nucleo torbido, caolinizzato; quelli di quarzo, infine, sono a volte fortemente deformati e ricristallizzati in nastri (*ribbons*) che contribuiscono a definire la scistosità della roccia. La biotite è quasi sempre alterata in clorite + titanite o rutilo. Minerali opachi, pirite, zircone, apatite e titanite sono presenti come accessori.

Le metavulcaniti costituiscono una successione di diverse centinaia di metri, al di sotto delle filladi, nella porzione più nordorientale del foglio. La marcata tessitura occhiadina deriva molto probabilmente dall'originaria tessitura porfirica dei protoliti vulcanici, in cui gli attuali porfiroclasti costituivano i fenocristalli.

Analisi eseguite nell'ambito di questo progetto alla *Curtin University of Technology, Perth Western Australia*, da *Bert De Waele* e determinate tramite *SHRIMP* su zirconi di un campione di metavulcaniti (*BSI*), prelevato a NE di M. Catino, hanno fornito un'età radiometrica U/Pb di 471.6 ± 3.5 Ma. Il dato, praticamente identico a quello ottenuto da *MELI & KLÖTZLI (2001)* sui "porfiroidi" del Comelico (480 Ma) conferma l'età (Ordoviciano Inferiore) dei protoliti magmatici di queste rocce.

3.1.3.1. - Metavulcaniti a grandi occhi (**BSI_a**)

Sulle pendici orientali del Monte Catino, nella porzione intermedia della successione metavulcanica, è presente un orizzonte (fino a 50 m) di metavulcaniti in cui i porfiroclasti di K-feldspato raggiungono dimensioni centimetriche (1-3 cm) (Fig. 30). Date le ragguardevoli dimensioni degli originari fenocristalli si è propensi ad interpretare il protolito di questa *facies* come un corpo sub-vulcanico tipo laccolite o sill.



Fig. 30 - *Metavulcaniti acide con porfiroclasti centimetrici di K-feldspato. Kesselberger Alm (NE di Monte Catino).*

3.1.4. - *Metabasiti (BSA)*

Formano una lente di spessore metrico e limitata estensione (pochi metri) presso la località Talleralb entro le metavulcaniti acide.

Si tratta di metabasiti ad anfibolo e plagioclasio in cui la blanda scistosità è definita dalla parziale isorientazione dell'anfibolo. L'associazione mineralogica è costituita da anfibolo, plagioclasio, epidoto, clorite, titanite e minerali opachi + sporadico quarzo. Il plagioclasio risulta sempre parzialmente alterato in sericite ed epidoto. Vista la paragenesi e la limitata estensione, potrebbe trattarsi di un originario filone basico entro la sequenza vulcanica acida ordoviciana, poi metamorfosata nel Varisico.

3.1.5. - *Termobarometria del basamento sudalpino* (M. Marocchi, A Moretti)

Il campo P-T, relativo al picco termico Varisico nel basamento sudalpino del F° 013 Merano, è stato determinato tramite calcoli termometrici basati sullo scambio Fe-Mg di granato e biotite coesistenti (BHATTACHARYA *et alii*, 1992), presenti in micascisti

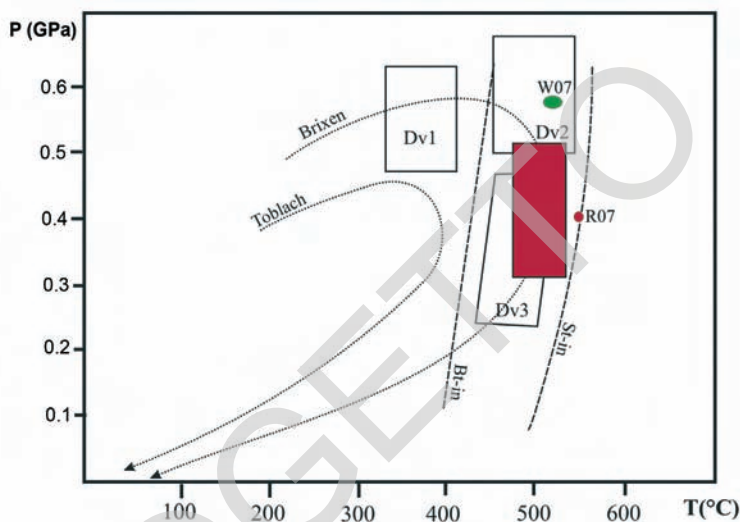


Fig. 31 - Diagramma P-T con stime termobarometriche calcolate per i campioni del foglio Merano (riquadro rosso). I campi Dv1, Dv2 e Dv3 rappresentano le stime P-T per i diversi eventi deformativi delle rocce del basamento nei pressi di Bressanone e Dobbiaco (da RING & RICHTER, 1994). Le curve di stabilità della biotite (Bt-in) e della staurolite (St-in) sono riportate da YARDLEY (1989). Dati termometrici di confronto da ROFNER et alii, 2007 (R07) e WYHLIDAL et alii, 2007b (W07).

filladici nell'area settentrionale del basamento. I risultati, riportati nel diagramma P-T di figura 31 nel campo in rosso, evidenziano un range di temperature compreso tra 460 e 520°C per pressioni nominali variabili tra 0.3 e 0.5 GPa. L'attuale associazione mineralogica non ha permesso tuttavia la determinazione di stime barometriche, poiché la composizione delle varie fasi potenzialmente utilizzabili non si riferisce al picco termico. I dati ottenuti per i campioni del F° 013 Merano sono perfettamente confrontabili sia con i dati di letteratura esistenti per il basamento metamorfico sudalpino ottenuti nell'area di Bressanone e Dobbiaco (RING & RICHTER, 1994), sia con recenti calcoli termobarometrici determinati per la paragenesi muscovite + albite + biotite + granato + quarzo su rocce filladiche del basamento nei pressi del plutone di Bressanone (WYHLIDAL et alii, 2007b) e su campioni della Val d'Isarco (ROFNER et alii, 2007).

3.2 - MAGMATISMO PERMIANO

L'attività magmatica permiana, oltre alla messa in posto di notevoli spessori di vulcaniti e vulcanoclastiti, ha prodotto anche una non trascurabile quantità di corpi subvulcanici e plutonici.

Complessivamente l'intervallo di tempo interessato da questo magmatismo è compreso tra 291 Ma (VISONÀ *et alii*, 2007) e 285-274 Ma (MAROCCHI *et alii*, 2008; MORELLI *et alii*, 2007); la composizione dei prodotti spazia da termini acidi a basici (BARGOSSÌ *et alii*, 1979 e 1996; DEL MORO & VISONÀ, 1982; DI BATTISTINI *et alii*, 1988; BARTH *et alii*, 1993; BONIN *et alii*, 1993; ROTTURA *et alii*, 1998a).

Secondo l'ipotesi più accreditata l'attività magmatica si è originata durante una fase tettonica transtensionale-estensionale, con sviluppo di bacini delimitati da faglie di *strike-slip* destro nella crosta superiore fragile, che condiziona la risalita dei magmi e la loro messa in posto (MASSARI, 1988; VAI, 1991; DAL PIAZ, 1993; CASSINIS & PEROTTI, 1994).

CORPI PLUTONICI, SUBVULCANICI E FILONIANI

3.2.1. - *Granodiorite di Monte Croce (GMR)*

Occupava un'area ovale lunga circa 7 km e larga 3 km allo sbocco della Val d'Ultimo, compresa tra i lineamenti tettonici delle Giudicarie e di Foiana. Nel F° 013 Merano affiora solo la porzione settentrionale del plutone, presente estesamente nell'incisione del Rio Valsura. I contatti originari della massa intrusiva con la roccia incassante, costituita dalle filladi dell'unità di Bressanone, sono conservati solo sul lato occidentale.

La granodiorite presenta generalmente un aspetto compatto ed alquanto omogeneo; le maggiori disomogeneità sono date dalla presenza di inclusi femici microgranulari, di porzioni microcristalline e di masse irregolari aplitiche di cristallizzazione tardiva. Altre disomogeneità sono costituite da filoni aplitici di spessore da centimetrico a metrico di colore chiaro, che attraversano la massa plutonica in tutte le direzioni.

La roccia è di colore chiaro, a struttura fanerocristallina eterogranulare con cristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasio bianco-lattiginoso e biotite di dimensioni comprese generalmente tra 1 e 6 mm (Fig. 32).

Petrograficamente si tratta di granodioriti/monzograniti a struttura ipidiomorfa, costituiti da plagioclasii zonati (An₅₈₋₁₉), quarzo, ortoclasio peritico, biotite, scarsa orneblenda su nuclei di ortopirosseno e con allanite, apatite, zircone ed ilmenite come accessori (BARGOSSÌ *et alii*, 1981; ROTTURA *et alii*, 1997).

Nella massa granodioritica sono presenti diffusi inclusi femici microgranulari, da centimetrici a metrici, che risaltano per il colore più scuro rispetto alla massa circostante, nei confronti della quale presentano contatti sfumati. Le evidenze di campagna e petrografiche suggeriscono un'intensa interazione fra due magmi composizionalmente diversi, in condizioni di non ancora completa solidificazio-



Fig. 32 - Aspetto tipico della Granodiorite di Monte Croce con inclusi femici microgranulari.

ne, con intrusione, frammentazione e dispersione (*mingling-mixing*) di una componente più basica all'interno della massa principale granitica ancora in uno stato plastico. Gli inclusi femici microgranulari hanno composizione granodioritico-tonalitica con plagioclasti, quarzo, biotite, ortoclasio, orneblenda e scarsi pirosseni, si possono distinguere inclusi femici con struttura porfirica a Mg-orneblenda e biotite e inclusi afirici a Fe-orneblenda e Fe-biotite (ROTTURA *et alii*, 1997).

Recenti età U/Pb su zircone ($285,4 \pm 1,6$ Ma e $284,3 \pm 0,7$ Ma) ne confermano l'appartenenza al magmatismo permiano (MAROCCHI *et alii*, 2008).

3.2.2. - Granodiorite di Ivigna (IVG)

Il plutone affiora estesamente a partire da Merano lungo tutta la dorsale passante per il Picco Ivigna, il Pulpito e la Punta della Costa in una fascia di 1-2 km di larghezza, orientata SW-NE. Il plutone è delimitato a nord-ovest dalla linea Insubrica ed a sud-est dalla linea della Val Nova. Si tratta di un'intrusione di composizione, aspetto ed età di messa in posto simili a quelle della granodiorite di Monte Croce.

Il plutone di Ivigna è costituito prevalentemente da granodioriti con minori monzograniti, di colore biancastro, a struttura fanocristallina eterogranulare con cristalli di quarzo, K-feldspato, plagioclasio e biotite di dimensioni comprese

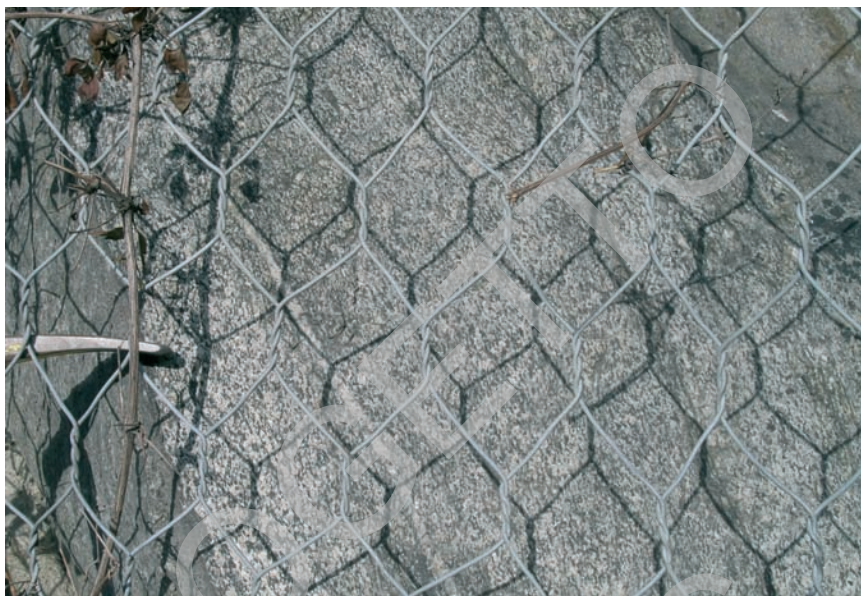


Fig. 33 - Granodiorite di Ivigna: fasce di deformazione milonitiche nella granodiorite nei pressi del contatto con la linea Insubrica. S. Zeno, Merano.

tra 1 e 6 mm; la presenza di anfibolo è limitata ai termini granodioritici ed alle rare tonaliti. Talora sono presenti masse irregolari aplitiche di cristallizzazione tardiva. La massa granodioritica è attraversata da numerosi filoni aplitici chiari con tessitura microcristallina e da filoni pegmatitici che presentano giaciture estremamente variabili e spessori da centimetri a metri (COMIN-CHIARAMONTI & STOLFA, 1981a e b; MODENA, 1996). Le fasce marginali possono presentare struttura porfirica. Sono altresì presenti fasce milonitiche (Fig. 33).

Localmente, in prossimità di dislocazioni tettoniche, la roccia in affioramento può presentarsi molto friabile e disaggregata per alterazione, fino ad assumere l'aspetto di un sabbione grossolano.

Petrograficamente ha struttura ipidiomorfa, inequigranulare per la presenza di grossi plagioclasii zonati (An_{40-22}), quarzo, ortoclasio peritico, biotite, orneblenda e con allanite, apatite, zircone ed ilmenite come accessori (ROTTURA *et alii*, 1998b).

Le granodioriti contengono inclusi femici microgranulari di dimensioni da centimetriche a metriche, che risaltano per il colore più scuro rispetto alla massa circostante nei confronti della quale presentano contatti sfumati. Tali inclusi hanno generalmente composizione dioritico-tonalitica, più raramente granodioritica ed hanno lo stesso significato di quelli presenti in GRM. Petrograficamente risultano costituiti da plagioclasio (An_{46-22}), biotite, quarzo, ortoclasio, anfibolo, clinopiros-

seno e da accessori rappresentati da apatite, zircono ed allanite. Rispetto alle granodioriti incassanti gli inclusi femici microgranulari evidenziano grana fine e strutture da porfiriche a pseudodoleritiche spesso fluidali (ROTTURA *et alii*, 1998b).

Stime di P-T di solidificazione magmatica della granodiorite, desunte dalla termobarometria (orneblenda/plagioclasio) suggeriscono una profondità di messa in posto di 12 km (ACQUAFREDDA *et alii*, 1997).

Su un campione del plutone di Ivigna di composizione tonalitica (13CM300), proveniente dagli affioramenti della Val Nova, è stata determinata un'età (U/Pb su zircono) di $286,6 \pm 2,9$ Ma concordante con le datazioni precedentemente effettuate per la granodiorite di Monte Croce.

3.2.3. - Filoni riodiacitici (f_c)

Sono presenti nel versante a nord-ovest del Rif. Mittagier ed in una ristretta fascia a ridosso della linea delle Giudicarie sia intorno al plutone di Monte Croce nella zona di Lana, sia intorno a quello di Ivigna nella zona di Scena. Sono incassati nella fillade dell'unità di Bressanone ed in un unico caso (l'Eremita presso Rio di Nova) tagliano anche i tuff andesitici (ROH) della successione basale vulcanica permiana.

Si tratta di filoni riodiacitico-riolitici di spessore fino a decametrico, con andamento da NE-SW a N-S generalmente subverticale; localmente risultano blandamente piegati secondo assi N-S.

Se ne distinguono di due tipi. Il primo microcristallino di colore chiaro, struttura eterogranulare con cristalli millimetrici di quarzo, plagioclasi e biotite in un fondo microcristallino. Il secondo porfirico di colore verde chiaro (marrone chiaro o ruggine quando alterato) con fenocristalli di feldspato idiomorfi millimetrici, generalmente molto alterati (marroni), subordinato quarzo (dimensioni fino a 5-6 mm) rotondeggiante e biotite in una pasta di fondo da microcristallina a felsitica.

Petrograficamente mostrano grana da media a grossolana con struttura porfirica data da quarzo riassorbito ad anse e golfi, talvolta con bordo granofirico, plagioclasi tendenzialmente idiomorfi, ma completamente sostituiti da carbonati, mica bianca, albite ed ossidi, biotite idiomorfa sostituita da mica bianca o da clorite, ossidi bruni e leucoxeno. Accessori sono apatite e zircono. Possono includere xenoliti metamorfici. Il fondo quarzo-feldspatico varia da microgranulare a felsitico (Fig. 34).

Si ipotizza che i filoni riodiacitici siano geneticamente legati ed appartengano allo stesso evento intrusivo che ha portato alla messa in posto dei plutoni di Monte Croce e di Ivigna. Filoni strutturalmente e composizionalmente analoghi che tagliano le filladi dell'unità di Bressanone nell'adiacente foglio Appiano hanno

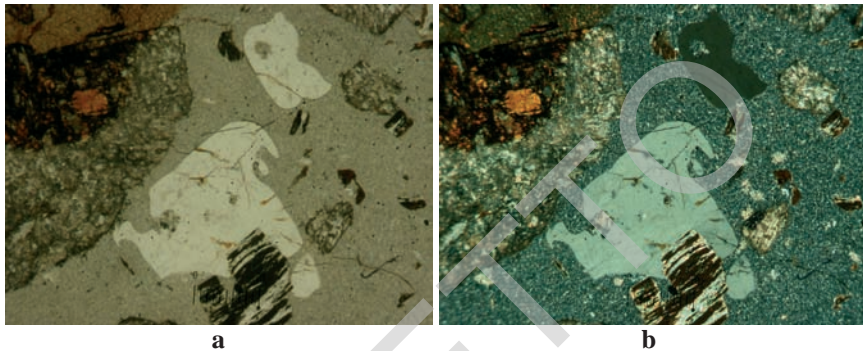


Fig. 34 - Filoni riodacitici porfirici (fc), microfotografia al solo polarizzatore (a) ed a nicols incrociati (b). Struttura porfirica con quarzo riassorbito, plagioclasti e biotite completamente sostituiti da fasi secondarie.

un'età (281,5 e 282,3 Ma) comparabile a quella dei plutone di Monte Croce ed Ivigna (MAROCCHI *et alii*, 2008).

La datazione (U/Pb su zircone) di un filone, affiorante nel versante settentrionale di Rio Deserto (campione 13AM092), ha dato un'età di $280,3 \pm 8,1$ Ma che, pur essendo affetta da un elevato errore, conferma l'appartenenza di questi filoni al magmatismo permiano.

3.2.4. - Riodacite del Rio Deserto (DRD)

Si tratta di un corpo riodacitico-dacitico porfirico costituito da una roccia compatta di colore marrone chiaro con fenocristalli di feldspato idiomorfi millimetrici, quarzo e biotite in una pasta di fondo da microcristallina a felsitica. La roccia presenta localmente una foliazione magmatica. Affiora alla testata della valle del Rio Deserto, al contatto tra la fillade quarzifera (BSS) e le successioni vulcaniche permiane, e costituisce un corpo lenticolare di un centinaio di metri di spessore ed estensione laterale di circa 700 m.

Nelle porzioni meglio conservate l'esame petrografico evidenzia grana media e struttura porfirica con orientazione magmatica dei fenocristalli e dei microfococristalli della pasta di fondo. Fra i fenocristalli si riconoscono quarzo allotriomorfo con anse e golfi di riassorbimento, plagioclasti tendenzialmente idiomorfi quasi completamente sostituiti da carbonati, mica bianca, ossidi bruciacchi, relitti di plagioclasio geminato polisinteticamente, biotite idiomorfa, ma completamente sostituita da mica bianca ed ossidi. Accessori sono apatite, zircone e rutilo. Il fondo quarzo-feldspatico microgranulare è permeato da carbonati, mica bianca ed ossidi bruni.

Il corpo presenta sul terreno un evidente stacco morfologico rispetto alle unità

vulcaniche permiane geometricamente sovrastanti e/o laterali, costituite da lave e piroclastiti della formazione di Avelengo (*AGO*) e da ignimbriti *IGG*; il contatto basale è direttamente sulle filladi sudalpine.

Mancando affioramenti della zona di passaggio alle unità vulcaniche confinanti, resta il dubbio se possa trattarsi di un duomo di messa in posto subaerea o di un laccolite subvulcanico; le facies osservate sono compatibili con entrambe le interpretazioni, tuttavia, la presenza al bordo del corpo di intensi fenomeni metasomatici ed autometasomatici, con intensa caolinizzazione e diffusione di solfuri, depone a favore dell'ipotesi che possa trattarsi di un laccolite.

L'età U/Pb su zircone di $276,0 \pm 1,2$ Ma, determinata sul campione 13AM093 prelevato nei pressi della testata del Rio Deserto a quota 1760 m, suggerisce che la messa in posto del corpo vada inquadrata nel ciclo tardivo di emissioni laviche riodacitiche che caratterizza tutta l'area a NW di Terlano, a seguito del collasso del settore sudorientale dopo gli espandimenti di *IGG*. Esso quindi avrebbe un legame genetico con il corpo subvulcanico di Terlano del foglio Appiano, di uguale composizione ed età, e con la formazione di Avelengo (MAROCCHI *et alii*, 2005b; AVANZINI *et alii* 2007).

GRUPPO VULCANICO ATESINO

I prodotti vulcanici permiani si estendono attualmente in affioramento su una superficie superiore a 2000 kmq, compresa fra il lineamento Periadriatico a NW e la linea della Valsugana a SE (BARGOSSO *et alii*, 1998; BRANDNER & MOSTLER, 1982). L'insieme delle vulcaniti permiane e delle intercalazioni clastiche continentali, compreso il Conglomerato basale sono state inserite nel **Gruppo Vulcanico Atesino (GA)**. Esso risulta delimitato da due discordanze di importanza regionale: quella basale sul basamento metamorfico sudalpino e quella di tetto con *red beds* continentali (*Arenarie di Val Gardena*).

La messa in posto della successione vulcanica in ambiente continentale è fortemente condizionata da una contemporanea attività tettonica; i prodotti vengono emessi da apparati di tipo fessurale e sono costituiti da prevalenti depositi di *pyroclastic flow* con subordinate estrusioni duomiformi e colate laviche ed ancor meno abbondanti depositi di *pyroclastic surge* e di caduta. Le vulcaniti possono raggiungere uno spessore massimo superiore a 2000 metri ed assottigliarsi sensibilmente nelle zone marginali (SELLI *et alii*, 1996); sedimenti clastici continentali sono presenti all'interno della successione vulcanica in diverse posizioni; il loro accumulo registra le stasi dell'attività eruttiva ed è fortemente condizionato dalla tettonica sinvulcanica.

Nonostante l'età permiana dei prodotti vulcanici, nelle zone meglio esposte è ancora possibile effettuare una dettagliata ricostruzione delle geometrie di messa in posto degli stessi (MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008). Sono

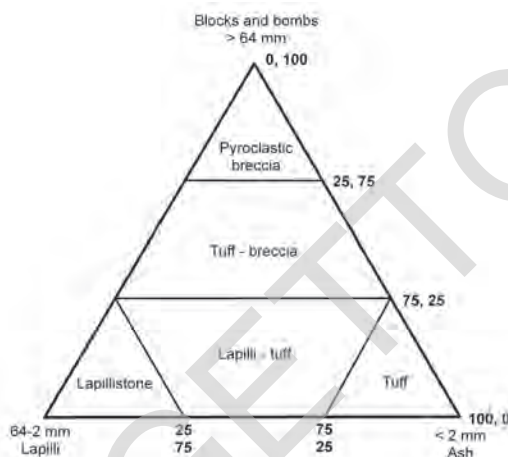


Fig. 35 - Diagramma classificativo dei frammenti piroclastici (da FISHER & SCHMINCKE, 1984).

perfettamente riconoscibili gli edifici costruiti dall'accumulo di prodotti estrusi, quali duomi e colate, che possono comprendere rocce a diverso grado di porfiricità, sia in facies massive, sia con motivi di flusso magmatico evidenziato da marcato *banding*, sia in facies a blocchi. I depositi piroclastici tendono a colmare le depressioni create dalla presenza di edifici lavici e dall'attività tettonica sinvulcanica; essi mostrano in genere geometrie tabulari con marcati motivi di flusso e/o compattazione (fiamme) e di stratificazione.

All'interno del Gruppo Vulcanico Atesino sono state distinte diverse unità formazionali, in conformità a quanto realizzato nell'adiacente F° 026 Appiano (AA.VV., 2007). Per quanto riguarda la descrizione delle unità piroclastiche si è adottata la terminologia inglese basata sulla classificazione granulometrica dei frammenti piroclastici di FISHER & SCHMINCKE (1984) (Fig. 35).

3.2.5. - Conglomerato basale Auct. (CGB)

Comprende sedimenti clastici continentali alternati ai primi depositi dell'attività vulcanica permiana e corrisponde al "Conglomerato di Ponte Gardena" Auct. Nel foglio la formazione affiora, in discordanza angolare, direttamente sulle filadi quarzifere (BSS) alla base della successione permiana in Val Sarentino, nella zona del Rio dei Ronchi e lungo il Rio Deserto con spessori massimi di 70 metri; un piccolo lembo è presente anche in una scaglia tettonica nel *footwall* della linea della Val Nova presso M. Vernone.

Si tratta di conglomerati e subordinate arenarie in strati da medi a spessi a

molto spessi, a volte amalgamati. I singoli strati hanno generalmente geometrie marcatamente lenticolari e contatti basali erosivi, si presentano per lo più massivi, ma sono presenti anche intervalli con stratificazione incrociata (Fig. 36a). I conglomerati sono costituiti da clasti centimetrici e decimetrici, da ben arrotondati a spigolosi, immersi in una matrice arenitica medio-grossolana di colore variabile dal grigio al rosa (Fig. 36b). Sono presenti livelli sia clasto-sostenuti che matrice-sostenuti. La componente clastica è costituita da quarzo metamorfico, litici metamorfici foliati e subordinate vulcaniti di diversa composizione. Più raramente sono presenti arenarie grigio-marroni con granulometria da media a molto grossolana, in strati non gradati, massivi o con laminazione parallela (raramente incrociata).

L'esame petrografico della frazione arenitica evidenzia la presenza di clasti di quarzo metamorfico, di rocce gneissiche, di filladi e di abbondanti clasti di natura



Fig. 36 - Conglomerato basale: a) porzioni a stratificazione incrociata; b) dettaglio sui diversi litici che costituiscono la roccia (i clasti di vulcaniti sono quelli rossi, quelli bianchi sono di quarzo metamorfico, quelli grigi di metamorfiti). Rio dei Ronchi, Val Sarentino.

andesitica ricchi di plagioclasti. La matrice/cemento risulta di natura quarzo-feldspatica felsitica con diffusi carbonati.

La deposizione del conglomerato rappresenta il prodotto dell'erosione subaerea del basamento metamorfico in una fase iniziale dell'attività vulcanica permiana.

3.2.6. - Formazione di Monte Luco (MLC)

I depositi vulcanici di questa formazione sono il prodotto di accumulo di un'intensa attività eruttiva esplicitasi principalmente con colate laviche più o meno estese e con formazione di ripetuti ed imponenti duomi. I singoli episodi effusivi

sono separati da spessi orizzonti di lave in facies a blocchi e/o autobrecciata, da altrettanto potenti e discontinui orizzonti piroclastici e da sedimenti clastici accumulati in piccoli bacini confinati. Le esposizioni più complete della formazione si hanno nell'adiacente foglio Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007).

Nell'area del foglio Merano i depositi di questa formazione si rinvennero in Val d'Adige, alla base della successione stratigrafica ivi esposta.

Si distinguono lave riolacitiche molto compatte con fratture irregolari e distanziate, colore da roseo-bruno a violaceo, che localmente assume toni sul verde. Si presentano sia con aspetto massivo sia con evidenti bande di flusso magmatico ad andamento regolare. In particolare negli affioramenti in sinistra Val d'Adige si osservano bande di flusso ad andamento sub-verticale che lateralmente si dispongono a più basso angolo (Fig. 37a). Ciò sembra indicare la presenza di duomi di accrescimento intorno alle fratture da cui fuoriusciva il magma.

La roccia presenta struttura porfirica con abbondanti fenocristalli idiomorfi di plagioclasti di colore rosa intenso (2-4 mm), biotite, pirosseno e meno abbondante quarzo con individui plurimillimetrici, a morfologia sub-arrotondata, in una pasta di fondo omogenea ed irrisolvibile alla lente (Fig. 37b).

Localmente sono presenti facies a blocchi. Queste porzioni sono caratterizzate da blocchi subangolosi, di dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, quasi a contatto tra loro e saldati in una massa più omogenea, che presenta a volte delle strutture fluidali. La composizione dei blocchi e della massa inglobante è identica a quella delle lave.

Petrograficamente si rileva una grana medio-grossolana con indice porfirico compreso tra 30 e 40. I fenocristalli sono costituiti da plagioclasti tendenzialmente idiomorfi in associazioni simplectitiche ed in aggregati glomeroporfirici, ampiamente sostituiti da sericite, clorite, calcite, fasi argillose e talvolta ricristallizzati in albite limpida con motivi a mosaico; quarzo sempre con morfologia arrotonda-



Fig. 37 - Formazione di Monte Luco: a) lave riolacitiche con evidenti bande subverticali di flusso magmatico; b) dettaglio delle lave con evidenti fenocristalli di plagioclasio e quarzo. Loc Borg.^a Vittoria, Sinigo.

ta ad anse e frequentemente fratturato; biotite quasi sempre sostituita da clorite, sericite, opachi e quarzo; pirosseno sempre completamente sostituito da clorite, sericite ed opachi. Fra le fasi accessorie si identificano apatite allungata a bastoncino, contenuta prevalentemente nelle fasi femiche e nella pasta di fondo, e zirconio idiomorfo. La pasta di fondo è costituita da un aggregato quarzo-feldspatico micro-criptocristallino, generalmente con struttura a fiocchi e fratturazioni perlitiche, che deriva da ricristallizzazione di una componente vetrosa omogenea.

3.2.6.1. - Epiclastiti (MLC_b)

I livelli epiclastici si presentano in facies molto variabile da torrentizia a lacustre: affioramenti sono presenti sia sul versante subito sopra Lana, sia lungo il Rio Sinigo. Nella zona sopra Lana le epiclastiti sono il termine più antico affiorante e sono rappresentate da conglomerati, da poco organizzati a disorganizzati, e subordinate areniti in strati da medi a molto spessi. I singoli strati hanno generalmente geometrie piano parallele alla scala dell'affioramento, lenticolari su distanze maggiori. I conglomerati sono costituiti da clasti ben arrotondati da centimetrici a decimetrici, immersi in una matrice arenitica medio-grossolana. In questi strati si osserva un'orientazione preferenziale dei clasti, che tendono a concentrarsi in livelli ed a disporsi con il lato lungo parallelo alla stratificazione. Tra i clasti prevalgono quarzo metamorfico, scisti, filladi e quarziti, ma sono anche presenti clasti vulcanici a diversa composizione. Rari sono i livelli clasto-sostenuti. Negli orizzonti caotici è frequente la presenza abbondante di clasti vulcanici prevalentemente angolosi e di dimensioni maggiori della norma (fino a 1 m), derivanti dallo smantellamento di precedenti colate laviche della stessa formazione. Le areniti sono decisamente subordinate e solo nelle porzioni superiori diventano prevalenti; sono grigio scuro-verdognole con granulometria da media a molto grossolana, in strati non gradati massivi o con laminazione parallela e raramente incrociata. In esse sono spesso presenti radi allineamenti di ciottoli da centimetrici a millimetrici, in livelli paralleli alla stratificazione.

Localmente al tetto delle epiclastiti sono presenti alcuni livelli metrici piroclastici di *lapilli-tuffi* ignimbratici (Fig. 38). La presenza di conglomerati, identici per composizione e facies a quelli del Conglomerato basale (CGB), presuppone che vaste aree di basamento metamorfico fossero ancora in erosione.

Altri depositi sono costituiti da siltiti ed arenarie fini in strati medi e sottili di colore grigio, ricche in mica e con superficie superiore modellata da *ripple*. Esse sono in fitta alternanza con peliti scure localmente bituminose; in alcuni di questi orizzonti sono anche presenti dei livelli carbonatici scuri. Talora sulla superficie di strato si possono osservare piccole impronte di tetrapodi. Si segnala inoltre la presenza di numerosi resti di piante nei livelli affioranti lungo il Rio Sinigo.



Fig. 38 - *Formazione di Monte Luco: lapilli-tuff con fiamme abbondanti e litici del basamento metamorfico al tetto degli orizzonti epiclastici. Strada del P.so Palade, Foiana.*

3.2.7. - *Formazione di Rio dei Ronchi (ROH)*

Affiora sia in Val d'Adige, nella zona della Val Nova dove ricopre la formazione precedente, sia in Val Sarentino nella zona del Rio dei Ronchi, poco ad ovest di Sarentino, dove è a diretto contatto con il Conglomerato basale (CGB) o con il basamento metamorfico.

Si tratta di una successione complessa generalmente ben stratificata in cui sono presenti areniti vulcanoclastiche, *tuff* andesitici e riodiacitici, *lapilli-tuff* e *tuff-breccia* riodiacitici.

Le areniti prevalgono alla base della successione, ma sono presenti solo nella zona della Val Sarentino. Presentano strati regolari da medi a spessi, per lo più massivi; raramente si osservano porzioni con laminazioni parallele, più spesso sono presenti allineamenti e tasche con ciottoli centimetrici di quarzo metamorfico, filladi del basamento e vulcaniti (Fig. 39).

Le areniti hanno colore grigio-verde, una grana da media a fine, raramente grossolana; con la lente si riconoscono plagioclasti, raro quarzo e femici. Gran parte del detrito costituente le areniti proviene dalla rideposizione di accumuli primari di ceneri e tuffi a composizione andesitica. A luoghi, si osservano inclusi pelitici e resti di vegetali.



Fig. 39 - Areniti di Rio dei Ronchi: porzione basale di uno strato con presenza di clasti del basamento metamorfico e di vulcaniti. Rio dei Ronchi, Val Sarentino.

In sezione sottile le areniti (porzione medio-fine) sono costituite da frammenti litici spigolosi di andesite con fenocristalli di plagioclasti e pirosseni in pasta di fondo opacitica ossidata o cloritizzata, da frammenti di cristalli isolati di plagioclasti e pirosseni sostituiti da carbonati e da clorite; sporadica è la presenza di clasti di quarzo magmatico e di litici filladici. La matrice/cemento interstiziale risulta costituita da clorite e sericite.

I *tuff* hanno stratificazione medio-sottile e colore prevalente grigio scuro o nero verdastro. Gli strati presentano in genere una struttura massiva omogenea, a volte sono osservabili delle laminazioni sottili parallele e/o incrociate (*surge*) (Fig. 40a); la grana è generalmente fine e finissima con rari livelli a grana media in cui alla lente si riconoscono piccoli fenocristalli di plagioclasti bianchi. Alcuni livelli presentano allineamenti di inclusi afanitici in parte scoriacei; altre volte si riconoscono pisoliti millimetriche a struttura concentrica. Alternati alle litologie precedenti si osservano di frequente livelli ed orizzonti laminati e/o gradati di *tuff* a granulometria maggiore, di colore rosa e/o beige, in cui si riconosce la presenza abbondante di feldspato rosa e quarzo (Fig. 40b).

I depositi di *tuff* a granulometria fine hanno composizione andesitica e granulometria che va dalle ceneri fini (< 1/16 mm), ai cristalli (1/16-2 mm), ai lapilli (> 2 mm). Sono costituiti prevalentemente da frammenti lavici di granulometria compresa tra 1/16 e 2 mm, con minore abbondanza di clasti a granulometria mag-

giore di 2 mm. Si tratta di lave a composizione andesitica, costituite da plagioclasti di aspetto tabulare, associati a femici sostituiti completamente da clorite, immersi in una pasta di fondo fluidale con microcristalli plagioclastici, a volte quasi opaca per l'abbondanza di ossidi di Fe. Si possono individuare anche frammenti costituiti da lave andesitiche vescicolate, da ignimbriti riodacitiche e da cineriti mediofini o fini con evidente laminazione. Si è riconosciuto anche un clasto cumulitico



Fig. 40 - *Formazione di Rio dei Ronchi: a) tuff andesitici con laminazione incrociata (surge); b) alternanza di tuff fini scuri andesitici e tuff grossolani riodacitici. Loc. l'Eremita, Rio di Nova.*

di ricristallizzazione profonda (camera magmatica) costituito da plagioclasti e fasi femiche sostituite da carbonati. Sono inoltre presenti isolati cristalli di plagioclasti e raramente di quarzo. La componente clastica è avvolta da una matrice-cemento costituita da clorite e carbonati. Si rinvencono inoltre, come fasi accessorie, opachi, apatite, allanite e zirconio.

I livelli di *tuff* a granulometria maggiore e colore rosa hanno struttura granostenuta costituita da frammenti spigolosi di composizione dacitico-riodacitica con plagioclasti, quarzo e biotite in pasta di fondo microcristallina quarzo-feldspatica. Le stesse fasi minerali sono presenti anche come cristalli isolati. Rari sono i litici di composizione andesitica. Anche in questo caso la matrice/cemento interstiziale è data da clorite e carbonati.

3.2.7.1. - *Lapilli-tuff* riodacitici (ROH_a)

Affiorano nella zona del Rio dei Ronchi (50 metri), dove costituiscono il tetto della formazione e nella zona della Val Nova, dove formano un orizzonte di 80-100 m intercalato ai *tuff* nella porzione medio superiore della stessa. Occasionali livelli isolati di questi *lapilli-tuff* si rinvencono anche all'interno dei *tuff* precedentemente descritti.

Si tratta di *lapilli-tuff* riodacitici ricchi di cristalli, con granulometria da media

a fine, ben stratificati. I singoli strati, da spessi a molto spessi, hanno aspetto sia massivo che fortemente orientato parallelamente alla giacitura dell'unità di flusso, con diffuse fiamme a tessitura porfirica (Fig. 41a). La roccia si presenta con fratturazione irregolare e colore dal beige al rosa chiaro; alla lente si osservano abbondanti feldspati, femici e quarzo.

L'osservazione petrografica evidenzia una roccia con struttura clastica marcatamente orientata, con abbondanti lapilli e ceneri cristalline in una pasta di fondo costituita da un aggregato criptocristallino felsitico quarzo-feldspatico con diffusa clorite. Fra i cristalloclasti si riconoscono: plagioclasti da idiomorfi a frammentati e trasformati in aggregati di albite e sericite; quarzo in grossi cristalli con bordi arrotondati ed ampie insenature, spezzato fino a piccoli frammenti spigolosi; biotite idiomorfa, intensamente deformata e sostituita da clorite, leucoxeno ed opachi; pirosseno completamente sostituito da clorite verde e pochi opachi; sporadico sanidino. Le fasi accessorie sono costituite da apatite, zircone e da numerose fasi opache. Le fiamme sono abbondanti ed hanno struttura porfirica con un'associazione di fenocristalli identica a quella già descritta e contenuta in una pasta di fondo, originariamente vetrosa, costituita da clorite di colore verde intenso. I litici sono rappresentati prevalentemente da frammenti lavici porfirici di composizione riodacitica, più rari sono i litici andesitici e di basamento metamorfico.

Nella zona della Val Nova presso Maso Kiendl sono presenti lenti ed orizzonti plurimetrici di *tuff-breccia* ad assetto caotico (Fig. 41b) in alternanza a livelli di *tuff* laminati. I *tuff-breccia* sono costituiti da abbondanti litici sub-arrotondati di lava a plagioclasti, quarzo e femici di composizione dacitico-riodacitica immersi in matrice di ceneri e lapilli di composizione riodacitica.

Lo spessore della formazione è molto variabile con massimi di circa 300 m (area della Val Nova). Essa rappresenta il prodotto di un accumulo piroclastico ed epiclastico con prevalenza di granulometrie fini e composizioni andesitiche, a cui



Fig. 41 - Formazione di Rio dei Ronchi: a) orizzonti di lapilli-tuff riodacitici con evidenti pomici orientate a tessitura porfirica e più piccoli litici andesitici verdi (zona Rio dei Ronchi); b) livelli di tuff-breccia ad assetto caotico e tuff laminati (presso Maso Kiendl).

sono intercalati significativi orizzonti di piroclastiti a granulometria maggiore ed a composizione rioldacitica.

Il campione 13AM091, prelevato da *lapilli-tuff* (ROH_a) presso la testata del Rio dei Ronchi, ha un'età U/Pb su zircone di $279,0 \pm 3,3$ Ma. Questa età è comparabile con quelle ottenute sulle lave della formazione di Monte Luco nell'adiacente foglio Appiano ($279,6 \pm 1,1$ e $278,4 \pm 1,5$ Ma). Probabilmente la formazione presenta almeno in parte rapporti di eteropia laterale con *MLC*.

3.2.8. - *Formazione di Sarentino (RTO)*

Si tratta di un'unità vulcanica in facies lavica a composizione andesitico-dacitica. Questa formazione affiora in Val Sarentino, dove poggia, in discordanza, su tutte le unità stratigraficamente inferiori (*CGB*, *MLC* e *ROH*) ed in alcuni casi ricopre direttamente il basamento metamorfico. Affiora anche in Val d'Adige, tra Postal e la Val di Nova, dove è interposta tra le formazioni di Monte Luco e del Rio dei Ronchi alla base e quella di Castel Leone al tetto. Lo spessore della formazione varia da 0 a 100 m.

La roccia presenta una colorazione dal rosso cupo violaceo al grigio scuro, a volte verdognolo, ha struttura porfirica con radi fenocristalli idiomorfi di plagioclasio da rosa a bianco in una pasta di fondo omogenea irrisolvibile alla lente (Fig. 42a). Raramente si osservano fenocristalli di quarzo. Generalmente gli affioramenti presentano struttura caotica con blocchi di lava di dimensioni fino a metriche, legati da una matrice di analoga composizione (lave a blocchi e/o autobrecciate) (Fig. 42b).

Meno frequenti sono, invece, le facies massive o con presenza di bande di flusso. Generalmente nelle porzioni superiori della formazione prevalgono litolo-



Fig. 42 - *Formazione di Sarentino: a) lave andesitiche con struttura a blocchi; b) dettaglio delle lave: radi fenocristalli di plagioclasio in una massa irrisolvibile alla lente. Loc. Plat inferiore, Sinigo.*

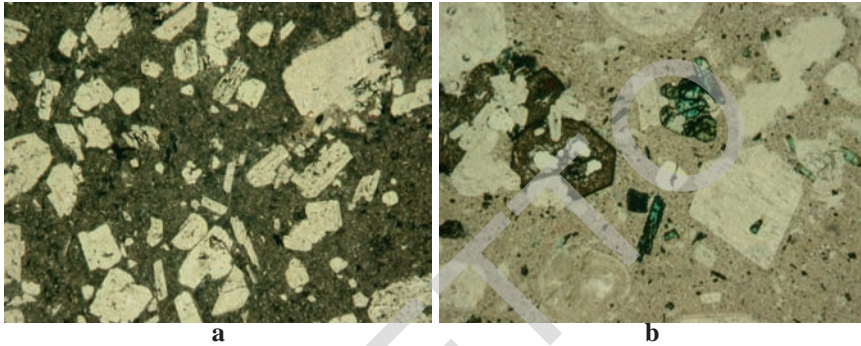


Fig. 43 - *Formazione di Sarentino (RTO) microfotografie al solo polarizzatore: a) lava andesitica, struttura porfirica dominata da fenocristalli plagioclasici in pasta di fondo a minuti plagioclasidi ed opachi. b) Lava dacitica, struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasidi, biotite, pirosseno e quarzo in pasta di fondo fluidale.*

gie con colori violacei ed evidenti fenocristalli di feldspato cui si accompagna, in proporzione variabile, anche il quarzo (daciti). Nella zona di Sinigo, nella porzione inferiore del versante sinistro della Valle dell'Adige, alle lave a blocchi sono intercalati piccoli spessori (10-20 m) di areniti e conglomerati fini.

Petrograficamente i litotipi andesitici (Fig. 43a) presentano struttura porfirica fluidale, porfirico-seriata e glomeroporfirica con fenocristalli idiomorfi di plagioclasidi e pirosseni immersi in una pasta di fondo costituita da sciami di minuti plagioclasidi contenuti in una matrice ricca di fasi opache, clorite disseminata o a chiazze e carbonati. I plagioclasidi appaiono generalmente freschi con permeazioni di sericite, clorite ed opachi o con plaghette di carbonati, i pirosseni sono completamente sostituiti da clorite, opachi, epidoti e talora carbonati.

I litotipi dacitici (Fig. 43b) hanno struttura porfirica con uno stacco netto fra fenocristalli di plagioclasio, quarzo, pirosseno, biotite e la pasta di fondo costituita da cristalli di plagioclasidi, da minuti a microcristallini, talora fluidali, associati ad opachi e clorite. I fenocristalli di plagioclasidi e pirosseni hanno caratteristiche analoghe a quelle dei litotipi andesitici con marcate zonature dei plagioclasidi. Il quarzo si presenta in cristalli fratturati, con ampie anse e golfi di riassorbimento (*embayement*). La biotite, talora ancora fresca e pleocroica, generalmente presenta un bordo opacitico di reazione o complete sostituzioni di opachi e raramente di carbonati. Unica fase accessoria è l'apatite inclusa nelle biotiti.

3.2.9. - *Formazione di Castel Leone (ICL)*

Sono i prodotti piroclastici più antichi di una certa potenza ed estensione che si trovano nel settore nord-occidentale del Gruppo Vulcanico Atesino. Essi affio-

rano con spessori variabili tra 50 e 200 m sul versante sinistro della Val d'Adige e con spessori ridotti (20-30 m) sia in Val Nova sia in Val Sarentino. Il limite inferiore è netto e paraconcordante su *MLC* e *RTO*.

Litologicamente si tratta di *lapilli-tuff* saldati, a composizione riodacitica. La roccia presenta diverso grado di coerenza e colore generalmente da rosso scuro a rosso vivo; localmente (soprattutto alla base) può assumere toni grigio-verdi. Il deposito è grossolanamente stratificato con spessori da metrici a decametrici e superfici limite irregolari; all'interno dei singoli strati la roccia presenta generalmente aspetto massivo con tendenza a manifestare degli allineamenti preferenziali parallelamente alla giacitura dell'unità di flusso. La fratturazione è generalmente irregolare e distanziata. Localmente si osserva una tessitura a fiamme centimetriche molto sviluppata. Sono inoltre presenti inclusi litici centimetrici di vulcaniti afanitiche rosse. L'ossatura è costituita da piccoli (1-2 mm) ed abbondanti cristalli di feldspato di colore bianco, quarzo e subordinata biotite immersi in una pasta di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente (Fig. 44). Nelle porzioni basali le dimensioni dei cristalli tendono ad essere maggiori e si osserva una relativa abbondanza di inclusi litici. Il deposito è il risultato della messa in posto di più flussi ignimbrici.

Petrograficamente si evidenzia una struttura clastica orientata costituita da lapilli e ceneri cristallini (40-50%) in un fondo criptocristallino-vetroso, a tessitura



Fig. 44 - Formazione di Castel Leone: ignimbrici riodacitiche di colore generalmente rosso. Loc. Plat superiore, Sinigo.

fluidale con porzioni a struttura sferulitica ed intorbidato per diffusa ossidazione. I cristalli sono rappresentati da: plagioclasti sostituiti da albite, sericite e calcite; quarzo in frammenti spigolosi ed in cristalli con bordi arrotondati e profonde anse; biotiti deformate e sostituite da opachi; pirosseni completamente sostituiti da clorite, sericite ed opachi. Le fasi accessorie sono rappresentate da zircone, apatite ed epidoto allanitico. Le fiamme hanno struttura porfirica con plagioclasti, quarzo e biotite in fondo microcristallino modellato per schiacciamento. I litici sono costituiti prevalentemente da lave riodacitiche porfiriche con fenocristalli di plagioclasti, quarzo e biotite in un fondo felsitico con fratturazione perlitica, ampiamente cloritizzato. Occasionalmente sono stati osservati litici magmatici costituiti da plagioclasti, biotite e granato a struttura granofirica.

3.2.9.1. - Lave (ICL_a)

Rispetto alla formazione affiorante e cartografata nell'adiacente foglio Appiano, nel settore rilevato sono presenti non solo le tipiche facies ignimbritiche, ma anche estese facies laviche. In particolare esse formano un corpo lenticolare di circa 4 km di estensione e spessore massimo di 400 m compreso tra il Rio Sinigo e l'imbocco della Val Nova. Il passaggio alle facies ignimbritiche avviene molto bruscamente, secondo un contatto di *onlap* su quello che doveva essere probabilmente un pendio deposizionale. Le ignimbriti tendono ad annullare il dislivello preesistente: ricoprono con spessori minimi (pochi metri) le lave, dove queste ultime hanno spessori massimi (Rio Sinigo), presentano invece spessori gradualmente crescenti verso sud, dove le lave vanno ad assottigliarsi. Il corpo costituiva probabilmente un duomo lavico circoscritto, formatosi poco prima delle emissioni esplosive piroclastiche.

Litologicamente le lave presentano le stesse tonalità di colore e composizione mineralogica delle ignimbriti, hanno struttura porfirica e dimensione media dei fenocristalli maggiore rispetto ai *lapilli-tuff*. Verso il tetto si nota una vistosa diminuzione delle dimensioni medie degli stessi. La roccia presenta in genere struttura massiva e solo raramente si osserva la presenza di bande di flusso.

Le lave riodacitiche di questa formazione hanno struttura porfirico-seriata fluidale ad alto indice porfirico con fenocristalli di plagioclasto, quarzo, biotite e pirosseno in una pasta di fondo felsitica, ricristallizzata a fiocchi, con sferuliti fibroso-raggiate ed abbondante cristallizzazione di ematite. I fenocristalli di plagioclasti risultano albitizzati, sericitizzati e con inclusi di carbonati ed opachi, il quarzo è generalmente *embayed* ed ampiamente fratturato, la biotite spesso è fresca e presenta un bordo opacitico, ma può anche essere completamente sostituita da opachi, i pirosseni sono completamente sostituiti da opachi e clorite. Fasi accessorie sono l'apatite inclusa nelle biotiti e lo zircone.

3.2.9.2. - Epiclastiti (**ICL_p**)

Al tetto della formazione di Castel Leone, nella zona compresa tra Novale ed il Rio Sinigo, sono presenti, per uno spessore di 20-30 metri, depositi sedimentari vulcanoclastici costituiti da areniti medio-grossolane e subordinate siltiti e peliti. Le areniti si presentano in strati decimetrici generalmente massivi, più raramente si osservano delle laminazioni parallele. Localmente, e in generale verso il tetto della successione, sono presenti facies conglomeratiche costituite da clasti eterometrici ad assetto caotico in matrice arenitica grossolana.

Il deposito in questione rappresenta il prodotto di un parziale smantellamento della formazione appena deposta e seguente sedimentazione in bacini effimeri e limitati arealmente, che si sviluppavano durante i periodi di stasi dell'attività eruttiva. Poco più a sud infatti, nel letto del Rio Eschio alle ignimbriti della formazione di Castel Leone sono sovrapposte, direttamente con contatto ben esposto, le ignimbriti della formazione sovrastante **IGG**.

3.2.10. - Formazione di Gargazzone (**IGG**)

La formazione affiora con spessori notevoli su un'estesa area sia in Val d'Adige (fino a 900 m) sia in Val Sarentino (fino a 400 m). Essa rappresenta il prodotto di imponenti espansioni ignimbritiche che, con più unità di flusso saldate e talora separate da sottili intercalazioni di *surge*, ricoprono gran parte della zona di estensione del Gruppo Vulcanico Atesino e riescono a colmare le differenze topografiche createsi nelle fasi precedenti. Presenta un limite inferiore netto, paraconcordante o discordante su **RTO** e **ICL** o direttamente sul basamento metamorfico.

È costituita da *lapilli-tuff* rioidacitici saldati, molto omogenei ed estremamente coerenti di colore nero o grigio scuro verdognolo, che possono assumere toni sul rosso violaceo lungo le fessurazioni per progressiva ossidazione (Fig. 45a). Quest'ultima può talora essere pervasiva e sostituire completamente la colorazione originaria. Quando la roccia subisce alterazioni idrotermali ed autometamorfiche diviene biancastra e/o giallastra con perdita di coerenza. Le superfici esposte all'alterazione subaerea presentano colori sul grigio chiaro ed arancione. La roccia è in genere nettamente suddivisa da fratture subverticali in lastre molto regolari (1-30 cm). Questo aspetto caratterizza la porzione inferiore della formazione, mentre nelle porzioni superiori la roccia si presenta per lo più massiva con fratturazione meno regolare, il colore prevalente è da rosso violaceo a viola grigiastro. Al tetto prevalgono, invece, facies con più radi cristalli e colorazione rosso violacea cui si accompagna spesso una maggior presenza di fiamme diffuse, che conferiscono alla roccia un aspetto marcatamente foliato. Talora si sono osservate sottili intercalazioni di *tuff* laminati e gradati.



Fig. 45 - Formazione di Gargazzone: a) ignimbriti riodacitiche con netta fratturazione e fiamme afa-nitiche scure (Rio Sinigo presso Castel Verruca); b) ignimbriti riodacitiche con grandi inclusi juvenili a struttura porfirica (S. Caterina, Avelengo).

L'ossatura è costituita da numerosi cristalli (1-3 mm) di plagioclasti di colore bianco e/o rosa chiaro, quarzo e biotite in una massa di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente. Molto abbondanti sono gli inclusi *juvenili* a struttura porfirica, di dimensioni da centimetriche fino a decimetriche, che si presentano sia schiacciati ed isorientati, che relativamente poco deformati: rappresentano porzioni di magma, che aveva subito, durante la risalita e prima della frammentazione, una parziale cristallizzazione (Fig. 45b). Localmente si osservano inclusi litici sia di vulcaniti sia di più rare plutoniti e metamorfiti: al tetto della formazione si sono osservati livelli particolarmente ricchi in litici magmatici di diversa composizione.

L'osservazione petrografica evidenzia una roccia con struttura clastica orientata, priva di selezioni granulometriche, con abbondanti lapilli e ceneri cristallini (40-60%) in una pasta di fondo costituita da un aggregato criptocristallino felsitico pseudofluidale, a volte sferulitico, derivato dalla ricristallizzazione della componente vetrosa originaria (Fig. 46a). Mostra anche diffuse plaghe di alterazione cloritica e carbonatica, sparsi cristalli di pirite e diffuse microgranulazioni ematitiche. I plagioclasti, tendenzialmente idiomorfi o in frammenti arrotondati, sono trasformati in aggregati di albite, sericite, carbonati ed opachi. Il quarzo varia da grossi cristalli con bordi arrotondati ed ampie insenature, fino a piccoli frammenti spigolosi. La biotite è prevalentemente idiomorfa, ma deformata e sostituita da ossidi, clorite e aggregati policristallini di quarzo secondario. Il pirosseno è completamente sostituito da clorite verde a ciuffetti, sericite ed opachi. Raramente si rileva anche la presenza di sanidino opacizzato per argillificazione. Le fasi accessorie sono costituite da epidoto allanitico, da apatite in bastoncelli (sia nel fondo che nei cristalloclasti), da zirconio in individui idiomorfi, ben evidenziati dall'aureola policroica e da numerose fasi opache.

Le fiamme hanno struttura porfirica con un'associazione di fenocristalli identica a quella già descritta, contenuta in una pasta di fondo ricristallizzata con for-

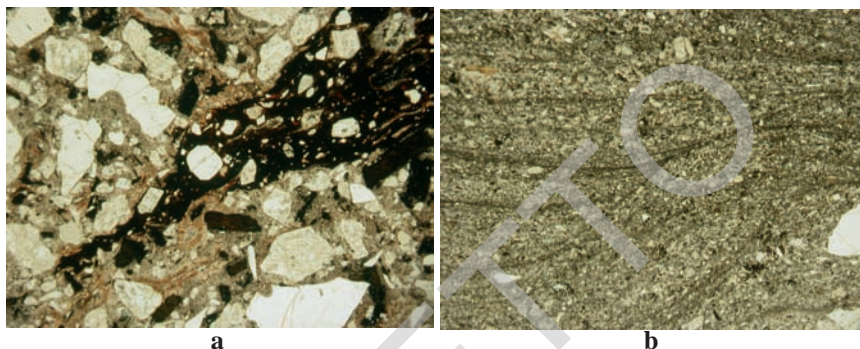


Fig. 46 - *Formazione di Gargazzone, microfotografie al solo polarizzatore: a) ignimbrite riodacitica, struttura clastica orientata con cristalloclasti quarzo-feldspatici, biotite e fiamme ossidate; b) livello di tuff laminato e gradato (surge).*

mazione di strutture quarzo-feldspatiche a fiocchi. Fra le componenti litiche risultano di particolare interesse quelle plutoniche presenti nel campione 13AM028B prelevato nell'incisione del Rio dei Ronchi. Si tratta di un granito faneritico, ipidiomorfo costituito da plagioclasti zonati, ortoclasio perititico, biotite sostituita da mica bianca ed opachi e quarzo interstiziale.

I livelli di *tuff* laminati e gradati si classificano come episodi di *surge* a struttura planare, risultano costituiti da cristalli di plagioclasti, quarzo, biotite e pirosseni e si caratterizzano per la forte ematizzazione (Fig. 46b).

3.2.11. - *Formazione di Avelengo (AGO)*

Affiora con una certa continuità al tetto di *JGG* per uno spessore variabile da 200 a 50 metri nella zona di Merano 2000, sia sui versanti verso la Val Nova e la Val d'Adige sia verso la Val Sarentino. L'emissione di queste lave sembra essere avvenuta tramite piccole colate e duomi di limitata estensione su di un'area relativamente vasta.

Litologicamente sono lave riodacitiche massive di colore arancio tendente al rosso vinaccia fino al viola, a marcata struttura porfirica con fenocristalli idiomorfi (2-6 mm) di plagioclasti bianchi, più raramente rosati, biotite e meno abbondante quarzo con forme arrotondate, flottanti in una pasta di fondo omogenea, irrisolvibile alla lente. Quasi sempre evidenti sono le bande di flusso lineari o ondulate (Fig. 47a). Nelle porzioni inferiori sono presenti facies a blocchi in cui i singoli blocchi presentano sia elementi microcristallini che porfirici in una pasta di fondo microcristallina. Diffusi sono i fenomeni metasomatici con caolinizzazione, ossidazione diffusa e produzione di vene di selce rossa, che tagliano le lave con andamento subverticale.



Fig. 47 - *Formazione di Avelengo: a) particolare delle lave rioidacitiche con bande di flusso magmatico ondulate (loc. Novale presso Avelengo); b) contatto brusco tra le porzioni stratificate vulcanoclastiche e le lave sommitali, più in alto la successione è troncata dall'Arenaria di Val Gardena (loc. P.^{so} della Croce, Merano 2000).*

Petrograficamente la roccia ha struttura porfirico-orientata, grana medio-gros-solana ed indice porfirico di circa 45. I fenocristalli sono rappresentati da plagioclasti sericitizzati, leggermente argillificati o con ampie sostituzioni carbonatiche, biotite fresca con bordo opacitico o completamente sostituita da opachi, quarzo arrotondato con anse e diffuse frammentazioni e pirosseno sostituito da opachi, quarzo secondario e clorite. Accessori sono apatite e zircone. La pasta di fondo è costituita da un aggregato quarzo-feldspatico, da cripto a microcristallino, con diffuse microgranulazioni di opachi, ricristallizzazione a fiocchi e sferulitica e vistosa fatturazione perlitica.

In una ristretta zona presso Piano della Forcella al di sotto delle lave è presente una successione vulcanoclastica fittamente stratificata per uno spessore di circa 50 m (Fig. 47b). Essa è costituita da tufi policromi con frammenti vulcanici di varia natura (lave e piroclastiti) e litici metamorfici inglobati in una matrice poco coerente. Nel dettaglio i singoli strati presentano facies molto differenti: livelli di breccie caotiche a sostegno di matrice (epiclastiti?), livelli con laminazione parallela ed incrociata e livelli gradati e/o con buona selezione granulometria e presenza di pisoliti di accrezionamento (piroclastiti). Tutto il deposito risulta intensamente alterato, idrotermalizzato ed è attraversato da numerosi filoni subverticali criptocristallini.

3.2.12. - *Formazione di Verano (COV)*

Si tratta di un'estesa e potente successione di sedimenti clastici (Fig. 48) che si sviluppa al tetto di IGG e di AGO con spessori massimi (250 m) nel settore compreso tra il Rio Eschio a sud e il Rio Sinigo a nord (FELS & PAUL-KOCH, 1985). Essa sembra costituire il riempimento di una depressione originatasi contempo-

raneamente allo sprofondamento vulcano-tettonico della zona a sud di Terlano-Nalles. Stratigraficamente essa occupa tutto l'intervallo temporale di messa in posto delle unità vulcaniche del F° 026 Appiano, comprese fra la formazione di Nalles e la formazione di Ora, e viene ricoperta solamente dagli ultimi prodotti esplosivi di tale attività costituiti dal membro di Predonico (*ORA_I*). I depositi di questa formazione erano stati cartografati nei precedenti fogli geologici alla scala 1:100.000 come Arenaria di Val Gardena.

Litologicamente si tratta di prevalenti areniti molto sporche con clasti dispersi da centimetrici a pluridecimetrici; meno frequentemente si osservano concentrazioni di clasti in lenti e tasche (Fig. 49a). Gli strati sono da decimetrici a metrici, spesso amalgamati e con superfici di separazione irregolari e presentano una media continuità laterale. Raramente si osservano laminazioni parallele o a festoni. La colorazione è di solito rossa, ma può presentare tonalità sul beige. I clasti hanno composizione esclusivamente vulcanica e provengono per oltre il 90% dall'erosione delle formazioni immediatamente sottostanti (*AGO* e *IGG*).

Alla base, per uno spessore di 10-15 m, sono presenti generalmente facies più fini, composte da strati medi e sottili di silt, arenarie fini e peliti di colore dal rosso al grigio cenere con strutture da essiccamento (Fig. 49b).

Petrograficamente le facies arenacee sono composte da granuli litici spigolosi o parzialmente arrotondati di lave riodacitiche ed in quantità minore dacitiche; subordinatamente sono anche presenti frammenti di ignimbrite riodacitica. La componente clastica monocristallina risulta costituita da cristalli e frammenti di

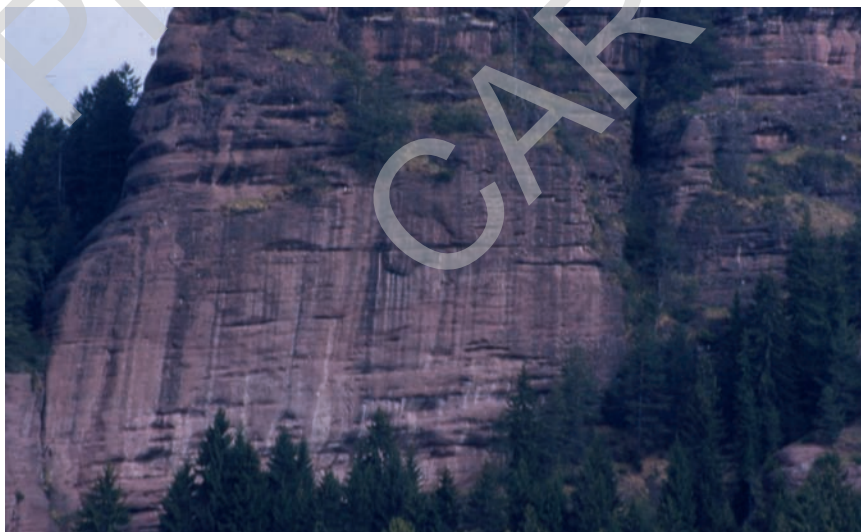


Fig. 48 - Formazione di Verano: areniti e conglomerati a stratificazione irregolare. Pietrarossa, Verano.



Fig. 49 - *Formazione di Verano: a) aspetto tipico degli strati con conglomerati concentrati in tasche lenticolari; b) facies arenaceo-pelittiche basali. Totenhof, Verano.*

crystalli di plagioclasti, quarzo e biotite in una matrice fine argillosa pigmentata di rosso, ricca di microgranuli di ematite. Negli interstizi fra i clasti, oltre a questa componente a volte disposta con una pseudostratificazione a menisco, si osservano anche porzioni fillosilicatiche e carbonatiche.

3.2.13. - *Formazione di Ora (ORA)*

Rappresenta il deposito vulcanico più recente del Gruppo Vulcanico Atesino. È il prodotto della messa in posto di enormi volumi di flussi piroclastici che si sono depositati con spessori di quasi 1000 metri nelle zone più depresse a sud di Bolzano, ma che si estendono con spessori ridotti per un'area di almeno 1500 km², ricoprendo in discordanza diverse formazioni vulcaniche più antiche. Nel foglio Merano è presente solo il membro di Predonico: esso affiora con spessori variabili da qualche metro a circa 150 metri nella zona dell'altopiano di Meltina compresa tra la Val d'Adige e la Val Sarentino.

3.2.13.1. - Membro di Predonico (**ORA₁**)

Lapilli-tuff e *tuff* riolitici saldati, generalmente rossi, caratterizzati da cristalli piccoli e radi di sanidino, plagioclasti bianchi, quarzo, rara biotite e da abbondante presenza di inclusi *juvenili* afanitici (Fig. 50a). La roccia è molto coerente e presenta una fessurazione verticale evidente.

Petrograficamente i *lapilli-tuff* di questo membro presentano struttura clastica orientata, con lapilli e ceneri cristallini (25-40%) contenuti in una pasta di fondo vetrosa, che ha subito ricristallizzazione felsitica, ed in aggregati quarzo-feldspatici anche con struttura sferulitica ed intense permeazioni di ossidi di Fe

(Fig. 50b). La componente cristallina è costituita da quarzo con bordi arrotondati, ampie anse e fatturazioni, sanidino spesso geminato e permeato da alterazioni argillose e da microgranulazioni ematitiche, plagioclasti albitizzati e sostituiti da aggregati policristallini di sericite, quarzo secondario e opachi, biotite parzialmente sostituita da grumi di opachi, raro pirosseno, completamente sostituito da opachi e clorite, apatite e zircono come fasi accessorie. I livelli afanitici e le fiamme rossastre sono costituiti da minuti frammenti di cristalli di quarzo e feldspati uniformemente distribuiti in una pasta di fondo felsitica ematizzata. Le fiamme porfiriche sono costituite da fenocristalli di quarzo, sanidino, plagioclasio e biotite inglobati in una pasta di fondo pomicea, rinsaldata con struttura eutassitica. I litici sono rappresentati da lave porfiriche di composizione riodacitica.

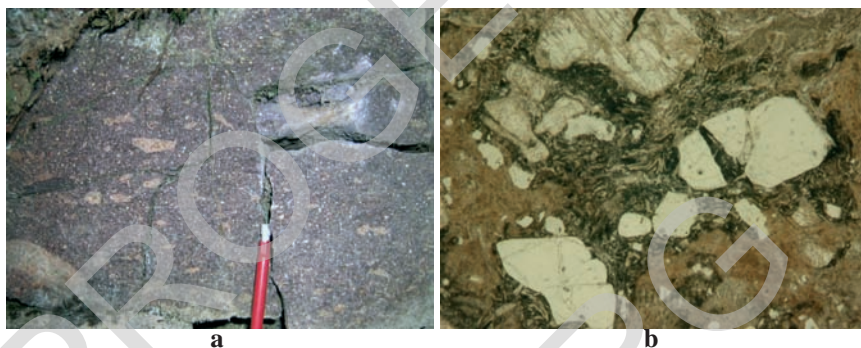


Fig. 50 - *Membro di Predonico della formazione di Ora: a) ignimbrite riolitiche con fiamme; b) ignimbrite riolitica con fiamme pomicee rinsaldate, struttura eutassitica (microfotografia al solo polarizzatore). Rio di Sinigo presso Malga Maia.*

3.2.13.2. - Livelli vitrofirici (ORA_{1a})

Nella zona di Avelengo (presso Köfele) alla base del membro di Predonico si individuano dei livelli vitrofirici neri di alcuni metri di spessore. Essi sono estremamente compatti, la struttura e la composizione sono identiche a quelle della roccia sovrastante; unica differenza, la presenza del vetro inalterato nella pasta di fondo, che le conferisce un colore nero lucente. Il passaggio tra le porzioni del vitrofiro e la roccia sovrastante è caratterizzato dalla presenza di fasce metriche più o meno intensamente caolinizzate ed alterate.

L'osservazione petrografica evidenzia componenti cristalline e vetrose ben conservate. Particolarmente vistose sono le fratturazioni perlitiche del vetro e le strutture eutassitiche di rinsaldamento in cui risaltano frammenti e bolle vetrose schiacciate ed allungate secondo motivi pseudofluidali marcati da microgranulazioni ematitiche.

3.2.14. - Evoluzione vulcano-tettonica del Gruppo Vulcanico Atesino

L'imponente successione vulcanica permiana del foglio Appiano, a sud del foglio Merano, ampiamente descritta e corredata di età radiometriche (AVANZINI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008), rappresenta la base di partenza per l'interpretazione dell'evoluzione dell'attività vulcanica permiana di questo foglio.

La successione stratigrafica esposta presenta notevoli differenze nelle varie zone di affioramento. In generale si osserva una drastica riduzione dello spessore complessivo andando dalla Val d'Adige verso la Val Sarentino e verso la zona di Merano 2000 (vedi schema stratigrafico a margine della carta). Nella zona della Val d'Adige gli spessori massimi affioranti superano i 1600 metri e non è esposta la base della successione. Nella zona della Val Sarentino si hanno spessori massimi (1000 m) nelle porzioni più sudorientali, e minimi (200 m) nella zona di Piano della Forcella (Merano 2000).

La base della successione, in discordanza sulle filladi del basamento, è visibile solo nella porzione settentrionale (Val Sarentino): il Conglomerato basale forma tasche e lenti discontinue con spessore massimo di 70 m, è privo delle intercalazioni di episodi vulcanici primari presenti nella zona di Monte Luco (F° 026 Appiano), ma presenta clasti di natura vulcanica con composizione andesitica e riodacitica, a testimonianza di un'attività eruttiva antecedente o penecontemporanea a questa fase erosivo/deposizionale.

Seguono depositi vulcanoclastici (formazione di Rio dei Ronchi) dapprima epiclastici e quindi piroclastici. I primi rappresentano prevalentemente il prodotto di rideposizione di prodotti vulcanici primari, non consolidati, a granulometria fine (ceneri e tuffi) e composizione prevalentemente andesitica. Le piroclastiti (*surge* ed ignimbriti), che caratterizzano la porzione medio superiore della formazione, testimoniano l'affermarsi progressivo di un'attività vulcanica a carattere esplosivo. Essa ha un carattere misto andesitico-riodacitico solo in parte definito dall'alternanza di orizzonti a composizione andesitica (generalmente *tuff* fini) ed orizzonti a composizione riodacitica (*tuff* grossolani, lapilli *tuff* e *tuff* breccia). Più spesso il carattere misto è evidente anche all'interno delle singole unità di flusso, il che lascia presupporre una contaminazione a livello di camera magmatica tra due tipi di magmi.

Spostandoci dalla Val Sarentino verso ovest in Val d'Adige, le piroclastiti della formazione di Rio dei Ronchi vengono a sovrapporsi alle lave riodacitiche della formazione di Monte Luco, che con spessori di 400 m, rappresentano l'unità vulcanica permiana più antica ivi affiorante. Dal foglio Appiano sappiamo che ancora più a SW (area M. Luco) la formazione di Monte Luco presenta spessori di quasi 1000 metri, limite inferiore discordante sul Conglomerato basale o sul basamento metamorfico ed età radiometriche comprese tra $281,5 \pm 0,7$ alla base e $278,4 \pm 1,5$ Ma verso il tetto.

È quindi probabile che la successione vulcanoclastica della formazione di Rio dei Ronchi presenti almeno in parte rapporti di eteropia laterale con la formazione di Monte Luco. L'età radiometrica di $279,0 \pm 3,3$ Ma ottenuta su lapilli *tuff* riodacitici (ROH_q) in val Sarentino confermerebbe questa ipotesi.

Verso l'alto segue la formazione di Sarentino, costituita da lave andesitiche e dacitiche presenti sia nel settore nordorientale (Val Sarentino) sia in quello occidentale (Val d'Adige); esse ricoprono in discordanza tutte le formazioni precedenti, presentano spessori massimi (200 m) a NE e si assottigliano progressivamente verso ovest fino alla valle dell'Adige.

Anche le ignimbriti riodacitiche della successiva formazione di Castel Leone affiorano sia nella zona occidentale sia nella zona nordorientale: presentano spessori massimi in Val d'Adige (300 m) e minimi in Val Sarentino (20 m), fino a scomparire del tutto nella zona di Merano 2000. Nella zona della Val d'Adige si è inoltre individuato un duomo lavico circoscritto, la cui messa in posto è precedente all'attività esplosiva principale della formazione.

La formazione di Gargazzone, con le sue ignimbriti riodacitiche, costituisce l'episodio di attività piroclastica più imponente e diffuso. Il riconoscimento di enormi spessori di ignimbriti *IGG* non solo a nord del *GA* (fogli Appiano, Merano, e Bolzano) ma anche a sud (fogli Mezzolombardo e Trento) lascia supporre che la messa in posto di questa unità debba essere legata alla formazione precoce di un'ampia ed articolata depressione vulcano-tettonica (caldera) di cui le ignimbriti riodacitiche rappresentano il riempimento.

Nell'ambito del foglio Merano essa presenta gli spessori massimi (900 m) a SW (Postal), si riduce a 400 m nelle zone orientali (Bosco dei Prati) e si assottiglia gradualmente fino a 50 m nelle zone settentrionali (Merano 2000). Queste forti differenze di spessore e la mancanza a NE delle facies a forte grado di saldatura che caratterizzano le porzioni inferiori, lasciano presupporre la presenza di un bordo di caldera sepolto sotto l'attuale altopiano di Meltina.

Dopo la messa in posto di questa unità si verifica un altro importante collasso vulcano-tettonico con sprofondamento del settore posto a meridione di Terlano e Nalles (area foglio Appiano); la zona del foglio Merano resta invece in posizione sostanzialmente rilevata, anche se si creano delle aree relativamente più depresse, legate a zone di frattura secondarie. Proprio lungo queste fratture si ha risalita di magma riodacitico, con colate laviche che formano apparati e duomi relativamente piccoli e confinati arealmente (formazione di Avelengo). Nello stesso contesto è probabilmente da inquadrare la risalita e messa in posto del corpo subvulcanico riodacitico del Rio Deserto nella zona di Merano 2000 (vedi discussione in § 3.2.4).

A parte questi episodi minori (l'attività eruttiva principale si sposta nelle zone calderizzate a sud di Terlano e Bolzano), tutta l'area rimane per lungo tempo in erosione e parte del materiale si va ad accumulare nelle zone più depresse: la for-

mazione di Verano costituisce il risultato di una deposizione vulcanoclastica ad opera prevalentemente di *debris flow* in un ambiente semiarido.

Come nel foglio Appiano, la successione vulcanica si chiude con la deposizione in discordanza e/o paraconcordanza delle ignimbriti riolitiche della formazione di Ora (membro di Predonico). Esse presentano spessori massimi (150 m) nella zona centrale, a cavallo tra la Val d'Adige e la Val Sarentino, e si assottigliano verso SE e NW. È da tenere conto comunque che queste differenze di spessore, più che originarie geometrie di accumulo, possano essere dovute alle successive erosioni all'origine della deposizione clastica continentale delle Arenarie di Val Gardena.

3.2.15. - Petrografia e geochimica dei prodotti del magmatismo permiano

Da quanto esposto per questo foglio e tenendo conto delle considerazioni fatte per il foglio Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007), risulta evidente che fino allo sprofondamento vulcano-tettonico Terlano-Nalles si ha una dominanza di prodotti di composizione riodacitica con subordinate daciti ed andesiti. È con la progressiva calderizzazione della conca di Bolzano che vengono emessi gli enormi volumi di ignimbriti riolitiche che si estendono marginalmente nell'area rialzata del foglio Merano solo con il membro di Predonico della formazione di Ora.

Un'ulteriore caratteristica dell'attività magmatica permiana è la persistenza nel tempo di magmi andesitici e dacitici coesistenti con magmi più evoluti riodacitici e riolitici. Andesiti e daciti si rinvergono alla base della successione come clasti nel Conglomerato basale, si trovano come prodotti piroclastici primari alternati ad altri riodacitici nella formazione di Rio dei Ronchi e come colate laviche nella formazione di Sarentino, sono intercalate alle lave riodacitiche della formazione di Monte Luco (MLC_c , foglio Appiano) e si trovano a tetto delle lave riolitiche della formazione di Andriano (LAN_a e LAN_b , foglio Appiano).

I prodotti subvulcanici (laccoliti e filoni) evidenziano una sostanziale omogeneità composizionale che resta sempre riodacitica.

I prodotti plutonici, rappresentati dalle granodioriti/monzograniti di Monte Croce e di Ivigna e dagli inclusi femici microgranulari in esse contenuti, suggeriscono che si sia verificata un'intensa interazione fra due magmi composizionalmente diversi in condizioni di non ancora completa solidificazione, con intrusione, frammentazione e dispersione (*mingling-mixing*) della componente basica all'interno della massa principale granitica, ancora in uno stato plastico. I filoni e le chiazze aplitiche sienozogranitiche rappresentano invece differenziati in senso acido.

Sui prodotti dell'attività magmatica permiana del foglio Merano sono state condotte circa 80 analisi chimiche i cui risultati, mediati per ognuna delle for-

Tab. 3 - Composizione chimica delle magnetiti permiiane del F° 013 Merano

Formazione	Stipa	Litologia	Campione	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Tot.	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th
F. di Monte Luco	MILC	lava rioid	media 3	6887	0.43	14.50	3.75	0.08	0.97	1.12	3.99	4.55	0.12	1.63	99.99	12	53	13	5	6	5	51	175	164	35	178	12	620	37	70	16	18
F. di Rio dei Ronchi	ROH	clasto lava rioid	13AM017-2	6701	0.46	14.11	5.53	0.10	1.35	1.68	3.71	3.51	0.13	2.41	100.00	14	60	79	11	7	18	57	138	170	21	159	8	982	36	48	132	9
F. di Rio dei Ronchi	ROH	tufo and	media 11	5942	0.66	15.17	5.93	0.14	3.80	3.58	2.60	3.63	0.13	4.94	100.00	22	97	65	14	12	10	93	198	106	32	169	11	482	32	63	8	11
F. di Rio dei Ronchi	ROHa	ign rioid	13AM091	6661	0.53	14.89	4.48	0.12	1.78	2.18	2.63	3.86	0.15	3.29	100.52	56	16	8	4	12	106	226	140	28	172	10	576	51	88	16	13	
F. di Rio dei Ronchi	ROHa	ign rioid	media 3	6623	0.56	15.23	4.43	0.11	2.17	1.24	3.64	3.54	0.15	2.71	100.01	14	67	17	9	7	12	79	156	149	30	175	10	775	34	69	17	17
F. di Rio dei Ronchi	ROHa	clastilava rioid	media 2	6426	0.55	15.99	4.73	0.10	0.73	2.78	2.07	5.19	0.14	3.49	100.01	17	57	17	7	6	8	28	194	76	27	183	12	620	34	57	9	16
F. di Sarentino	RTO	lava andesitica	13AM090	5226	0.85	16.67	4.21	0.32	10.50	2.31	5.18	0.84	0.15	7.61	100.89	186	279	30	48	15	964	37	122	23	130	8	136	14	41	18	8	
F. di Sarentino	RTO	lava andesitica	media 5	5717	0.73	15.08	5.88	0.14	6.92	1.70	4.37	2.31	0.13	5.57	100.00	25	144	149	22	26	18	208	98	184	29	170	12	506	31	56	26	11
F. di Sarentino	ICL	lava dacitica	media 8	6342	0.62	15.36	5.83	0.11	1.86	1.92	3.62	3.55	0.17	3.55	100.00	17	67	10	13	5	8	80	171	123	37	217	11	426	35	71	20	13
F. di Castel Leone	ICL	ign rioid	media 5	6762	0.47	14.70	4.13	0.09	1.74	1.33	4.14	3.50	0.13	2.14	100.00	12	46	18	6	6	9	77	146	166	31	190	10	616	45	74	22	14
F. di Castel Leone	ICLa	lava rioid	media 5	6680	0.46	14.89	4.05	0.10	1.76	1.68	4.22	3.79	0.13	2.12	100.00	13	42	21	6	7	6	66	173	159	38	192	12	538	39	73	25	15
F. di Gargazzone	IGG	ign rioid	media 10	6687	0.50	14.80	3.90	0.09	1.79	1.72	3.51	4.19	0.14	2.49	100.00	11	49	16	5	6	6	63	188	148	32	205	13	582	43	79	30	17
F. di Avelengo	AGO	lava rioid	media 9	6761	0.45	15.60	3.42	0.07	1.21	1.54	1.89	4.52	0.12	3.57	99.99	10	34	54	3	7	8	47	178	56	32	195	12	696	43	77	29	17
F. di Verano	COV	arenaria	13CM051	6684	0.46	15.72	2.98	0.06	0.66	3.06	0.76	3.96	0.04	5.45	99.99	9	34	14	0	6	5	42	157	120	24	189	12	456	45	84	33	18
F. di Ora	ORA1	ign rioid	media 7	7498	0.11	13.43	1.61	0.05	0.16	0.23	1.81	5.94	0.02	1.65	100.00	4	3	1	0	3	6	29	225	19	49	115	13	197	34	73	33	24
Filoni riocalcitici	fc	filone rioid	13AM092	6503	0.43	14.20	3.48	0.09	0.86	3.26	2.03	4.87	0.14	6.01	100.39	39	14	5	5	9	46	233	116	33	196	12	527	43	84	37	16	
Filoni riocalcitici	fc	filone rioid	13CM31	6260	0.46	15.72	4.36	0.12	1.16	4.34	1.71	4.07	0.13	5.33	99.99	16	40	14	4	6	7	42	172	60	37	183	11	512	28	64	8	16
Rudalite di Rio Deserto	DRD	lava rioid	13AM093	6388	0.40	13.46	3.48	0.09	1.42	3.75	1.15	5.47	0.13	7.20	100.36	41	11	6	4	10	51	219	68	30	178	11	414	36	71	12	14	
Rudalite di Rio Deserto	DRD	lava rioid	media 2	6255	0.45	16.35	3.77	0.11	0.95	3.09	0.60	5.98	0.14	6.04	100.00	12	45	6	7	10	49	237	77	30	194	11	583	42	85	12	21	
Granodite di Ivigna	IVG	tonalite	13CM300	6236	0.73	16.62	5.57	0.09	1.79	4.75	2.91	3.21	0.21	1.82	100.05	83	19	9	6	10	88	129	254	30	237	12	691	42	84	27	12	
Granodite di Ivigna	IVG	granodiorite	13CM312	6715	0.52	15.31	3.98	0.08	1.94	3.55	3.25	2.40	0.17	1.66	100.01	8	49	20	3	7	3	45	95	224	29	196	11	519	54	103	17	14

Laborati:

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali/Alma Mater Studiorum Università di Bologna

Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques, CNRS, Nancy, France

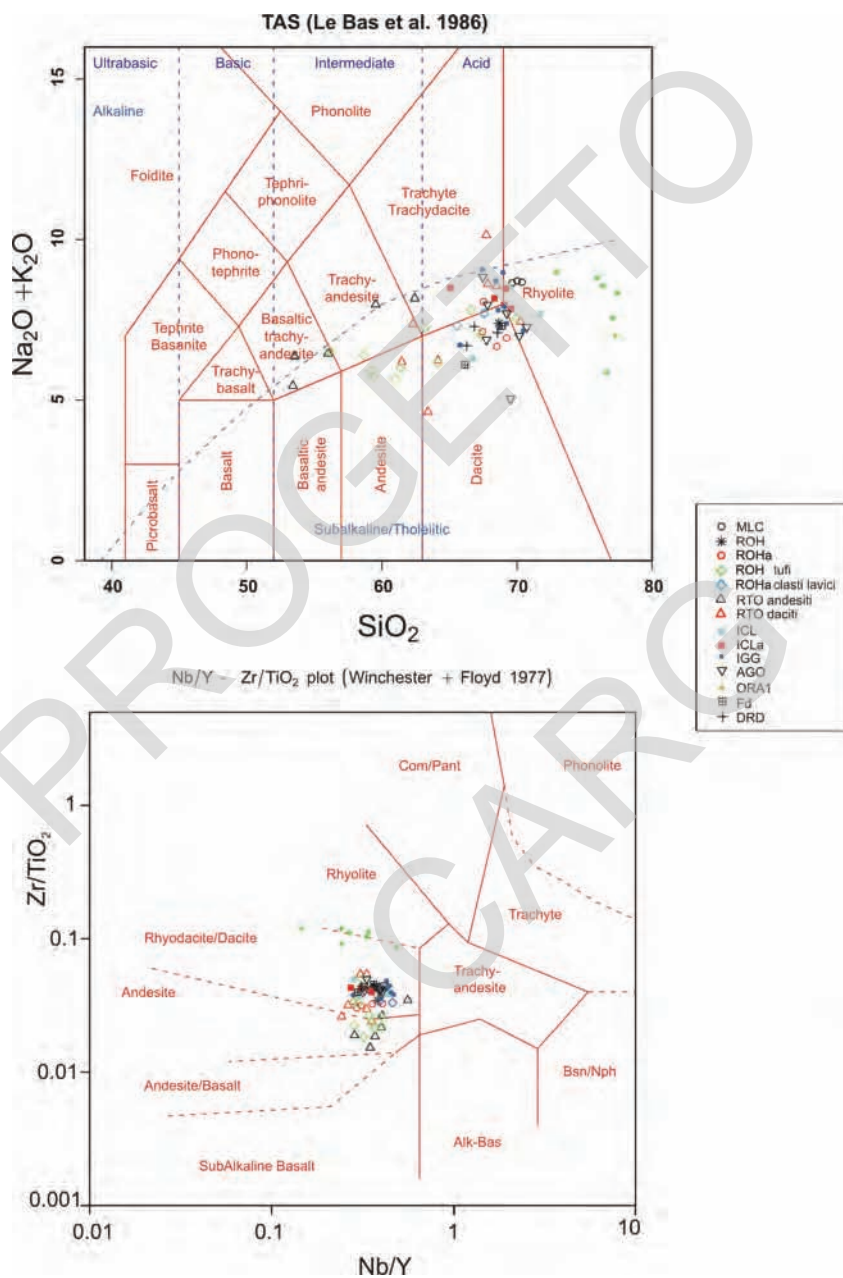


Fig. 51 - Classificazione dei prodotti vulcanici permiani del F° 013 Merano.

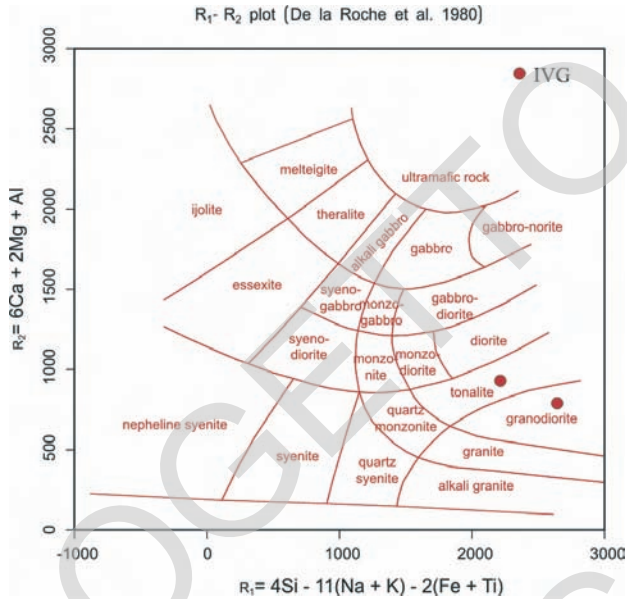


Fig. 52 - Classificazione dei prodotti plutonici permiani del F° 013 Merano.

Tab. 4 - Contenuto in REE delle magmatiti permiane del F° 013 Merano.

Campione	13AM090	13AM091	13AM092	13AM093	13CM300
La	14,420	50,600	42,900	35,680	42,400
Ce	41,180	88,090	84,310	70,840	83,980
Pr	5,525	10,250	9,891	8,314	9,861
Nd	22,490	37,230	36,010	30,570	36,840
Sm	4,917	6,772	7,371	6,295	7,372
Eu	1,257	1,418	1,320	1,141	1,599
Gd	4,370	5,493	6,314	5,424	6,216
Tb	0,697	0,827	0,988	0,868	0,960
Dy	4,130	4,760	5,813	5,166	5,596
Ho	0,801	0,912	1,110	0,985	1,060
Er	2,309	2,586	3,107	2,832	3,016
Tm	0,348	0,389	0,476	0,426	0,451
Yb	2,373	2,597	3,114	2,816	2,996
Lu	0,372	0,396	0,465	0,428	0,451

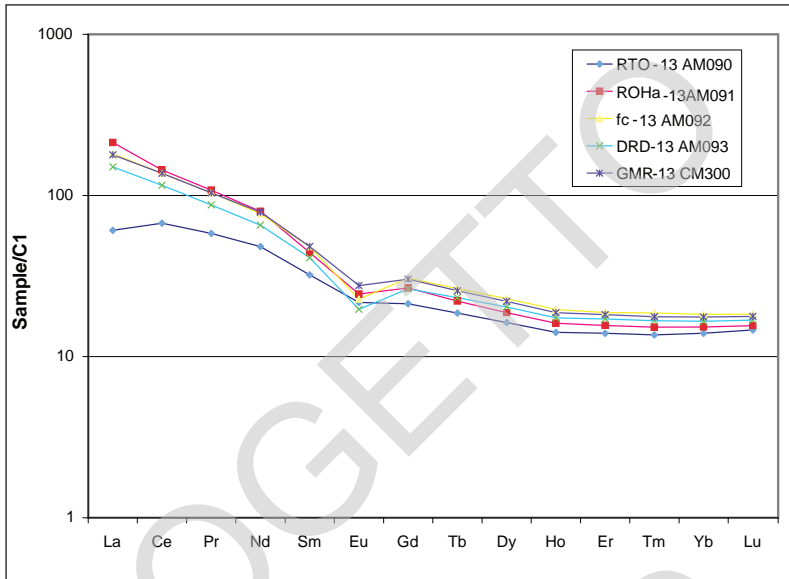


Fig. 53 - Pattern delle Terre Rare dei prodotti magmatici permiani del F° 013 Merano. I valori sono normalizzati alla Condrite (C1), SUN & MCDONOUGH (1989).

mazioni distinte, sono riportati nelle tabelle 3 e 4. Per la caratterizzazione e la classificazione petrografica sono stati utilizzati gli usuali diagrammi riportati nelle figure 51, 52 e 53 (LE BAS *et alii*, 1986; WINCHESTER & FLOYD, 1977; DE LA ROCHE *et alii*, 1980 e pattern REE).

Tutti i prodotti magmatici permiani costituiscono una serie da metalluminosa a leggermente peralluminosa che mostra caratteristiche mineralogiche, petrografiche e chimiche proprie di associazioni a carattere seriale subalcalino con chiara affinità calcicalina e sono caratterizzati da *pattern* delle REE normalizzate alle condriti, con variabile arricchimento delle LREE, anomalia negativa di Eu da moderata a molto accentuata (rioliti) ed assenza di significativi frazionamenti di HREE (Tab. 4 e Fig. 53). I dati di campagna, petrografici, geochimici ed isotopici (rapporto iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0,7057 a 0,7114; valori di ϵNd da -2,7 a -7,4; $\delta^{18}\text{O}$ tra 7,6 e 9,5 ‰) in accordo con BARTH *et alii*, 1993 e ROTTURA *et alii*, 1998a, mettono in evidenza la natura ibrida dei prodotti magmatici del permiano inferiore, originati attraverso complesse interazioni tra magmi di derivazione mantellica e materiale crostale.

3.2.16. - Età radiometriche delle magmatiti permiane

Dal quadro stratigrafico delineato nel F° 026 Appiano, corredo da 17 determinazioni di età U/Pb su zircone (AVANZINI *et alii*, 2007 e MAROCCHI *et alii*, 2008), emerge che la base della successione vulcanica si colloca a $284,9 \pm 1,6$ Ma ed il tetto a $274,1 \pm 1,4$ Ma. Per un controllo delle correlazioni con le successioni vulcaniche presenti in Val Sarentino si è reso necessario determinare alcune età radiometriche anche per i prodotti magmatici del foglio Merano. In particolare la determinazione di un'età U/Pb su zircone di $279,0 \pm 3,3$ Ma dei primi depositi vulcanici riodacitici in Val Sarentino (formazione di Rio dei Ronchi) ha confermato la correlazione temporale con la messa in posto dei prodotti della formazione di Monte Luco nell'area della Val d'Adige ($281,5 \pm 0,7$; $278,4 \pm 1,5$ Ma).

L'età U/Pb su zircone di $276,0 \pm 1,2$ Ma, determinata sul corpo subvulcanico della riodacite del Rio Deserto, suggerisce che la sua messa in posto vada inquadrata nel ciclo tardivo di emissioni laviche riodacitiche che caratterizza l'area a NW di Terlano, a seguito del collasso del settore sudorientale dopo gli espandimenti delle ignimbrite della formazione di Gargazzone.

Per quanto riguarda i corpi intrusivi, il plutone di Monte Croce presenta età comprese tra $285,4 \pm 1,6$ Ma e $284,3 \pm 0,7$ Ma che si correlano con quella di $286,6 \pm 2,9$ Ma determinata sul plutone di Ivigna.

Età sostanzialmente paragonabili presentano anche i filoni riodacitici (f_c), temporalmente e geneticamente collegati alle plutoniti ed intrusi nel basamento metamorfico nei pressi di Monte Croce (U/Pb su zircone: $282,3 \pm 1,3$ Ma) e nei pressi di Ivigna (U/Pb su zircone: $280,3 \pm 8,1$ Ma).

Le età radiometriche (U/Pb su zircone) delle magmatiti permiane e tardoalpine sono state realizzate in collaborazione con Urs Klötzli del *Labor für Geochronologie - Department für Lithosphärenforschung Erdwissenschaftliches Zentrum - Universität Wien*.

3.3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-MESOZOICA

3.3.1. - Arenaria di Val Gardena (GAR)

La formazione dell'Arenaria di Val Gardena è stata recentemente ridescritta dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da MASSARI *et alii* (1988, 1994), MASSARI & NERI (1997) e da ultimo formalizzata da Neri in SERVIZIO GEOLOGICO (2007). Gli aspetti giacimentologici dell'Arenaria di Val Gardena sono stati trattati da WOPFNER *et alii* (1983).

Si tratta di arenarie rosse, grigie e bianche poco compatte, alternate a sil-

titi rosse o grigie, siltiti marnose e marne (Fig. 54). Mineralizzazioni a galena sono concentrate nei livelli grigiastri ricchi di frustoli carboniosi e resti vegetali. I termini più fini sono prevalentemente di colore rossastro. Entro le marne sono comuni livelli di intraclasti carbonatici e sono talvolta presenti concrezioni carbonatiche nodulari “caliche”. Le strutture sedimentarie più comuni sono rappresentate da laminazioni incrociate a grande scala, stratificazioni incrociate a festoni, *ripples* da corrente, strutture da essiccazione. Nella zona di Monte di Verano sono presenti livelli microconglomeratici a stratificazione incrociata. Talora si osservano resti di vegetali ed in casi eccezionali si rinvencono tronchi e fronde ben conservate come nel caso della cava presente in località Monte di Meltina. Sul versante destro del Rio Deserto in un paio di punti è esposto magnificamente il passaggio tra le vulcaniti permiane e le sovrastanti arenarie. La base della Formazione è costituita da un pacco di 5 m di argille rosse massive o leggermente laminate, passanti verso l'alto ad arenarie medio-fini, laminate in strati medi e sottili per circa 20 metri; più in alto compaiono strati più spessi massivi o a stratificazione incrociata.



Fig. 54 - Arenarie di Val Gardena: arenarie, siltiti e peliti rosse ben stratificate. Giogo della Croce.

Lo spessore totale è variabile da 50 m a poco meno di 150 m. Il limite inferiore è paraconcordante, ma più comunemente erosivo sulle varie formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino.

(Permiano sup. *p.p.*).

3.3.2. - Formazione di Werfen (**WER**)

La Formazione di Werfen è rappresentata, come nelle Dolomiti, da una complessa successione di sedimenti carbonatici, terrigeni e misti. I litotipi presenti sono: calcari e dolomie da arenacee a siltose, calcari e dolomie marnose, marne, siltiti ed arenarie rosse e grigie, calcareniti (*grainstone* e *packstone*) oolitiche, bioclastiche, intraclastiche, a volte dolomitizzate, micriti (*mudstone* e *wackestone*) più o meno dolomitiche.

Lo spessore dell'intera formazione varia tra i 230 m e i 290 m. Il contenuto fossilifero è relativamente abbondante e significativo dal punto di vista della cronostratigrafia della formazione.

La successione sedimentaria è costituita da facies marine, di mare poco profondo che indicano l'inizio della trasgressione marina triassica. La Formazione di Werfen è stata suddivisa in nove membri ed al suo interno si individuano quattro grandi cicli sedimentari a carattere regressivo (PISA *et alii*, 1978; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; NERI & POSENATO, 1985, BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990).

(Permiano sup. *p.p.* - Triassico inf.: Olenekiano *p.p.*).

Nel F. 013 Merano sono presenti esclusivamente i primi 6 membri della formazione.

3.3.2.1. - Membri di Tesero e di Mazzin (**WER₁₋₂**)

Il membro di Tesero è costituito da dolomie a grana grossolana, di colore variabile dal grigio giallastro al marrone nelle quali è possibile talvolta riconoscere l'originaria tessitura oolitica. L'aspetto è massiccio con banchi potenti fino 50-60 cm che mostrano una suddivisione interna in livelli più sottili saldati da giunti stilolitici.

Il membro di Tesero, con spessore che oscilla tra i 10 m e 15 m, poggia direttamente sull'Arenaria di Val Gardena (*GAR*) tramite l'interposizione di un'unità costituita da siltiti ed arenarie fini, con *ripples* da onda e *burrows* verticali ed orizzontali, seguite da dolomie fortemente arenacee con *hummocky*. Sono riconoscibili lamellibranchi del genere *Unionites* ed il gasteropode *Bellerophon vaceki*. Manca in questa area la Formazione a Bellerophon.

L'ambiente di deposizione del membro di Tesero è di tipo marino poco pro-

fondo (subtidale), tale da permettere la formazione di corpi oolitici ed il loro rimaneggiamento da parte del moto ondoso. Temporanee variazioni del regime idraulico verso condizioni idrodinamiche più tranquille hanno permesso la decantazione degli orizzonti più fini.

Il membro di Mazzin è costituito dall'alternanza di calcari marnosi grigi e marne. I calcari marnosi, in lamine centimetriche o più raramente in strati decimetrici, hanno una debole frazione siltosa quarzoso-micacea, sono spesso bioturbati e presentano una struttura nodulare. Ad essi si intercalano livelli di calcari marnosi e marne con lenti bioclastiche gradate. In entrambi i litotipi sono frequenti laminazioni parallele e più raramente incrociate a basso angolo talvolta con livelli gradati. Lo spessore varia da 5 m a circa 20 m.

Il limite inferiore è transizionale e caratterizzato dalla progressiva riduzione, fino alla totale scomparsa, dei livelli oolitici del sottostante membro di Tesero.

Il contenuto paleontologico è dato da *Unionites*, cui si associa nella parte alta *Claraia* (*Claraia* gr. *wangi-griesbachi*).

L'ambiente deposizionale è riferibile a bassi fondali fangosi a debole gradiente e caratterizzati da bassa energia idrodinamica. Le intercalazioni silteose e bioclastiche sono riferibili a temporanei eventi di tempesta che avrebbero favorito il rimaneggiamento dei fondali.

3.3.2.2. - Orizzonte di Andraz e membro di Siusi (WER₃₋₄)

L'orizzonte di Andraz è costituito da una fitta alternanza di dolomie evaporitiche marnose o marnoso-siltose, giallastre, vacuolari e di siltiti rossastre. Le dolomie possono essere arenacee o granulari, talora bioclastiche. Le vacuolarità sono diffuse in tutto l'orizzonte. Frequente è anche la presenza di strutture da essiccamento (*mud-cracks*, piccoli *teepee*).

E' un orizzonte poco potente (non supera i 7 metri), privo di fossili. Il limite inferiore è graduale sul membro di Mazzin e caratterizzato da un rapido aumento della frazione siltosa.

L'ambiente deposizionale è quello di una piana tidale arida con oscillazioni di condizioni inter-sopratidali. E' il primo di una serie di episodi peritidali, intercalati entro la Formazione di Werfen, e segna il tetto del primo dei quattro cicli sedimentari maggiori a trend regressivo documentati nella formazione stessa.

Il membro di Siusi è costituito dall'alternanza di calcari marnosi e marnoso-siltosi grigi e/o rossastri, talvolta bioturbati e di calcareniti oolitico-bioclastiche (*Gastropodenoolith*). Le calcareniti (*grainstone* e *packstone*) sono costituite da ooliti, lamellibranchi e microgasteropodi; più raramente sono caratterizzate da un'elevatissima percentuale di peloidi ricristallizzati (*packstone*). I litotipi pelitici formano per lo più lamine centimetriche di colore grigio; più raramente si

presentano in banchi massicci che possono arrivare al metro di spessore, mentre le calcareniti formano strati da centimetrici a decimetrici. Con contatto graduale si passa verso l'alto ad un orizzonte evaporitico, costituito da dolomie siltose e siltiti rosso-giallastre con spessore di una decina di metri, che rappresenta il limite superiore dell'unità. Il limite inferiore è netto con l'orizzonte di Andraz. L'unità è intensamente rielaborata da organismi fossatori. Sono presenti, fin dai livelli più bassi, *Claraia aurita* in associazione con *Claraia clarai*, *Unionites* e *Neoschizodus*.

L'ambiente deposizionale è caratterizzato da fondali marini, di bassa profondità e forte moto ondoso, interessati da ricorrenti eventi di tempesta responsabili della messa in posto delle sabbie bioclastiche.

L'orizzonte evaporitico, con il quale si chiude il membro di Siusi, segna il tetto del secondo dei quattro cicli sedimentari maggiori, a trend regressivo, documentati nella formazione stessa.

3.3.2.3. - Oolite a gasteropodi e membro di Campil (WER_{5,6})

L'oolite a gasteropodi è costituita in prevalenza da calcareniti oolitico-bioclastiche rossastre, contenenti gusci di lamellibranchi e microgasteropodi, in strati da centimetrici a decimetrici. In subordine sono presenti marne calcaree grigiastre e calcari siltosi grigio-rossastri in strati decimetrici. In quest'unità sono frequenti caratteristici livelli di breccie a clasti angolosi ("conglomerato di Koken"), derivanti dalla rielaborazione erosiva dei litotipi più fini. E' comune la gradazione diretta delle calcareniti, nelle quali sono anche presenti laminazioni parallele o incrociate a basso angolo e *ripples* da onda.

Lo spessore si aggira attorno ai 20-25 metri e il limite inferiore è netto con il membro di Siusi.

La bioturbazione è diffusa. Il contenuto fossilifero, oltre agli accumuli di microgasteropodi che caratterizzano questa unità, è dato da *Unionites* ed *Eumorphotis*. L'ambiente deposizionale è marino, relativamente superficiale a forte moto ondoso.

Il membro di Campil è costituito da un'alternanza di arenarie rosse in livelli decimetrici e siltiti o marne siltose rossastre. Rispetto al membro sottostante si nota un deciso incremento del contenuto terrigeno, che qui prevale decisamente. Siltiti e marne siltose rosse sono organizzate in lamine millimetriche che costituiscono strati di circa 1 cm di spessore.

Le strutture sedimentarie comprendono vari tipi di laminazioni, incrociate e parallele. Sono particolarmente frequenti le strutture da carico sotto forma di grandi cuscini sporgenti dal tetto degli strati (*ball-and-pillows*).

Lo spessore totale è valutabile tra 30 e 35 metri, ma lo spessore di affioramen-

to nel foglio è solo di alcuni metri; il limite inferiore è transizionale con l'Oolite a gasteropodi.

La bioturbazione è spesso presente. Tra i lamellibranchi sono rappresentati *Unio-nites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*. E' caratteristica la presenza di *Costatoria costata* e, nella parte medio alta, l'icnite *Asteriacites* (impronte di riposo di ofuroidi).

Le condizioni di sedimentazione sono legate a fondali prevalentemente fangosi, posti al di sotto del livello di base delle onde, ma a profondità sempre più ridotta rispetto ai membri sottostanti.

3.3.3. - *Calcari milonitici (MOC)*

Rocce carbonatiche di colore bianco giallastro a tessitura cataclastica e/o milonitica, formanti una piccola scaglia affiorante lungo la linea Merano-Mules presso Maso Zmailer (Scena), in cui la forte tettonizzazione non consente l'attribuzione ad un'originaria formazione. Scaglie analoghe sono presenti lungo la linea delle Giudicarie nord in Val d'Ultimo (foglio Appiano).

La scaglia presente presso Maso Zmailer ha spessore massimo di 8-10 metri, si riesce a seguire sul terreno per una lunghezza di 50-70 metri ed è tettonicamente inserita tra i paragneiss a sillimanite fortemente milonitizzati dell'unità di Scena (*OVP*) a tetto e le tonaliti tarsoalpine (*TLG*) a letto.

L'osservazione petrografica permette di evidenziare una roccia carbonatica, micritica, disseminata da piccole chiazze silicee ed interessata da una fitta rete di fratture, marcate da ossidi rossastri che danno origine ad un insieme di microscaglie allungate. Si rileva inoltre la presenza di due sistemi di vene di calcite spatitica, uno dei quali è paraconcordante con la struttura orientata della roccia e l'altro è discordante.

Da segnalare presso Cermes, poco sopra maso Corona a quota 720 m circa, la presenza di una sottile scaglia (1 m) di rocce sedimentarie fortemente deformate, compresa nel piano di faglia tra i paragneiss dell'unità del Tonale e le tonaliti tarsoalpine.

4. - MAGMATISMO-TARDOALPINO

(*G.M. Bargossi, A. Gregnanin, C. Morelli, A. Moretti
con contributi di M. Marocchi*)

4.1. - GENERALITÀ

Durante le fasi terminali della collisione cretacea che ha portato alla costru-

zione della catena alpina, lungo le linee di debolezza presenti nella crosta superiore, in un lasso di tempo compreso tra l'Eocene ed il Miocene, si è verificata una serie di intrusioni di piccoli corpi e filoni che ha interessato in maniera generalizzata tutte le unità precedenti.

4.1.1. - *Tonalite (TLG)*

Si tratta di sottili corpi tonalitici, quarzo-dioritici e quarzo-gabbri, denominati in letteratura “lamelle periadriatiche” o “masserelle periadriatiche” o “lamelle tonalitiche”, diffusi come scaglie tettoniche lungo la linea delle Giudicarie Nord e la linea della Pusteria (DAL PIAZ, 1926; EXNER, 1976; BARGOSSO *et alii*, 1978). Nel foglio Merano queste tonaliti affiorano con una certa continuità lungo tutto il contatto tettonico principale tra le unità austroalpine e quelle sudalpine; lo spessore di queste lamelle va da pochi metri a 50 m. Le zone di miglior affioramento sono sul versante destro della Val d'Adige tra Cermes e Pavicolo, sul versante compreso tra S. Giorgio ed il rifugio Ivigna e su entrambi i versanti del Rio dei Salici (Fig. 55a).

La particolare posizione strutturale (all'interno del piano di faglia della linea delle Giudicarie e della linea Merano-Mules) e le caratteristiche tessiturali indicano che la risalita del magma è avvenuta lungo le linee di debolezza rappresentate dalle faglie stesse e che la sua messa in posto è contemporanea (almeno in parte) all'attività cinematica. Negli affioramenti presenti nel foglio Merano si riconosce sempre chiaramente un contatto per faglia con le unità austroalpine. Più problematico è il contatto con i litotipi del basamento sudalpino (*BSS*, *IGV* e *GMR*): in alcuni casi si osservano dei contatti di tipo tettonico (prevalentemente cataclastici), in altri il contatto sembra primario con sviluppo nelle tonaliti di facies marginali, caratterizzate da una drastica riduzione della dimensione dei cristalli; nel versante destro del Rio dei Salici le tonaliti sono per un certo tratto intruse all'interno della Granodiorite di Ivigna. Si riconosce inoltre la presenza di faglie e zone di taglio che dissecano le tonaliti, a conferma che l'attività tettonica lungo queste linee di importanza regionale si è protratta a lungo nel tempo.

Le tonaliti hanno struttura faneritica con marcata orientazione preferenziale dell'anfibolo e della biotite, che risaltano rispetto alla componente quarzo-plagioclasica biancastra (Fig. 55b). La roccia è caratterizzata da una foliazione moderata o intensa, che si è formata inizialmente per flusso magmatico e si è successivamente accentuata in seguito a deformazione allo stato solido (MARTIN *et alii*, 1993). La foliazione è delineata dall'orientazione preferenziale di orneblenda, biotite e quarzo.

Le “lamelle” affioranti nel foglio Merano presentano un'associazione mineralogica magmatica a grana da media a grossa, costituita da plagioclasio subedrale



Fig. 55 - Tonaliti tardoalpine: a) lamella tonalitica inserita nel contatto tettonico principale tra le unità Austroalpine (sinistra) e la granodiorite di Ivigna (destra), Rio dei Salici versante sinistro; b) dettaglio delle tonaliti.

zonato, cummingtonite, orneblenda da bruna a verde o blu-verde, biotite e quarzo interstiziale. Le fasi accessorie sono ilmenite, apatite, zircone; quelle secondarie sono rappresentate da epidoto, clorite, carbonati e solfuri. La composizione chimica è da tonalitica a quarzo-dioritica a quarzo-gabbriaca, con affinità calcalcina e I-type analoga a quella documentata per il batolite dell'Adamello (MACERA *et alii*, 1985).

L'età Rb-Sr su biotite delle "lamelle tonalitiche" dell'adiacente Foglio Appiano è di 28 ± 1 Ma ed è analoga a quella riscontrata nella porzione settentrionale del plutone della Presanella, che costituisce il corpo intrusivo più settentrionale del batolite dell'Adamello (DEL MORO *et alii*, 1985; MARTIN *et alii*, 1993).

Su un campione di tonalite (13CM250) affiorante nei pressi di Lana, sono state determinate, nell'ambito di questo progetto, età (U/Pb su zircone) di $34,0 \pm 1,0$ Ma e di $28,6 \pm 1,5$ Ma che evidenziano una complessa storia magmatica.

4.1.2. - Filoni ultrabasici (f_u)

Sono filoni scuri che tagliano con spessori esigui sia la granodiorite di Ivigna (IVG) che la granodiorite di Monte Croce (GMR). Essi hanno quasi sempre andamento sub-parallelo rispettivamente alla linea delle Giudicarie ed alla linea Merano-Mules e presentano contatti molto netti con la roccia incassante. Si tratta di filoni afanitici di colore grigio scuro quasi nero, in cui generalmente si distinguono alla lente rari fenocristalli. Al microscopio rivelano una tessitura microcristallina ad olivina, pirosseni, anfiboli e plagioclasti, hanno composizione da foiditica a picrobasaltica ed affinità alcalina.

Essi hanno in genere spessore variabile da alcuni decimetri fino ad 1 metro e sono stati comunque cartografati per il loro significato.

4.1.3. - Filoni basico-intermedi (f_y)

Affiorano in varie zone del foglio Merano e tagliano con contatti netti sia il basamento Austroalpino che quello delle Alpi Meridionali.

Tra i filoni basico-intermedi, denominati genericamente *porfiriti* nella vecchia letteratura geologica alpina, quelli affioranti nella porzione Austroalpina del foglio Merano sono noti fin dall '800 (PICHLER, 1873) per l'unica e tipica presenza di "fenocristalli" di granato (telliti *Auct.*) interpretato come minerale magmatico di origine profonda ("telliti" di PICHLER, 1875; GATTO *et alii*, 1976b; BECCALUVA *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1983).

Nella località tipo (Tel in Val Venosta) tali corpi affiorano presso la stazione ferroviaria, ma molti altri compaiono nella stessa unità di Pejo dal fondovalle fino a 1800 m circa, nonché nel settore di basamento situato a N della cresta della Guardia Alta di Naturno. Lungo il versante occidentale del Monte San Vigilio, sulla strada che porta a Rio Lagundo, a quota 800 m circa, affiorano inoltre alcuni filoni a grana molto fine, di spessore decimetrico, che alla mesoscala sono caratterizzati da una matrice di colore verde chiaro, senza fenocristalli visibili, di composizione analoga intermedia o basica.

Nell'unità di Tessa, si segnala invece il filone che si estende dal versante meridionale della Clava (Valle del Tempo) fino alla media Valle Sopranes.

I filoni andesitici a granato e gli altri corpi appartenenti allo stesso sciame, possiedono una direzione variabile, mediamente N-S, e tagliano tutte le fasi deformative duttili. Hanno spessore generalmente da 1 a 30 m, tessitura porfirica e grana media con matrice fine di colore grigio. Sono costituiti da fenocristalli di anfibolo e plagioclasio (con nucleo particolarmente ricco in anortite), ai quali si associano talora individui più o meno idiomorfi di granato, biotite e feldspato alcalino. La massa di fondo è formata da anfibolo, plagioclasio, opachi e talora da biotite e quarzo. Il granato è stato interpretato come un prodotto di cristallizzazione magmatica ad alta pressione.

La tellite della località tipo ha evidenziato un'età di 32 ± 1 Ma (metodo K/Ar su roccia totale), che rientra nell'intervallo cronologico attribuito al magmatismo "andesitico" delle Alpi (HUNZINKER, 1974; DEL MORO *et alii*, 1981), ossia rientra nella *pausa tettonica* (distensiva) oligocenica dei Vecchi Autori (vedi anche LAUBSCHER, 1974 a, b). Un filone dacitico segnalato presso Colle Scabro (non individuato nella nuova cartografia) ha rivelato un'età, leggermente anteriore, di 48 ± 4 Ma (GATTO *et alii*, 1976a), ma la scarsità di dati consiglia una ragionevole cautela nell'assegnarlo ad una fase magmatica diversa da quella oligocenica comune nelle Alpi. La natura discordante dei filoni descritti, rispetto ai lineamenti tettonici alpini coinvolgenti il basamento e la copertura sedimentaria, offre una preziosa evidenza per mettere un tetto temporale all'età in cui l'unità di Pejo e l'unità di Tessa hanno conseguito l'attuale collocazione strutturale. Peraltro,

l'orientazione N-S dei filoni rispecchia l'andamento generale di un sistema di fratture tardo-alpine, che hanno interessato anche gli stessi filoni, mostrando che questo lineamento caratterizza almeno due distinte fasi tettoniche.

Filoni basico intermedi tagliano con contatti netti anche il basamento delle Alpi Meridionali. Si tratta di filoni basaltici, andesitico-basaltici ed andesitici ad affinità calcicalina di colore nero, grigio-verde o verde scuro, tendenzialmente porfirici con fenocristalli di anfiboli, pirosseni e plagioclasti in pasta di fondo intersertale plagioclastica. Presentano in genere spessori inferiori al metro. L'età di questi filoni non è stata determinata ma numerose età radiometriche riportate in letteratura e ottenute su corpi intrusivi rinvenuti in aree limitrofe (DAL PIAZ *et alii*, 1988; DEL MORO *et alii*, 1981) suggeriscono un'età oligocenica (30-32 Ma).

4.2. - GEOCHIMICA DELLE MAGMATITI TARDOALPINE

I dati geochimici dei prodotti dell'attività magmatica tardoalpina del F° 013 Merano (TLG , f_u e f_v) sono riportati nella tabella 5, per gli elementi maggiori e in traccia, e nella tabella 6 per le REE. Per la caratterizzazione e la classificazione petrografica sono stati utilizzati gli usuali diagrammi TAS (LE BAS *et alii*, 1986; WINCHESTER & FLOYD, 1977; DE LA ROCHE *et alii*, 1980) e *pattern* REE con valori normalizzati alla condrite (SUN & MCDONOUGH, 1989) riportati nelle figure 56, 57 e 58.

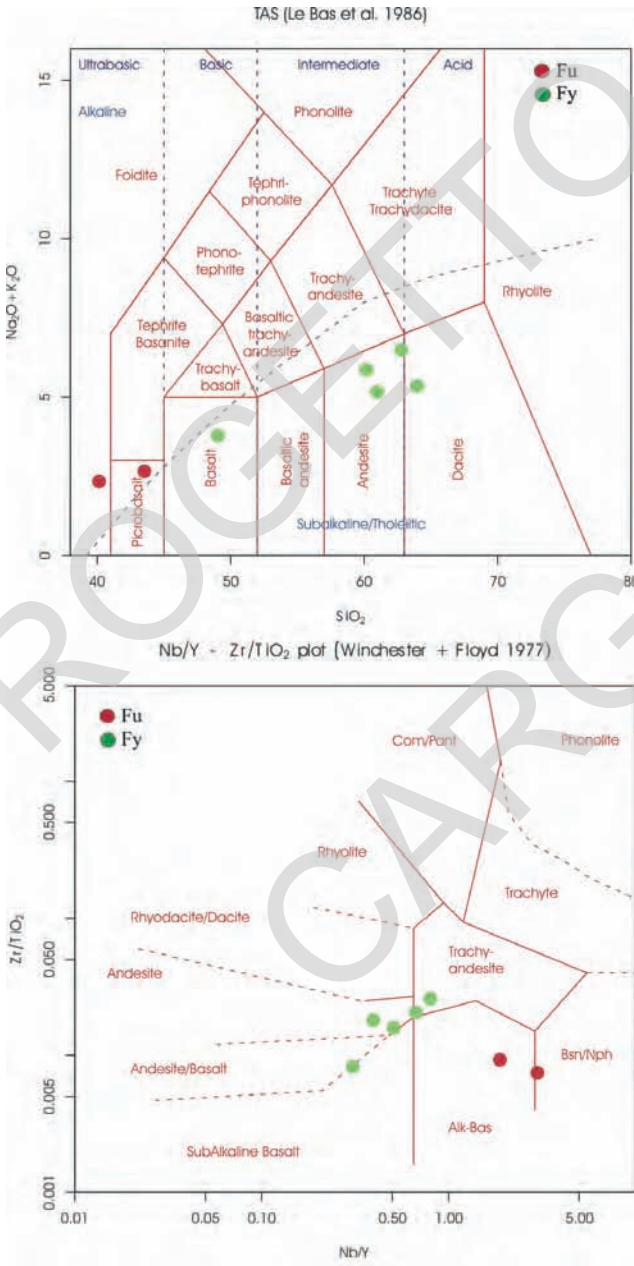


Fig. 56 - Classificazione dei prodotti filoniani alpini del F° 013 Merano.

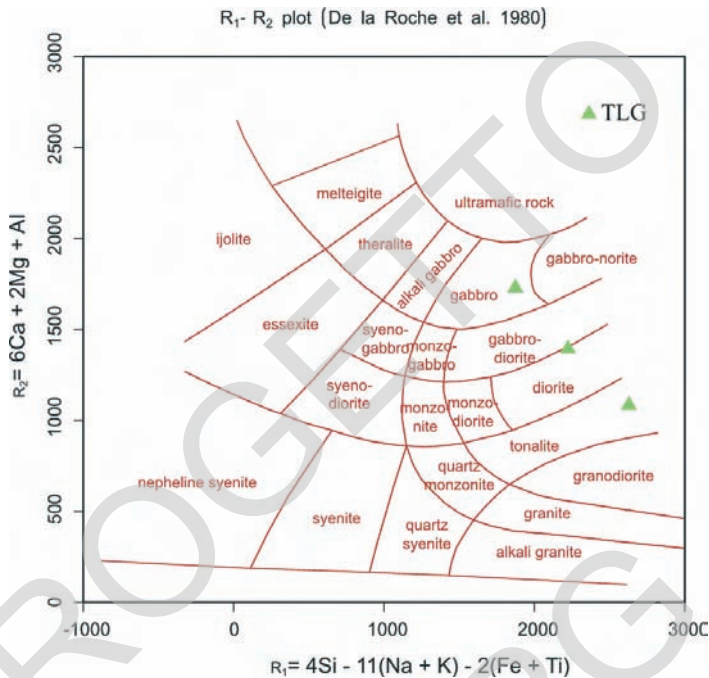


Fig. 57 - Classificazione dei prodotti plutonici tardoalpini del F° 013 Merano.

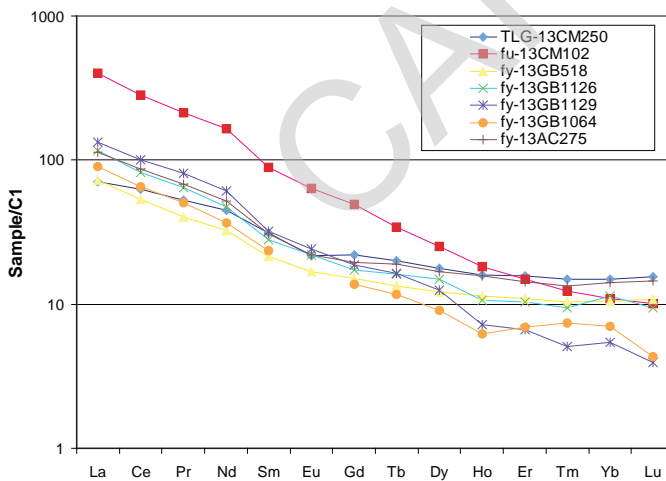


Fig. 58 - Pattern delle Terre Rare dei prodotti magmatici tardoalpini del F° 013 Merano. I valori sono normalizzati alla Condrite (C1, SUN & McDONOUGH, 1989).

Tab. 5 - *Dati geochimici degli elementi maggiori e in traccia per le magnatiti tarsoalpine del F. 013 Merano.*

Formazione	Stigla	Litologia	Campione	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Tot.	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th
Tonalite	TILG	diorite	13CM250	54,44	0,95	18,21	7,93	0,16	3,52	8,02	2,54	1,19	0,19	1,39	98,53	15,3	21	15	10	14	100	44	260	26	147	9	267	17	38	12	1	
Tonalite	TILG	tonalite	13CM313	62,29	0,57	16,45	5,40	0,13	2,96	5,70	2,95	1,38	0,27	1,91	100,02	6	80	31	11	7	6	59	49	363	17	130	8	412	14	28	16	0
Tonalite	TILG	gabbro	13GB402	47,28	1,10	19,16	8,61	0,16	8,31	8,78	1,70	1,83	0,15	2,92	100,00	58	424	155	30	46	24	205	84	322	15	33	3	355	8	16	149	5
Filoni ultrabasici	fu	picobasalto	13CM102	41,99	2,97	10,91	13,57	0,18	11,75	11,57	1,97	0,59	0,94	3,34	99,78	256	428	58	272	18	136	20	557	28	286	53	408	95	172	8	22	
Filoni ultrabasici	fu	picobasalto	13CM1221	38,61	2,75	8,92	12,87	0,21	17,04	13,05	0,84	1,42	0,76	3,34	100,01	29	1656	696	69	333	< 4	131	40	565	18	212	55	999	98	138	17	21
Filoni basico-intermedi	fy	basalto	13GB518	46,11	0,83	15,46	8,98	0,16	10,50	8,29	1,00	2,56	0,13	5,51	99,52	246	644	41	171	46	86	160	164	19	73	6	344	17	33	9	5	
Filoni basico-intermedi	fy	andesite	13GB1126	59,56	0,64	17,44	6,18	0,11	2,66	6,05	2,60	2,44	0,15	17	73	10	10	1	64	98	288	17	105	9	421	28	50	1	8			
Filoni basico-intermedi	fy	andesite	13GB1129	60,36	0,60	17,86	5,14	0,08	1,38	4,48	2,28	3,96	0,20	6	6	6	6	5	0	63	220	212	14	161	11	620	32	62	0	11		
Filoni basico-intermedi	fy	andesite	13GB1064	62,45	0,44	17,48	4,53	0,09	1,98	5,43	3,30	1,92	0,12	10	63	10	63	8	12	1	66	86	342	12	93	8	405	22	40	1	7	
Filoni basico-intermedi	fy	dacite	13AC275	58,27	0,68	17,53	6,47	0,13	2,63	5,44	2,69	2,99	0,16	17	87	11	7	1	68	144	304	25	126	10	565	2762	53	0	8			

Laboratori:

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, *Alma Mater Studiorum* Università di Bologna

Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques, CNRS, Nancy, France

ACME Analytical Laboratories LTD, 862 E. Hastings st., VANCOUVER BC V6A 1R6

Tab. 6 - Dati geochimici delle terre rare (REE) per le magmatiti tardolapine del F. 013 Merano.

Campione	TLG-13CM250	fu-13CM102	fy-13GB518	fy-13GB1126	fy-13GB1129	fy-13GB1064	fy-13AC275
La	16,810	95,050	17,340	27,60	31,50	21,50	27,00
Ce	38,440	172,100	32,620	50,40	61,50	40,20	53,30
Pr	5,005	20,350	3,846	6,12	7,69	4,82	6,42
Nd	20,960	76,920	15,270	22,10	28,40	17,20	24,20
Sm	4,775	13,580	3,266	4,30	4,90	3,60	4,70
Eu	1,252	3,666	0,970	1,27	1,40	0,00	1,27
Gd	4,529	10,140	3,124	3,54	3,84	2,84	3,99
Tb	0,750	1,282	0,502	0,60	0,61	0,44	0,71
Dy	4,518	6,414	3,108	3,78	3,17	2,31	4,25
Ho	0,901	1,027	0,642	0,60	0,41	0,35	0,89
Er	2,602	2,474	1,803	1,72	1,10	1,15	2,36
Tm	0,382	0,315	0,264	0,24	0,13	0,19	0,34
Yb	2,522	1,869	1,786	1,93	0,92	1,20	2,41
Lu	0,393	0,257	0,273	0,24	0,10	0,11	0,37

Laboratorio:

Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques, CNRS Nancy, France (analisi ICP-MS)

ACME ANALYTICAL LABORATOIRES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6

5. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI (M. Cucato)

5.1. - PROBLEMI RELATIVI ALLA STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

Le unità adottate sono Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU), di rango variabile dal supersistema al subsistema. In forma sintetica esse corrispondono alle seguenti unità (Fig. 59):

- Un'unità pre-LGM corrispondente al supersistema del Monte Spinale, con 2 sistemi — sistema di Caldaro e sistema di Sonvigo — rispettivamente nel bacino del F. Passirio e nella valle del Rio della Sega (tributario del T. Talvera).

- Un'unità riferibile all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*, abbrev. LGM), il sistema del Garda, comprendente 2 subsistemi, di cui uno unicamente nel sottobacino del rio Valsura (Val d'Ultimo) — subsistema di San Pancrazio — ed uno ubiquitario in tutta l'area del foglio — subsistema di Malga Fontana Bianca — comprendente depositi glacigenici riferibili alle principali fasi di ritiro pleistoceniche, con episodi in parte diversi da bacino a bacino, caratterizzati anche da oscillazioni positive.

- Un'unità riferibile al post-glaciale denominata sistema Postglaciale Alpino, comprendente 1 subsistema (subsistema dell'Amola) nel quale sono inclusi i de-

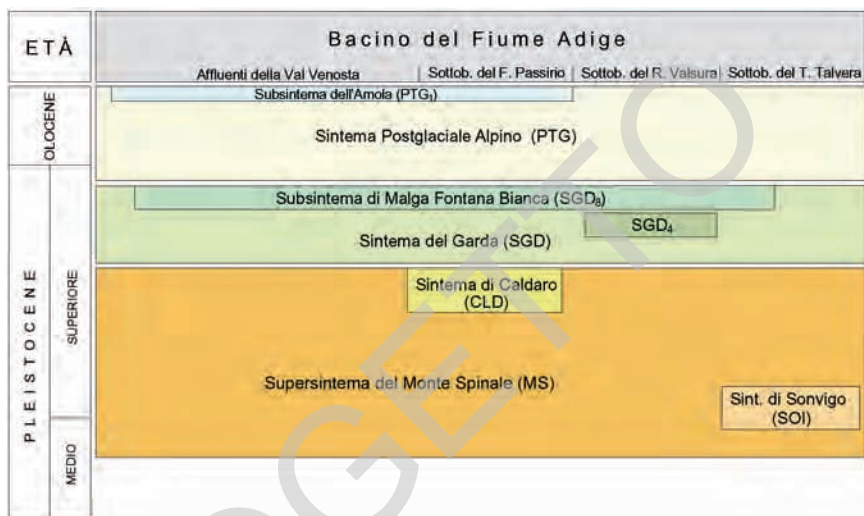


Fig. 59 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie cartografate; SGD₄ = subsistema di San Pancrazio. L'inquadramento cronologico a lato è puramente indicativo essendo le unità generalmente diacrone.

positi glacialigenici riferibili alla fase di avanzata della Piccola Età Glaciale e quelli posteriori ad essa fino all'attuale, nonché i depositi di versante e di altra origine sicuramente correlabili con questa fase.

I rapporti di sovrapposizione delle varie unità sopra indicate sono esemplificati nello schema dei rapporti stratigrafici, in cui si è tentata una rappresentazione che tiene conto anche dell'effettiva distribuzione delle unità nei vari sottobacini del fiume Adige.

5.2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE, INCLUSE NEL SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS)

Nella cartografia dei depositi quaternari del foglio Merano si è ritenuto opportuno l'utilizzo del supersintema del Monte Spinale (MS), sia per raggruppare in esso tutte le unità più antiche del sintema del Garda, sia per rappresentare in forma indistinta tutti quei depositi non adeguatamente correlabili con il sintema di Caldaro e di Sonvigo, in quanto presenti in altre valli e/o per i quali non si dispone di sicuri elementi di correlazione. Si tratta di depositi mai descritti nella letteratura geologica precedente.

In generale sono sedimenti che hanno scarsa o scarsissima estensione e che affiorano in zone generalmente degradate o in erosione, alla base dei versanti se

non a ridosso del fondovalle. Essendo presenti in zone disgiunte, le sezioni più significative coincidono sostanzialmente con le aree stesse di affioramento.

Nel complesso attestano situazioni locali marcate da un livello di base più elevato di quello attuale, che può essere interpretato nell'ambito di un alluvionamento generalizzato dei sistemi vallivi come attestato dal sintema di Caldaro, ma che non esclude in taluni casi il condizionamento per effetto dello sviluppo di un importante ghiacciaio vallivo in fase di crescita nella valle principale.

In Val Passiria sono presenti depositi sabbioso-ghiaiosi sovraconsolidati, di limitata estensione, sottostanti a *till* del sintema del Garda, non correlabili per motivi di quota con i depositi del sintema di Caldaro.

In Val d'Ultimo, a NE di "la Chiusa", è presente una successione di ghiaie grossolanamente stratificate, con scarse lenti di sabbia, marcate da una relativa abbondanza di vulcaniti tra i clasti; lo spessore complessivo è di una ventina di metri. Mentre l'appoggio inferiore è direttamente con il substrato roccioso, il contatto superiore avviene attraverso una superficie erosiva con i depositi di contatto glaciale del subsintema di San Pancrazio. L'inquadramento di questi depositi nell'unità in esame è incerto.

Sempre in Val d'Ultimo è possibile identificare un fondovalle sospeso, modellato in roccia, entro il quale è incisa la forra che ha inizio a S. Pancrazio e in cui scorre il Rio Valsura. Allo sbocco in Val d'Adige, tale fondovalle è sospeso di circa 70-80 m sull'apice del conoide di Lana, dislivello del tutto confrontabile con quello ricavabile dal tetto dei depositi del sintema di Caldaro nella conca di Merano. Tutti questi elementi fanno presupporre un fondovalle dell'Adige sovralluvionato, più elevato dell'attuale come verrà più ampiamente descritto nel sottoparagrafo 5.2.2.

Tutti i depositi sinora descritti sono inquadrabili dal punto di vista cronologico nel Pleistocene superiore.

5.2.1. - Sintema di Sonvigo (SOI)

Nel tratto finale della valle del Rio della Sega (tributario del T. Talvera), a sud-ovest di Sonvigo (fuori foglio), è presente uno spaccato di particolare interesse per la ricostruzione dell'evoluzione quaternaria di tutta l'area. La successione quaternaria poggia direttamente sul substrato roccioso, qui caratterizzato da filladi quarzifere tettonicamente a contatto con le granodioriti di Ivigna. Sopra di esso vi sono circa 30 m di *diamicton* massivo, a supporto di abbondante matrice limoso-sabbiosa di colore bruno oliva chiaro (2.5Y 5/3), con clasti prevalentemente granitici e subordinate filladi: il deposito è interpretabile in gran parte come *till* d'alloggiamento messo in posto da un ghiacciaio locale, proveniente quasi certamente dall'Alpe Anteran. Al tetto, posto alla quota di 1550 m, è presente un suolo



Fig. 60 - Suolo sepolto al tetto del till d'alloggiamento del sistema di Sonvigo (SOI), troncato da till del sistema del Garda (SGD). I carboni presenti nell'orizzonte superiore hanno fornito un'età di 56.000 anni BP (spaccato presso la località "Lavina" nella Valle del Rio della Sega, affluente di destra del T. Talvera).

sepolto, troncato, dello spessore di 50-60 cm, con profilo del tipo Bw1/Bw2/C. L'orizzonte superiore, di natura franco-sabbiosa, presenta colore bruno (7.5YR 4/4) ed ingloba carboni plurimillimetrici (Fig. 60).

Tutti i depositi descritti sono sovraconsolidati e caratterizzati da clasti con fratture da carico. La successione soprastante comprende *diamicton* massivi con minore contenuto in matrice (*till* d'ablazione), talora debolmente stratificati, inquadrabili nel sistema del Garda.

La datazione dei carboni con il metodo C-14 ha fornito un'età di 56.000 anni BP (vd. Tab. 7), data che è al limite del metodo. In ogni caso essa ci consente di correlare i depositi in esame ad un evento glaciale collocabile nella parte inferiore del Pleistocene superiore o nel corso del Pleistocene medio. Nel bacino del F. Adige, per depositi glacialigenici così antichi, si può tentare un confronto con la successione presente nella conca di Bressanone per la quale è disponibile una datazione C-14 di 64.400 ± 1000 anni BP (FLIRI, 1978), riferita ad un legno prelevato entro una successione di argille e silt laminati, interpretati come depositi glaciolacustri, intercalati entro un complesso di ghiaie e sabbie, considerati come di origine fluvio-glaciale. Presso Caldaro (AVANZINI *et alii*, 2007) sono stati individuati piccoli lembi di *till* d'ablazione, piuttosto alterati, inquadrati genericamente

nel periodo precedente il LGM, per i quali al momento non sono disponibili elementi di datazione più precisi.

I depositi inquadabili nel sistema di Sonvigo affiorano con discontinuità alla base del fianco sinistro del tratto terminale della valle del Rio della Sega; la scarsità di affioramenti significativi non ha consentito di accertare se essi si estendono anche sul fianco destro della valle. La ricostruzione frammentaria della geometria della superficie di inconformità sulla quale poggiano i depositi del sistema del Garda, non esclude che questi ultimi siano incastrati all'interno dell'unità in esame.

In Valle Sarentina-Val di Pennes sono descritti in letteratura (BAGGIO *et alii*, 1971) depositi alluvionali antichi, terrazzati, presenti sul fondovalle per ampi tratti, per i quali tuttavia non viene attribuita con certezza un'età interglaciale. I depositi sinora descritti non sono correlabili con questi ultimi, che in ogni caso non affiorano entro l'area del foglio.

5.2.2. - Sistema di Caldaro (CLD)

Sinonimi: “*Schuttmassen*“ (BLAAS, 1892), “*gelbe Schuttablagerung mit grossen Blöcken*“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909), “*deposito grossolano in banchi*“ (SANDER & HAMMER, 1926). L'area di Castel Tirolo e la bassa valle di Sopranes (T. Finele) sono noti (KLEBELSBERG, 1927; PERNA, 1963) per la presenza di piramidi di terra modellate nei *till* del sistema del Garda e nei depositi dell'unità in esame: in tutte e due le località sono presenti ampi spaccati, solo parzialmente accessibili. In ogni caso lo spaccato più significativo è osservabile sul lato orientale della collina su cui sorge Castel Tirolo (Fig. 61 e 62a), tale spaccato è stato un punto di riferimento anche per gli autori precedenti. Gli affioramenti si estendono, oltre che nelle località sopra citate, in Val Passiria, alla base dei due fianchi vallivi, con grande continuità fino a Saltusio.

I depositi osservabili presso Castel Tirolo e la bassa Val di Sopranes (Fig. 62c) si compongono di *diamicton* a supporto di matrice massivi, con subordinate intercalazioni di *diamicton* a supporto clastico e lenti di sabbia e ghiaia a stratificazione incrociata o orizzontale, localmente embricate. I *diamicton* contengono clasti prevalentemente subangolosi e subarrotondati, con diametro medio compreso tra i 5 e i 30 cm, mentre il diametro massimo di rado supera il metro; i litotipi sono di provenienza prevalentemente locale, con netta predominanza dei paragneiss. La matrice, comunemente pari al 60-70 %, è composta da sabbia mal selezionata, di colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4).

Le facies sopra descritte sono compatibili con processi di trasporto in massa, tipo *debris-flow*, e subordinatamente di rielaborazione e trasporto torrentizio a media ed alta energia, sviluppatosi entro sistemi deposizionali del tipo conoide misto, del tutto simili a quelli attualmente presenti in Val Venosta.



Fig. 61 - Classica veduta di Castel Tirolo da Dorf Tirol. A: diamicton a supporto di matrice, massivi con subordinate intercalazioni di diamicton a supporto clastico e più raramente di ghiaie e sabbie grossolanamente stratificate (depositi di debris-flow e torrentizi attribuibili al Rio di Quarazze); A': lente concavo-piana di limo sabbioso con intercalazioni di sabbie e ghiaie a stratificazione orizzontale (facies trattive di medio-bassa energia del Rio Quarazze); B: ghiaie grossolanamente stratificate ed embricate (depositi fluvio-glaciali anaglaciali con provenienza da WNW); C: diamicton a supporto di matrice, massivo (till d'alloggiamento); D: diamicton a supporto di matrice, massivo, con minore contenuto di matrice rispetto a C (till d'ablazione); α = discontinuità di 1° ordine che separa il sintema di Caldaro (A e A') dal sintema del Garda (B, C, D).

Presso Rifiano e Scena (Fig. 62b), sui due lati del fondovalle, sono presenti depositi costituiti da ghiaie con piccoli massi, grossolanamente stratificate ed embricate, localmente sabbiose, contenenti lenti di sabbia a stratificazione incrociata a basso angolo; la composizione litologica è caratteristica delle rocce presenti nel bacino del Passirio, con gneiss, micascisti, subordinati graniti e scarse anfiboliti, quarziti e marmi. Tutti gli elementi raccolti sono congruenti nell'indicare che si tratta di depositi alluvionali di tipo torrentizio, terrazzati, attribuibili al F. Passirio.

Lo spessore complessivo dei depositi è stimabile in almeno 200 m.

L'età dei depositi dell'unità in esame, già attribuita da PENCK & BRÜCKNER (1909) all'interglaciale Riss-Würm, viene qui confermata in base ai rapporti stratigrafici con i depositi del sintema del Garda, ad alcuni caratteri interni ed alle datazioni radiometriche.

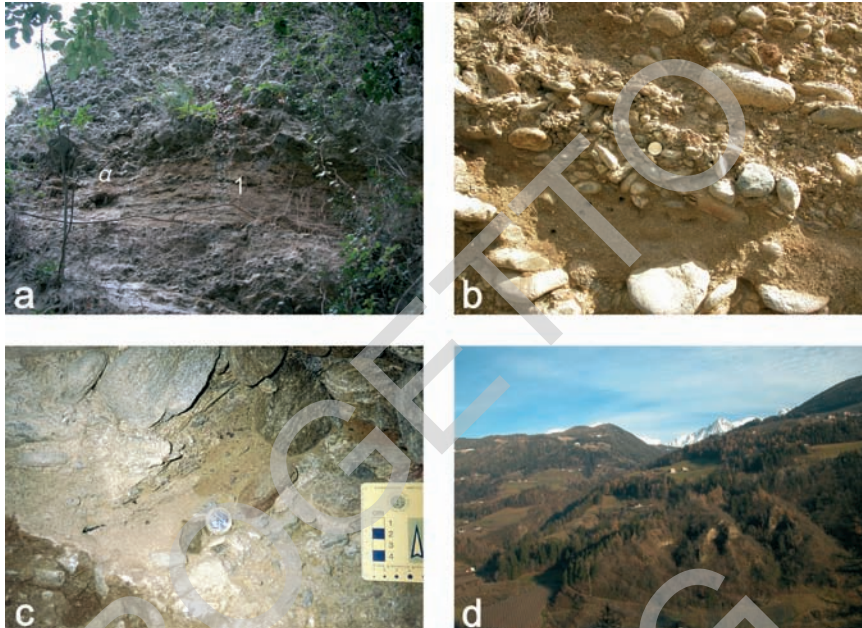


Fig. 62 - Sintema di Caldaro: a) contatto tra ghiaie grossolanamente stratificate del sintema del Garda (unità B in Fig. 61) con sabbie ghiaiose e diamicton a supporto di matrice del sintema di Caldaro (unità A in Fig. 61); dalla posizione indicata con I, quasi un m sotto il contatto (α) tra le due unità, provengono i carboni del campione siglato KIA-23058, che hanno fornito un'età di 43.440 \pm 1.560/1.310 anni C-14 BP (Castel Tirolo, galleria di accesso); b) dettaglio sulle ghiaie grossolanamente stratificate ed embricate con livelli di sabbia degli antichi depositi torrentizi del F. Passirio (Scena, presso Maso Innerleiter); c) diamicton a supporto di matrice massivo con lente di sabbia contenente carboni che hanno fornito un'età di 31.130 \pm 320 anni C-14 BP (campione UZ-4748/ETH-25605) (bassa Valle di Sopranes); d) panoramica sul paleoconoide del Rio Masul (lembo sinistro).

Il contatto tra i *till* del sintema del Garda e i depositi dell'unità in esame è un contatto erosivo, localmente non molto significativo in termini di entità dell'erosione, data la preservazione a grande scala delle morfologie deposizionali originarie dei depositi del sintema di Caldaro. Questo è ben evidente sul versante destro della Val Passiria, tra Tirolo e Rifiano, in cui si riconosce ancora un terrazzo sospeso di 50-70 m sull'attuale fondovalle del Passirio, modellato in alluvioni antiche dello stesso fiume, coperte da alcuni metri di *till* del sintema del Garda. Le superfici debolmente inclinate verso E, sulle quali sorgono i paesi di Caines e di Tirolo, pur essendo modellate nei depositi del sintema del Garda, ben ricalcano la superficie d'accumulo dell'antico conoide del T. Finele, conoide poi smembrato in due tronconi dall'approfondimento dello stesso torrente. È inoltre piuttosto probabile che esso fosse coalescente ad W con il conoide antico di Quarazze, cui

appartengono i depositi sotto il Castel Tirolo, creando quindi una fascia continua su tutto il fianco destro di questo tratto della Val Passiria ed ammantando parzialmente il dosso che si sviluppa a NW del M. Benedetto.

Queste antiche morfologie che ancora ben si riconoscono in Val Passiria, pur se a grande scala, consentono di definire un fondovalle più elevato dell'attuale di circa 50-70 m, cui si raccordano i conoidi dei rii affluenti provenienti da entrambi i fianchi della valle, ora variamente rimodellati ed incisi come quello del Rio Masul (Fig. 62d) e del Rio Saltusio, per lo meno fino a San Leonardo in Passiria (fuori foglio). In questa località infatti sono presenti dei depositi terrazzati del paleoconoide del Rio di Valtina, già descritti in letteratura (AA.VV., 1971), sospesi di circa 40-50 m sull'attuale fondovalle, coperti dai depositi del sintema del Garda attraverso una superficie di inconformità.

I depositi affioranti presso Castel Tirolo indicano la presenza di conoidi coevi con quelli della Passiria, se non coalescenti con essi, sospesi sul fondovalle dell'Adige: se facciamo riferimento alla discontinuità che separa i depositi in esame da quelli del sintema del Garda (α in Fig. 61 e 62a), considerandola come non molto difforme dall'originaria superficie d'accumulo, sia per quota che per sviluppo spaziale, possiamo calcolare un terrazzamento rispetto all'attuale fondovalle dell'Adige dell'ordine di 50-80 m, se non di poco superiore, dunque confrontabile con l'entità del terrazzamento osservabile in Val Passiria e in Val d'Ultimo. Rimane il problema in Val d'Adige della quasi totale assenza di altre testimonianze di depositi antichi appartenenti a questa fase morfogenetica, se non a partire dai pressi di Bolzano (KLEBELSBERG, 1926): è questo dovuto a fenomeni erosivi connessi con l'ultimo evento glaciale (LGM) e/o vi è stata una significativa fase erosiva in epoca precedente? Al momento questo è un problema che rimane aperto.

Per quanto riguarda i caratteri interni dei depositi si può rimarcare come tutti i depositi siano sovraconsolidati, con presenza di ciottoli caratteristicamente fratturati per effetto del carico, con clasti e matrice sabbiosa variamente alterati (ad es. Fig. 62b).

Quattro datazioni radiometriche su carboni prelevati entro lenti sabbiose, dei quali due sul fianco sinistro del solco del T. Finele presso Caines, in distinte località, e due presso Castel Tirolo hanno fornito età comprese tra circa 31.000 e circa 45.000 anni BP (cfr. Tab. 7), che collocano i depositi in esame nel Pleistocene superiore, in epoca antecedente al LGM, all'interno del *Marine Isotope Stage* (MIS) 3.

Nel bacino del fiume Adige le datazioni sopra indicate, confrontate con quelle disponibili per i depositi presenti in Oltradige², consentono di correlare i depositi allo stesso evento deposizionale e di inquadrarli nel sintema di Caldaro.

² Tre sono le datazioni C-14 sinora effettuate sulle ghiaie alluvionali del sintema di Caldaro: due sono fuori scala per il metodo del ¹⁴C (> 48.000 anni) (AVANZINI *et alii*, 2007), ed una è di 34.085 ± 350 anni (CUCATO, dati inediti) riferita a carboni presenti a pochi m dal tetto preservato dell'unità, poco a sud di Caldaro.

È noto che in molte valli del bacino del fiume Adige sono presenti complessi alluvionali antichi il cui significato, sia in termini di estensione, sia di ambiente deposizionale e di età, è stato variamente dibattuto dagli autori prententi (ad es. KLEBELSBERG, 1926, 1935; CASTIGLIONI, 1929).

Per quanto riguarda il significato del sintema di Caldaro nel bacino del F. Adige, alla luce delle conoscenze sinora acquisite, possiamo sottolineare i seguenti elementi:

- i depositi costituiscono dei complessi prevalentemente ghiaiosi, terrazzati sul fondovalle attuale o addirittura sospesi sui fianchi delle valli;
- si tratta prevalentemente di depositi alluvionali, fluvio-glaciali e di origine mista che si raccordano o si interdigitano ai precedenti (conoidi antichi allo sbocco delle valli affluenti), talora di depositi di versante (interdigitati ai precedenti o per i quali sono disponibili datazioni radiometriche);
- i caratteri interni dei depositi indicano sovraconsolidazione, comune presenza di fratture da carico; la cementazione è presente nei depositi carbonatici, talora in forma discontinua, talora pervasiva;
- la presenza di depositi glacialigenici intercalati è accertata, talora con molte incertezze, solo in alcune località e potrebbe essere legata a fasi di rapida avanzata e ritiro glaciale;
- la presenza di discontinuità erosive significative all'interno di questi complessi non è accertata con sicurezza, se non a livello locale;
- la sedimentazione prevalentemente grossolana fa pensare a condizioni prossimali con notevole disponibilità di materiali. Secondo il modello di VAN HUSEN (1983), definito per il versante austriaco, ma poi esteso anche a quello italiano (VAN HUSEN, 1989), la grande disponibilità di materiali è legata a condizioni climatiche fresche, con versanti caratterizzati da copertura vegetale discontinua, soprattutto arbustiva ed erbacea, dove agiscono processi soprattutto di tipo crioclastico. Dai dati palinologici si deduce che i livelli glaciolacustri della conca di Bressanone si sono formati in tali condizioni climatiche (VAN HUSEN, 1989);
- gli elementi di datazione sinora acquisiti collocano la maggior parte dei sedimenti nel Pleistocene superiore, in particolare nel MIS 3, ma non escludono che alcuni corpi sedimentari siano più antichi.

5.3. - UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")

Il sintema del Garda comprende tutti i corpi sedimentari deposti nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale a scala regionale (LGM), con estensione nell'intero bacino dell'Adige-Sarca (BINI *et alii*, 2004). Nel foglio rilevato i ghiacciai ricoprirono

Tab. 7 - Risultati analitici delle datazioni AMS C-14 effettuate su campioni di varie località entro il foglio Merano.

(*) Età calibrate utilizzando il programma CALIB rev 4.3 (STUIVER et alii, 1998)

(**) Età calibrate utilizzando il software OxCal Ver. 3.10 basato sui dati atmosferici (REIMER et alii, 2004)

Analisi n°	Località	Quota (m s.l.m.)	Profondità (m dal p.c.)	Sigla unità	Facies	Materiale analizzato	Età C-14 anni BP $\pm 1 \sigma$	Età calibrata (*)(**) $\pm 1 \sigma$ (68,2 %) e $\pm 2 \sigma$ (95,4 %)
KIA-20729	Cava Rio Valsura, Lana	280	-5.0	PTG	fluviale	carboni	1299 \pm 17	665-724 e 741-771 AD (*)
KIA-23059	Cava Rio Valsura, Lana	273	-12.0	PTG	fluviale	carboni	7541 \pm 32	6437-6392 BC (*)
LTL2591A	Merano, P.za d. Rena	302.8	-14.0	PTG	fluviale	legno	6669 \pm 50	5670-5480 BC (**)
KIA-23055	Valle di Rio Deserto	1625	-1.15	PTG	fluviale	legno	1003 \pm 21	987-1150 AD (**)
UZ-4748/ ETH-25605	Val di Sopranes, Caines	495	-0.1	CLD	conoide misto	carboni	31130 \pm 320	—
KIA-23057	Val di Sopranes, Caines	690	-0.1	CLD	conoide misto	carboni, resid. alc.	36770 +590/- 550	—
"	"	"	"	"	"	carboni, a. umici	36130 +490/- 460	—
KIA-23058	Castel Tirolo	604	-0.1	CLD	conoide misto	carboni	43440 +1560/-1310	—
LTL2696A	Castel Tirolo	504	0	CLD	conoide misto	carboni	36400 \pm 450	—
LTL2685A	Val Venosta, Plaus	516	-3.8	PTG	fluviale	legno	185 \pm 40	—
LTL2592A	Valle del Rio della Sega	2015	-1	PTG	suolo sepolto	carboni	2720 \pm 45	980-800 BC (**)
UTC15237	Valle del Rio della Sega	1553	0	SOI	suolo su till	carboni	56000	—
LTL2684A	Naturno, discarica	519.5	-2.5	PTG	palustre	torba	1650 \pm 45	250-300 e 320-540 AD (**)
LTL2683A	Naturno, discarica	515.5	-6.53	PTG	palustre	limo con torba	4312 \pm 45	3090-3060 e 3030-2870 BC (**)
LTL2682A	Naturno, discarica	510	-11.95	PTG	fluviale	legno	5973 \pm 55	4990-4720 BC (**)

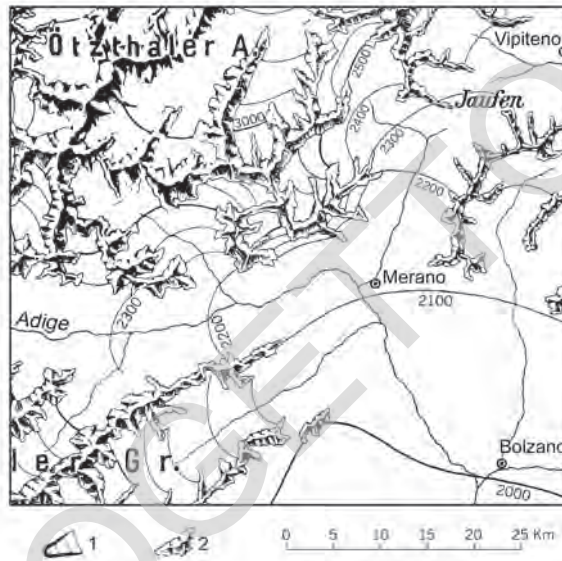


Fig. 63 - Ricostruzione della posizione raggiunta dai ghiacciai durante il Würm secondo PENCK & BRÜCKNER (1909, modificato). Legenda: 1) ghiacciai vallivi del Würm (isoipse della superficie glaciale ad intervalli di 100 m); 2) creste spartiacque con copertura nevosa.

le valli con grande spessore, tale da lasciare emergere unicamente le dorsali divisorie, in genere al di sopra dei 2200-2300 m (Fig. 63). Le varie colate glaciali si univano per convergere verso la conca di Bolzano con trasfluenze documentate in varie località.

Le ricostruzioni paleogeografiche pubblicate (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) mostrano la superficie del grande ghiacciaio pochissimo inclinata. Secondo PENCK & BRÜCKNER (1909), nel tratto della valle dell'Adige compresa nel foglio, essa si sviluppava tra i 2050 m presso Postal ed i 2180 m presso Naturno (Fig. 63). Dai versanti settentrionali del Gruppo di Tessa numerosi ghiacciai scorrevano verso N e NE confluendo in un'unica lingua che scendeva lungo la Val Passiria, quest'ultima si univa poi presso Merano con il ghiacciaio principale proveniente dalla Val Venosta. Un'ampia trasfluenza interessava l'altopiano di Meltina-Verano-Avelengo, unendosi con il ghiacciaio proveniente dalla Valle Sarentina. Dalla Val Venosta la lingua glaciale principale transfluiva attraverso la dorsale di Colle Scabro (2027 m)-S.Vigilio (1793 m), sommergendo tutto questo settore ed unendosi con il ghiacciaio che scendeva dalla Val d'Ultimo: lo attestano le numerose strie glaciali conservate in queste località con direttrici attorno a N140°E.

Durante le prime fasi del ritiro la diminuzione di spessore della colata glaciale atesina causa un venir meno di queste trasfluenze e la separazione delle lingue

della Val Passiria e della Val d'Ultimo da quella principale della Val d'Adige. In Val d'Ultimo vi sono evidenze di una storia complessa che vede sia una fase di riavanzata glaciale, sia condizioni di sbarramento a valle da parte del ghiacciaio principale che isola masse di ghiaccio morto attorno alle quali si sviluppa una sedimentazione prevalentemente di contatto glaciale (cfr. comma 5.3.1.1.). In alta Val Passiria, così come in Val di Plan e nei Monti Sarentini occidentali, la presenza di morene laterali e frontali, distribuite a varie quote, attesta fasi di sosta e di avanzata delle lingue glaciali locali durante la fase generalizzata di ritiro avvenuta nel corso del Tardoglaciale.

5.3.1. - Sintema del Garda (SGD)

Il sintema del Garda indistinto, cioè non ulteriormente suddiviso in subsintemi, comprende sia depositi glaciali che depositi di contatto glaciale, mentre sono molto scarsi altri tipi di depositi. Nella rappresentazione e descrizione dei sedimenti non viene fatta distinzione in base al ghiacciaio di provenienza, in quanto nell'area del foglio i rispettivi apparati morenici non sono distinguibili. Per i depositi glaciali la sezione più rappresentativa è presso Castel Tirolo. Gli affioramenti si estendono praticamente in tutta l'area del foglio.

I *till* d'alloggiamento (Fig. 64 a e c) sono formati da *diamicton* massivi, generalmente sovraconsolidati, a supporto di matrice limoso-sabbiosa, il cui contenuto può arrivare sino all'80 % (Castel di Nova), di colore grigio o grigio brunastro, talora rossastro (Altopiano di Meltina-Avelengo), essendo influenzato dal colore delle formazioni del substrato interessate dai processi di esarazione glaciale. Essi contengono ciottoli a spigoli smussati, sfaccettati, talora striati in presenza di litotipi carbonatici. La composizione litologica riflette quella delle aree di provenienza: ad esempio in Val Venosta ed in Val Passiria sono nettamente prevalenti le metamorfiti, mentre sull'altopiano di Meltina sono presenti soprattutto porfidi ed arenarie, con subordinati graniti e metamorfiti.

I *till* d'ablazione (Fig. 64d) sono composti da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa, di colore grigio brunastro, localmente bruno-rossastro (Altopiano di Meltina-Avelengo), da non sovraconsolidati a sovraconsolidati; lo scheletro è formato da clasti e massi da subangolosi a subarrotondati, di provenienza prevalentemente locale. Scarsi i casi in cui i *till* sono composti da *diamicton* massivi, a supporto clastico. In confronto con i *till* d'alloggiamento i *till* d'ablazione presentano mediamente un rapporto clasti/matrice più elevato, pari a circa 35/65.

I *till* indifferenziati sono cartografati soprattutto dove mancano o scarseggiano gli affioramenti o dove si presentano entro breve spazio tipi diversi di *till*.

Numerose sono le località in cui si osserva una sovrapposizione dei *till* d'ablazione su quelli d'alloggiamento: quella più classica, anche per gli ampi spaccati

osservabili in corrispondenza di piramidi di terra, è quella di Castel Tirolo. Lo spessore dei depositi varia da alcuni m a quasi un centinaio di metri.

I depositi di contatto glaciale affiorano soprattutto in Val Passiria ed in Val Venosta, con spessori compresi tra alcuni metri ed almeno una decina di m. Essi hanno una composizione litologica piuttosto variabile: prevalgono le ghiaie sabbiose debolmente stratificate o a struttura massiva, talora con intercalazioni di sabbie limose talora laminate, non mancano livelli a *diamicton* a supporto di matrice sabbiosa, massivi. La frazione ghiaiosa è in genere da fine a media, ma localmente sono presenti anche massi; la composizione litologica è generalmente analoga a quella dei *till* comunemente presenti nella zona di affioramento, con netta abbondanza dei paragneiss in Val Venosta e dei graniti in bassa Val Passiria. Tra le strutture sedimentarie presenti, si osservano livelli a stratificazione orizzon-

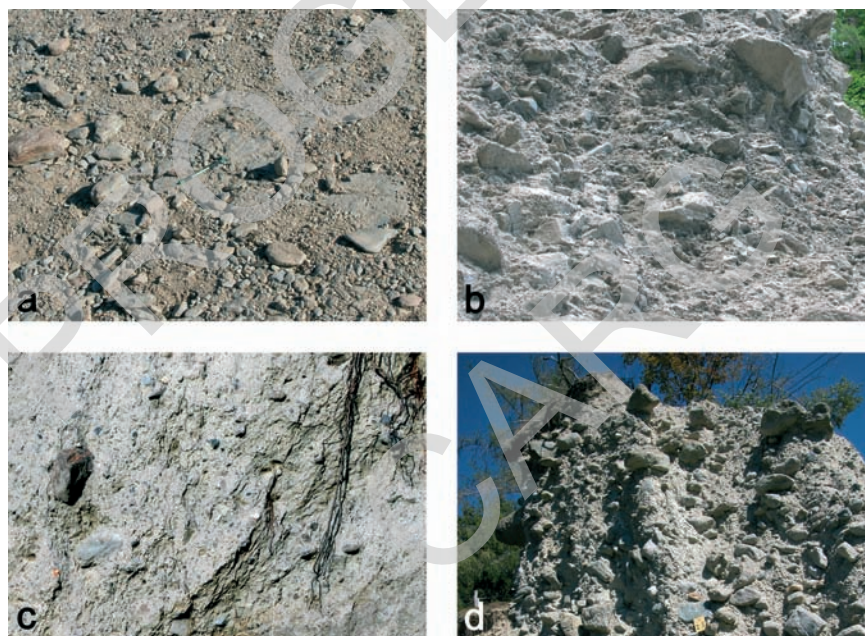


Fig. 64 - *Sintema del Garda*: a) diamicton a supporto di matrice, massivo, interpretato come till d'alloggiamento: la relativa abbondanza della frazione clastica è legata al dilavamento dei sedimenti fini; si può notare una tendenza all'isorientazione degli assi b dei ciottoli con le strie nel substrato roccioso indicate dalla matita (località Colle Scabro); b) diamicton a supporto di matrice interpretato come deposito di trasporto in massa (versante a sud di Foresta, quota circa 1000 m); c) diamicton a supporto di matrice, massivo, interpretato come till d'alloggiamento: rispetto al till della Fig. 64a si può notare un contenuto di matrice nettamente più elevato (fianco destro della Val Venosta, a nord-ovest di Castel Taranto); d) diamicton a supporto di matrice massivo, sovraconsolidato, interpretato come till d'ablazione (Valle di Sopranes, fianco sinistro, quota 1100 m).

tale o incrociata a basso angolo, livelli a laminazione sottile oppure caotici, solo localmente si osservano pieghe o faglie non sempre attribuibili a glaciotettonica. Il grado di consolidazione è variabile. L'ambiente deposizionale è riferibile a condizioni di contatto glaciale variabili da subglaciali (es. località Santacroce in Val Venosta) a marginoglaciali (es. a NE di Scena).

I depositi glaciolacustri hanno limitata estensione e sono stati individuati in corrispondenza di spaccati artificiali. In Val Passiria, a SW di Verdines, uno scavo stradale ha messo a giorno alcuni metri di limo argilloso bruno, stratificato, contenente scarsi ciottoli centimetrici inclusi; nello spaccato erano osservabili faglie inverse a debole rigetto, riconducibili a fenomeni di glaciotettonica. La facies e l'elevato grado di consolidazione del deposito suggeriscono un ambiente deposizionale glaciolacustre subglaciale. Presso Castel di Nova, a N di Sinigo, sono presenti depositi glaciolacustri e di contatto glaciale, non cartografabili, composti da limi e limi argillosi con *dropstones*, sormontati da *till*, in passato oggetto di escavazione (vd. § VII.4.)

Depositi fluvioglaciali sono stati cartografati sul versante sinistro della Val Passiria a N di Scena e presso Castel Tirolo (Fig. 61 e Fig. 62a). In quest'ultimo caso essi costituiscono un corpo dello spessore di una decina di metri, sovrapposto ai depositi del sistema di Caldaro e sottostante ai *till* d'alloggiamento del sistema del Garda. Si tratta di un complesso di ghiaie e sabbie grossolanamente stratificate ed embricate, ad elementi arrotondati di provenienza venostana, come è anche attestato dai dati di paleocorrenti. Il deposito era già stato individuato e descritto in passato: PENCK & BRÜCKNER (1909) lo considerano come ghiaia dell'Adige ("Etschgerölle", p. 921); PERNA (1963) come morena. L'interpretazione che qui viene data è che si tratti di un deposito fluvioglaciale proglaciale correlabile con la fase iniziale di crescita della massa glaciale atesina (fase anaglaciale) proveniente dalla Val Venosta. L'attribuzione a questa fase, non senza qualche incertezza, deriva dallo scarso sviluppo dell'alterazione dei clasti, dall'abbondante presenza di sabbia fine entro la matrice e di inclusi lentiformi di sabbia fine limosa, che fanno presupporre la presenza non lontana di acque di fusione glaciale.

A S di Foresta, in un'ampia area marcata da erosione accelerata posta a circa 1000 m di quota, affiorano depositi sovraconsolidati composti da *diamicton* a supporto di matrice (Fig. 64b), massivi o stratificati, con intercalazioni di ghiaie sabbiose eterometriche, talora di ghiaie e sabbie grossolanamente stratificate. Si tratta di depositi torrentizi e di trasporto in massa, sormontati da alcuni metri di *till* d'alloggiamento, interpretati come appartenenti ad un apparato di conoide misto sospeso, formatosi durante la fase anaglaciale di crescita del ghiacciaio dell'Adige.

Testimonianze della storia tardoglaciale in Val Venosta sono fornite dal rinvenimento di alcuni lembi di conoidi di origine mista, piuttosto acclivi, sospesi a varie quote, con dislivelli sul fondovalle superiori ai 100 m (ad es. presso "C.

Pignal”, a NE di Naturno). Essi presuppongono un livello di base più elevato dell’attuale che implica la presenza di una massa glaciale sul fondovalle in fase di ritiro o di estinzione. Litologicamente essi hanno composizione analoga a quella dei depositi a S di Foresta sopra descritti. Cronologicamente essi possono essere inquadrati nella prima fase del tardoglaciale.

Sul settore più a N dell’Altopiano di Meltina-Avelengo, in località Malga Maia (1805 m), sono presenti alcune morene, che, data la disposizione circa NW-SE e la quota, attestano una fase di riavanzata del ghiacciaio atesino più antica di quella attribuibile al subsistema di Malga Fontana Bianca (vd. *infra*). Data l’esiguità dei depositi si è preferito non inserirli in un’unità *ad hoc*, ma lasciarli in forma indistinta entro il sistema del Garda.

La presenza di depositi di contatto glaciale sui fianchi vallivi in situazioni particolari e di morene stadiali soprattutto nei tratti superiori delle valli e nei circhi, attestanti fasi di avanzata e di ritiro nel corso della lunga storia del tardoglaciale di questa regione, hanno suggerito la distinzione di altri due subsistemi: il subsistema di San Pancrazio (comma 5.3.1.1.) ed il subsistema di Malga Fontana Bianca (comma 5.3.1.2.).

Per la cronologia dell’evento sedimentario attestato dal sistema del Garda non vi sono elementi di novità rispetto a quanto già noto, per cui si fa riferimento a quanto già pubblicato in letteratura (ad es. AVANZINI *et alii*, 2007).

Il sistema del Garda è cronologicamente inquadrabile nel Pleistocene superiore.

5.3.1.1. - Subsistema di San Pancrazio (SGD₄)

Il subsistema di San Pancrazio è presente nel bacino del Rio Valsura, nel tratto terminale della valle tra i 330 ed i 1030 m di quota circa, dove costituisce la prosecuzione di quest’unità definita nel vicino foglio Appiano. Limitati affioramenti sono presenti anche sul fianco destro della Val d’Adige, subito a S dello spartiacque con la Val d’Ultimo.

Gli spaccati più significativi sono presenti presso la località “Alta Braida”, al margine meridionale del foglio.

Il subsistema di San Pancrazio comprende prevalentemente depositi di contatto glaciale e depositi di conoide di origine mista. Tra i depositi di contatto glaciale prevalgono le ghiaie e sabbie grossolanamente stratificate, ma sono pure presenti lenti e livelli intercalati di sabbie e di *diamicton*. Normalmente i clasti sono da arrotondati a subarrotondati e litologicamente riflettono abbastanza fedelmente lo spettro dei litotipi presenti nei *till* sottostanti, con netta abbondanza delle metamorfiti. Tra le strutture sedimentarie prevale la stratificazione orizzontale grossolana, con ciottoli embricati, ma sono pure presenti corpi di ghiaie e sabbie a



Fig. 65 - Sabbie, sabbie ghiaiose e limi deformati in una piega antiforale diritta, interpretata come dovuta a glaciotettonica (subsistema di San Pancrazio, località Alta Braida in Val d'Ultimo)

stratificazione incrociata a basso angolo, *diamicton* massivi, corpi clinostratificati, talora caratterizzati dalla presenza di dislocazioni e pieghe complesse imputabili a fenomeni di glaciotettonica (Fig. 65). Comune tra i depositi è la presenza di un certo grado di sovraconsolidazione, con clasti fratturati per carico.

Presso la località "Fosse" è presente il lembo di un piccolo conoide di origine mista, sospeso sul Rio Grandine, da cui doveva prendere origine. In questo caso i sedimenti sono prevalentemente formati da *diamicton* a supporto di matrice, massivi, a clasti prevalentemente subangolosi di provenienza locale, con scarse lenti intercalate di sabbie e ghiaie. La posizione di questo lembo di conoide, sospeso sul fondovalle antistante, fa presumere un controllo del livello di base da parte del ghiacciaio in fase di ritiro, probabilmente ancora presente sul fondovalle del Rio Grandine: da questo punto di vista si tratterebbe quindi di un conoide di contatto glaciale.

Lo spessore massimo dei depositi è poco più di un centinaio di metri. Il limite inferiore ove osservabile è inconforme con il sistema del Garda indistinto o con il substrato roccioso, mentre il limite superiore è con il sistema Postglaciale Alpino o coincidente con la superficie topografica.

I depositi sono stati interpretati in passato come depositi glaciali. In particolare HANTKE (1983) interpreta alcuni dei rilievi collinari sopra descritti come resti

di cordoni morenici frontali connessi con un ghiacciaio locale in fase di ritiro. I depositi presenti allo sbocco in Val d'Adige vengono interpretati dallo stesso Autore addirittura come resti di morena mediana.

La messa in posto dei depositi presuppone condizioni di sbarramento da parte del ghiacciaio principale della Val d'Adige e la presenza di una massa glaciale nella Val d'Ultimo, che nelle fasi finali di ritiro si disarticola in settori che evolvono in maniera indipendente, anche in condizioni di ghiaccio morto; a ciò si aggiungono gli apporti dai valloni laterali (conoidi locali molto rimodellati). Tuttavia l'individuazione di almeno un livello di *till* d'alloggiamento intercalato entro i depositi nella collina presso la località "Alta Braida", a circa 800 m di quota, indica un quadro più complesso che vede almeno una fase intermedia di avanzata glaciale e lo svilupparsi di ambienti di contatto glaciale anche di tipo subglaciale.

Dal punto di vista cronologico l'unità è inquadrata nel Pleistocene superiore in corrispondenza delle fasi iniziali della storia del tardoglaciale.

5.3.1.2. - Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD₈)

Nell'area del foglio Merano il subsintema di Malga Fontana Bianca raggruppa tutti quei depositi di natura glacigenica, cui si associano anche *rock glacier*, attribuibili alle ultime fasi di riavanzata glaciale che vedono il persistere o il riformarsi di apparati glaciali locali nella testata di valloni e di circhi delle aree più elevate, dopo il disfacimento delle masse di ghiaccio principali del LGM. Durante queste fasi, nel momento di massima riavanzata glaciale, i ghiacciai delle valli principali non erano più in comunicazione con quelli delle valli laterali. Alcuni di questi ghiacciai assumevano tuttavia un aspetto dendritico derivando dalla confluenza di ghiacciai provenienti da valli minori: ad esempio è questo il caso del ghiacciaio presente nella Valle di Plan in cui confluivano numerose lingue provenienti dalle valli tributarie. L'unità è presente generalmente a quote medio-elevate, nelle alte valli minori e nei circhi del Gruppo di Tessa, della Catena di confine, dei Monti Sarentini e della dorsale S. Vigilio-Guardia Alta.

L'area più rappresentativa è presso la Malga di Lazins (1860 m) in Val di Plan (Fig. 66), dove sono osservabili anche bei spaccati.

I depositi più diffusi sono soprattutto i *till*, indifferenziati e di ablazione, più rari di alloggiamento.

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* a supporto di matrice, più raramente clastico, massivo, con contenuto di matrice sabbioso-limoso variabile. La frazione clastica è generalmente da angolosa a subarrotondata. La composizione litologica riflette quella del bacino di provenienza; da questo punto di vista è significativa la presenza di marmi nei depositi della Valle di Lazins e di Plan,

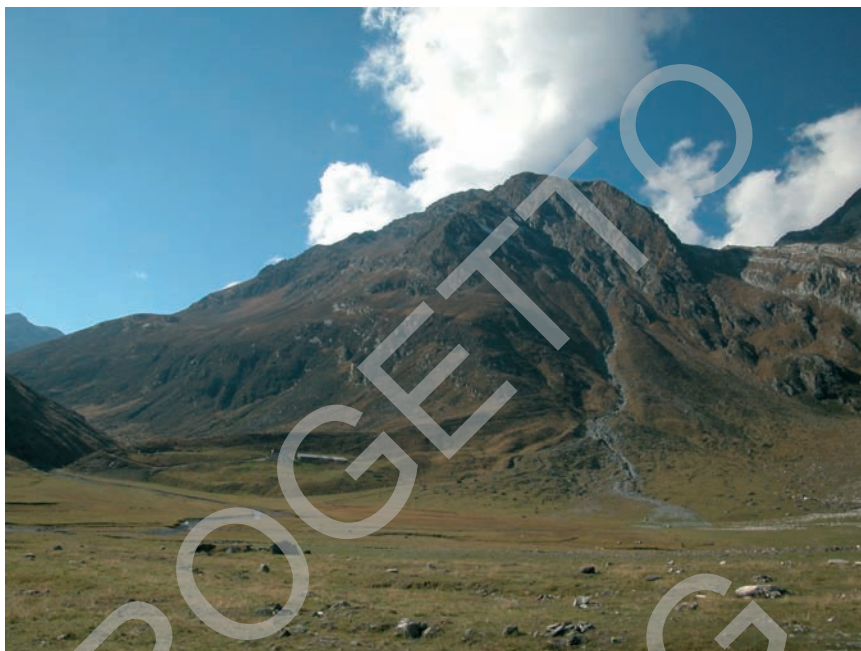


Fig. 66 - Panoramica sulla Valle di Plan all'intersezione con la Valle di Lazins (a sinistra); al centro la Malga di Lazins posta sulle morene laterali destre abbandonate dal ghiacciaio che scendeva dal vallone sospeso posto a N di Cima della Grava (sulla destra della foto), che sbarravano la Valle di Lazins nel corso della storia del tardoglaciale; sempre al centro un conoide di origine mista.

mentre questi ultimi mancano nei depositi presenti nelle valli affluenti destre della Valle di Plan.

Gli affioramenti di *till* d'alloggiamento cartografati sono esigui; il deposito di maggior estensione è in Val di Fosse, precisamente su di una spianata, in parte modellata in roccia, ad E di Cima della Grava. Si tratta di *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa, massivo, addensato, con rapporto clasti/matrice caratteristicamente basso. Frequente è la presenza di clasti allungati, sfaccettati, con forme del tipo a "ferro da stiro", striati nel caso della presenza di marmi. Comune è lo stato di sovraconsolidazione dei depositi.

I *till* indifferenziati sono stati cartografati là dove le condizioni di affioramento non consentivano di definire la facies dei depositi in forma più precisa; si tratta in ogni caso di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con caratteri in buona parte riconducibili a quelli dei *till* sopra descritti.

Nell'area del foglio sono stati cartografati 36 *rock glacier* relitti, di cui circa 2/3 sviluppati su depositi di versante, mentre gli altri su *till*; la quota delle fronti varia da 1870 a 2410 m. I *rock glacier* impostati su depositi di versante sono

formati da ghiaia e blocchi eterometrici, angolosi, composti da litotipi locali. In taluni casi prevalgono nettamente i blocchi, con volumi di alcuni m³. I *rock glacier* impostati su *till*, prevalentemente indifferenziato, hanno una composizione litologica che deriva dai sedimenti di partenza, si tratta cioè di *diamicton* a supporto di matrice o clastici, massivi. Rispetto agli altri *rock glacier* contengono una frazione fine sabbiosa, talora sabbioso-limosa, più abbondante, con clasti anche subarrotondati e più raramente arrotondati. In superficie gli effetti del rimodellamento rendono poco marcati i lobi di flusso e spesso il deposito presenta una geometria “a gradonata” irregolare.

Complessivamente i depositi di quest'unità presentano suoli con spessori fino a 50-70 cm, con profili del tipo A/E/B2/B3/C o A/B1/B2/BC/C, i massi presentano copertura lichenica ampiamente diffusa ed è comune la presenza di copertura vegetale oltre che arborea, compatibilmente con la fascia vegetazionale in cui si trovano i depositi.

La posizione e l'andamento delle morene attesta più di un episodio glaciale, ma i limiti tra i depositi glaciali di quest'unità rispetto a quelli cartografati all'interno del sintema del Garda (indistinto) sono talora mal definibili. Si sottolinea che proprio per questi motivi l'unità non rappresenta tutti i possibili depositi legati alle fasi di riavanzata tardoglaciale, ma quelli adeguatamente riconoscibili sulla base della presenza di morene, laterali e frontali, e cartografabili sulla base della ricostruzione geometrica del limite definito da tali elementi morfologici.

Nel tracciamento dei limiti si è tenuto conto anche del lavoro di CASTIGLIONI (1930) riguardante il Gruppo delle Venoste Orientali, il quale ricostruisce gli stadi tardiglaciali di questa regione secondo la nomenclatura in uso all'epoca. Da questo punto di vista il subsistema di Malga Fontana Bianca, nell'area del foglio Merano, è correlabile con i depositi glaciali attribuiti da CASTIGLIONI (1930) agli stadi di Egesen, di Daun e di Gschnitz. Lo stesso autore ricostruisce nello stadio di Gschnitz una lingua glaciale nella Val di Plan, che si unisce presso Moso in Passiria con quella proveniente dall'alta Val Passiria. La posizione della fronte è ignota, ma secondo l'autore doveva portarsi almeno sino a S. Leonardo in Passiria. Il nuovo rilevamento della Val Passiria ha consentito di individuare due morene latero-frontali ad W di S. Martino in Passiria, di cui una già cartografata nella seconda edizione del F° Merano (AA.VV., 1971); esse definiscono una quota della fronte del ghiacciaio relativamente bassa, pari a circa 580-600 m s.l.m., correlabile con una delle fasi di riavanzata glaciale più antiche di questa valle.

L'unità è stata originariamente definita per il F° 25 “Rabbi” ed utilizzata anche per il limitrofo F° 26 “Appiano” per depositi presenti nel Gruppo delle Maddalene ed in Val d'Ultimo.

È chiaro che la storia dei ghiacciai locali nel corso del tardoglaciale è avvenuta con diacronicità da bacino a bacino, in quanto ogni ghiacciaio risponde in modo diverso agli stessi mutamenti climatici e le variazioni cui è soggetto di-

pendono dal proprio bilancio di massa. Pertanto il subsistema di Malga Fontana Bianca ha qui il ruolo di contenitore che raggruppa i depositi complessivamente riferibili a questa storia del tardoglaciale in questo settore del bacino del F. Adige, adeguatamente cartografabili.

5.4. - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)

5.4.1. - *Aspetti generali*

L'unità ha praticamente le stesse caratteristiche presenti nell'adiacente foglio Appiano. Nella definizione essa corrisponde all'unità Postglaciale in BINI *et alii* (2004) e, per le caratteristiche delle discontinuità limite, al sistema del Po adottato prevalentemente nei fogli di pianura.

Il sistema Postglaciale Alpino (PTG) raggruppa tutti i sedimenti formati dopo l'estinzione locale dei processi glaciali legati alla fase principale di avanzata glaciale culminata nel LGM e alle successive fasi di ritiro sviluppatasi nell'intervallo finale del Pleistocene superiore. Il limite inferiore è chiaramente diacrono, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica. Essa comprende sedimenti inquadrabili cronologicamente tra il Pleistocene sup. e l'attuale.

Tra gli aspetti evolutivi principali presi in considerazione nella suddivisione ulteriore del sistema in unità di rango minore vi sono l'evoluzione glaciale olocenica ed in particolare la fase di avanzata glaciale nota come Piccola Età Glaciale.

5.4.2. - *Evoluzione glaciale olocenica e Piccola Età Glaciale*

Nel Gruppo di Tessa e nel tratto della Catena di confine compresi nell'area del foglio sono attualmente presenti 5 ghiacciai, di cui 2 nella parte superiore del bacino del Rio di Tel (Ghiacciaio Orientale di Rio Torbo e Ghiacciaio Occidentale di Fiammante) e 3 nella testata della Val di Fosse (Ghiacciaio dell'Altissima, Ghiacciaio della Fossa e Ghiacciaio del Ceppo, talora chiamato Vedretta della Croda); un sesto ghiacciaio corrisponde a parte della testata del Gurgler Ferner che scorre a N, in Austria, al di là dello spartiacque regionale, ma che ricade, per un limitato settore, all'interno del confine del territorio italiano (Fig. 67). Il più esteso è il Ghiacciaio del Ceppo che raggiunge un'estensione di circa 22 ettari.

Complessivamente si tratta di un numero assai limitato rispetto alla rappresentazione che viene fatta nella cartografia IGM a scala 1.25000 (ultime edizioni delle tavolette IGM degli anni '80), in cui si contano per l'area del foglio, 19

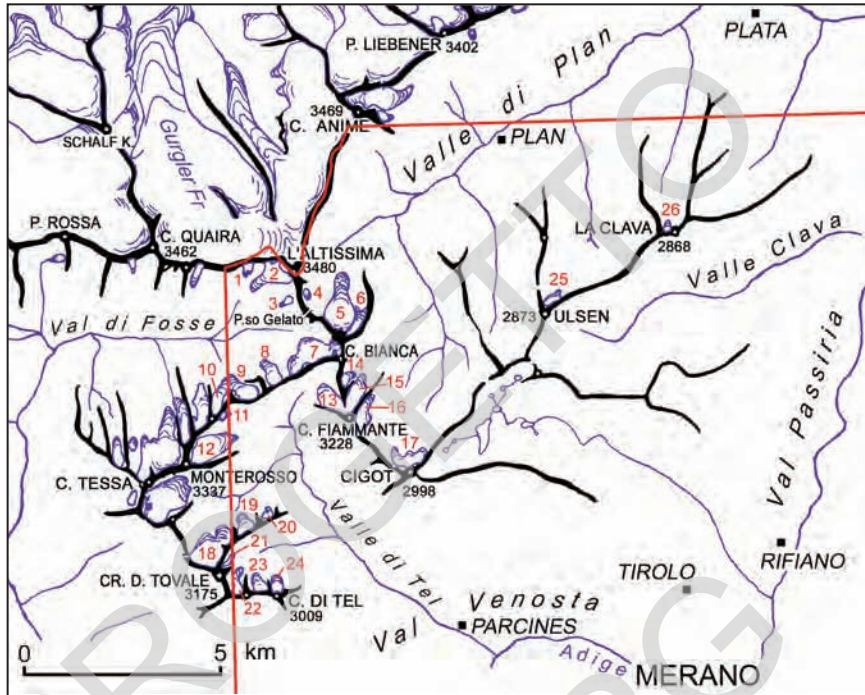


Fig. 67 - Ghiacciai presenti nelle Alpi Venoste orientali negli anni '20 dello scorso secolo (da CASTIGLIONI, 1928, modificato). Legenda: 1) Lingua sotto la Bocchetta Gelata; 2) G. dell'Altissima; 3) G. Meridionale dell'Altissima; 4) G. Orientale dell'Altissima; 5) G. della Grava; 6) G. Orientale della Grava; 7) G. Orientale della Fossa; 8) G. Occidentale della Fossa; 9) G. del Ceppo; 10) G. Settentrionale di Riatorbo; 11) G. Orientale di Riatorbo; 12) G. Meridionale di Riatorbo; 13) G. Occidentale di Cima Fiammante; 14) G. d'Andalo; 15) G. Orientale di Cima Fiammante; 16) G. della Quaira; 17) G. di Lazins; 18) G. della Croda del Cavallo; 19) G. delle Galline; 20) G. della Punta di Biagio; 21) Muther Ferner; 22) G. del Monte della Chiesa; 23) G. della Lavina; 24) G. di Tel; 25) G. di Ulsen; 26) G. della Clava. La spezzata in rosso indica i limiti del foglio.

ghiacciai, di cui 3 derivanti dallo smembramento di apparati maggiori in fase di ritiro. I ghiacciai sono distribuiti, oltre che nella Val di Fosse e nella testata dei bacini minori della Valle di Tel, anche nella testata della Valle di Plan e della Valle di Lazins.

CASTIGLIONI (1928) descrive entro l'area del foglio 22 ghiacciai e 4 masse di "glacio-nevato" (Fig. 67), interpretate come le porzioni residue di ghiacciai quasi completamente estinti: 2 sono descritti nella testata nord ed orientale della Val di Fosse, 1 nella testata della Val di Plan a sud de L'Altissima (3480 m) ed 1 a NW del M. di Biagio (2837 m) (Cresta delle Galline - Valle di Tel). Al momento dei rilievi (1926-1927) erano pure presenti due ghiacciai, molto ridotti nella loro estensione, a nord della Punta Ulsen (2873 m) e de La Clava (2868 m), la cui esi-

stenza, data la modesta elevazione delle cime a nord delle quali si sviluppano, viene dall'autore posta in relazione con il particolare andamento del limite climatico delle nevi. Infatti quest'ultimo, trascurando situazioni particolari locali, spesso condizionate dalla morfologia, si abbassa "tra la valle di Senales e la Val Passiria, da W a E, dai 3100 m, e più, a 2900, o meno: cioè di 200-300 m nello spazio di una quindicina di km. Lungo la Catena di confine, per lo stesso settore, nel complesso abbiamo ottenuto un risultato analogo, cioè 250-300 m di depressione da SW a NE, nei 20 km che separano il Similaun dal Monte Scabro" (CASTIGLIONI, 1928). La spiegazione viene individuata primariamente nelle condizioni climatiche particolari della regione: le quote relativamente elevate del limite climatico delle nevi sarebbero strettamente legate alle scarse precipitazioni caratteristiche del settore venostano, mentre le precipitazioni più abbondanti del settore orientale del gruppo, prospiciente la Val Passiria, possono rendere ragione dell'abbassamento ad est dei limiti come sopra indicato (cfr. anche MATTANA, 1983).

Come è noto a partire dagli ultimi decenni del 1800 i ghiacciai delle Alpi furono soggetti ad una intensa fase di ritiro, evidenziata anche per il Gruppo di Tessa, con situazioni di stasi o di avanzamento durante gli anni della Prima Guerra Mondiale o subito successivi, ma ripresa nei decenni successivi per tutta la prima metà del secolo scorso. Indizi di un'inversione di tendenza furono segnalati anche per questo gruppo negli anni '70-'80, soprattutto per le Venoste Occidentali, con netta ripresa del ritiro negli anni successivi, che ha portato all'estinzione di molti ghiacciai di piccole dimensioni o allo loro evoluzione in *rock glacier*.

Per il Gruppo di Tessa, CASTIGLIONI (1928, pp. 147-148) descrive morene ed apparati morenici, ben conservati, costruiti in una fase di piena recente, comune per tutti, talora associata ad una seconda più antica. Si tratta delle ultime fasi (1810-1820, 1850) della cosiddetta Piccola Età Glaciale (PEG), ben testimoniata nell'area del foglio, che corrisponde ad un periodo di generale avanzamento dei ghiacciai, pur se con modalità, entità diverse, da gruppo montuoso a gruppo montuoso e, talora, da ghiacciaio a ghiacciaio, collocabile all'incirca tra il XVI secolo e la metà circa del XIX secolo.

5.4.3. - *Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti*

Depositi alluvionali e torrentizi, conoidi alluvionali

Nell'esame dei sedimenti alluvionali presenti nel foglio, il fondovalle dell'Adige merita una particolare attenzione per l'estensione ed il ruolo che esso ha svolto e svolge nell'attività dell'uomo. In superficie esso è costituito da sedimenti di piana alluvionale, di conoide e palustri, con suolo generalmente poco evoluto; l'evoluzione più recente è condizionata dall'attività antropica, in particolare di bonifica e di regolarizzazione del F. Adige e dei suoi affluenti.



Fig. 68 - Panoramica sul conoide di Lana: in primo piano il delta fluviale del Rio Valsura ed il F. Adige, sulla destra la zona industriale di Lana; in secondo piano i paesi di Lana (a sinistra), la Val d'Ultimo ed il paese di Cermes; sullo sfondo il M. San Vigilio (a destra) ed il M. Gall (a sinistra).

Come si può notare dalla carta geologica, il F. Adige ha assunto percorsi diversi documentati negli ultimi 200 anni dalla cartografia storica; questo ha riguardato soprattutto i tratti di pianura in cui il percorso era meno condizionato dallo sviluppo dei conoidi, in particolare il tratto a monte di Rablà ed a valle della confluenza del Passirio. Prima delle opere di regolarizzazione (fine XIX sec.) il fiume presentava in alcuni tratti larghezza maggiore di quella attuale, con alveo tipo *braided*: ad es. nel tratto rettificato tra Marlengo e Sinigo il fiume aveva un alveo largo da 4 a 7 volte quello attuale. Tra i conoidi si riconosce un grande conoide alluvionale, quello del Rio Valsura (Fig. 68), uno minore, quello del F. Passirio, mentre tutti gli altri sono conoidi dominati dai processi di trasporto in massa e torrentizio. Come ricordato nel cap. II, le forme di terrazzamento presenti sono legate all'interferenza dei conoidi con il fiume principale, il quale ne intacca le parti distali per erosione.

Le facies di piana alluvionale, da prossimali a distali, sono composte da sabbia fine micacea, di colore grigio o bruno grigiastro, stratificate: mentre nelle facies prossimali è tipica la presenza di sabbia fine con sabbia media, in quelle distali abbiamo sabbia fine, da debolmente limosa a limosa, talora con intercalazioni di limo e la presenza di scarsi resti vegetali, più raramente di torba intercalata (facies di transizione all'ambiente palustre). Le facies di argine si caratterizzano per la presenza di sabbia da fine a media ben stratificata, talora con sottili livelli intercalati a gradazione normale. Nelle aree di canale fluviale abbandonato e di canale interbarra (ad es. zona tra Marlengo e Sinigo) prevalgono le sabbie medie ghiaiose, poggianti a bassa profondità (0,5-0,3 m) su ghiaie e sabbie, talora (aree prossime all'alveo attuale o di golena) queste ultime sono presenti già a livello



Fig. 69 - *Sistema Postglaciale Alpino: depositi alluvionali. a) ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate ed embricate con lenti e livelli di sabbia (depositi fluviali del F. Adige in località Casa di Cura a Merano); b) ghiaie sabbiose a stratificazione incrociata, con livelli e lenti di sabbia (depositi fluviali del Rio Valsura in uno scavo nella zona industriale di Lana; l'altezza dello scavo è di circa 13 m); c) ghiaie grossolanamente stratificate ed embricate (depositi fluviali del F. Passirio in una cava presso Aica); d) ghiaie massive con massi, a supporto di matrice, con livelli di ghiaie grossolanamente stratificate e subordinate lenti di sabbia (depositi di trasporto in massa e fluviali del F. Passirio nello scavo di Piazza della Rena a Merano).*

del piano di campagna. Nei corpi di barra si rinvencono frequentemente sabbie medie, talora con sabbie grosse.

Il conoide del Rio Valsura si estende praticamente su tutta la valle dell'Adige, con pendenza che varia dal 3,1 all'1 %. Il Rio Valsura confluisce nel F. Adige formando un delta fluviale (Fig. 68) che prima della recente risistemazione occupava una superficie di circa 100 ha. All'inizio del XIX secolo esso era ancora più esteso ed andava quasi a lambire a N il Rio Molino nell'ultimo km del percorso di quest'ultimo. Questo dato è significativo in quanto spiega l'abbondanza relativa di sedimenti grossolani (ghiaia e sabbia) in tutto questo settore del conoide del Valsura (Fig. 69b). Di contro, sul settore S del conoide, la parte medio-distale dello stesso è caratterizzata dalla presenza in superficie di una coltre sabbiosa di spessore variabile da circa 0,8-1 m (S. Agata, Lana di Mezzo) a 1,5-2 m o più (Lana di Sotto), che poggia direttamente su facies grossolane.

Le sabbie trasportate dal Rio Valsura ben si riconoscono da quelle del F. Adige in quanto hanno una componente granulare più abbondante, derivante prevalentemente dalla disgregazione delle granodioriti del plutone di M. Croce presenti in Val d'Ultimo, che conferisce loro un aspetto "granuloso"; di contro le sabbie dell'Adige sono tipicamente micacee.

Tra i sedimenti alluvionali presenti al di fuori del fondovalle dell'Adige prevalgono nettamente i depositi torrentizi composti da sedimenti grossolani, si tratta in genere di ghiaia, talora con massi, più raramente di ghiaia e sabbia, rozzamente stratificati, indicativi di processi di trasporto ad alta energia. Il grado di arrotondamento dei clasti è generalmente buono. In Val Passiria, sopra le ghiaie, è localmente presente una copertura di sabbie di esondazione con spessori in genere fino a 0,8-1,2 m.

Dati relativi al tasso di incisione torrentizia e di approfondimento delle valli sono disponibili per il Rio Deserto, affluente di destra del T. Talvera (Valle Sarentina). In località Obermarchen sono presenti dei depositi torrentizi terrazzati, sospesi sull'adiacente fondovalle di circa 20 m. Sulla scarpata, tra circa 1 e 1,8 m dal ciglio del terrazzo, sono presenti torbe con legni ed intercalazioni ghiaiose, interpretate come facies di ambiente golenale a limitato deflusso. Un legno campionato a 1,1 m dal p.c. ha fornito un'età di 1003 ± 21 anni BP (KIA 23055) corrispondente ad un'età calibrata compresa tra 987-1150 anni d.C., dunque a cavallo dell'anno mille, tra l'Alto e il Basso medioevo.

Dati del sottosuolo della Val d'Adige

La profondità del substrato roccioso è nota per quanto riguarda la conca di Merano, per la quale sono disponibili linee sismiche a riflessione e a rifrazione e la stratigrafia di un pozzo sperimentale per acqua termale, realizzato presso la stazione di Sinigo (CUCATO & FELBER, 2002). Quest'ultimo è stato eseguito nel corso dell'anno 2001 dalla Ditta Erga-EnelGreenPower di Larderello (Pisa), con perforazione a distruzione di nucleo, fino a raggiungere una profondità di 2,3 km dal p.c., pari a circa 2020 m sotto il livello del mare (Fig. 70). Il pozzo ha sviluppo verticale fino alla profondità di 854,5 m, dopodiché prosegue con un'inclinazione di circa 58° gradi, immergendo a 270N.

Tale particolare disposizione del pozzo è stata realizzata in modo da intercettare strutture tettoniche sepolte. L'ubicazione stessa del pozzo è stata definita sulla base dei risultati di un'indagine sismica a riflessione eseguita dal Joanneum Research di Graz durante l'estate 1999 (JOANNEUM RESEARCH, 1999). Il tracciato della linea sismica doveva intercettare i sistemi di faglia più importanti a livello locale, posti tra il limite meridionale della città di Merano e la foce del Rio Valsura. Il profilo sismico, lungo 3 km, è orientato in direzione circa NW-SE (vd. riquadro in Fig. 70) e si estende dalla stazione ferroviaria di Maia Bassa fino a Sinigo, entro la fascia di pianura che borda a destra il F. Adige. Sulla base dei dati di

perforazione, dell'esame dei *cuttings* e della reinterpretazione della linea sismica è stato possibile definire un modello interpretativo della successione che costituisce il riempimento del fondovalle dell'Adige, esemplificata e riassunta in Fig. 70.

Dall'esame della sezione sismica si evince la presenza di un'ampia valle sepolta caratterizzata da un riempimento sedimentario che sfiora i 700 m di spessore. L'orientazione obliqua rispetto all'asse della valle dello stendimento sismico costituisce un elemento sfavorevole per quanto riguarda la ricostruzione delle geometrie deposizionali, facendo apparire molto più ampio il versante destro della valle. Per quanto riguarda le discontinuità rilevate nel riempimento sedimentario vale la pena di sottolineare come esse non mostrano mai evidenze di tipo erosivo, eccezion fatta per il tratto più a NW della discontinuità D che taglia i depositi di versante dell'unità 3. La grande profondità del substrato roccioso, che raggiunge localmente anche i 430 m al di sotto del livello del mare, è correlabile con una grande fase di incisione fluviale controllata da un forte abbassamento del livello di base regionale.

Pertanto, analogamente ad altre valli alpine, è da ritenere che la valle dell'Adige sia stata incisa a tale livello durante il Messiniano, presumibilmente su sistemi tettonici preesistenti ed a seguito dell'abbassamento del livello del mare nell'ambito del disseccamento del Mediterraneo (es. BINI *et alii*, 1978; HSÜ *et alii*, 1973). I sedimenti alla base del riempimento (unità 2 in Fig. 70), interpretati come depositi alluvionali *s.l.* variamente cementati, possono essere inquadrati dubitativamente nel Pleistocene inf. o in un'epoca più antica. L'inquadramento cronologico della serie superiore, prevalentemente di tipo lacustre per lo meno fino ai 210-250 m di profondità, è più problematica, vista anche l'assenza di significative discontinuità erosive. I dati relativi ad altre valli alpine in ogni caso tendono ad escludere importanti erosioni glaciali e soprattutto confermano la conservazione di depositi più antichi inferiormente a quelli attribuiti al LGM. Quest'ultimo elemento è stato comprovato in parte anche per la vicina zona di Merano (vd. sottopar. 5.2.2. e Fig. 61). Viene qui ipotizzata la base dell'ultimo evento glaciale all'incirca in corrispondenza della discontinuità D, attribuendo pertanto un'età più antica per la serie sottostante.

Secondo uno studio commissionato dall'Autorità di Bacino Nazionale dell'Adige (1998) la profondità del substrato risalirebbe fino a valori di circa 300 m sino al settore ad W di Merano, in zona assiale. Inoltre, nel settore apicale del conoide del F. Passirio è presente un gradino di sbocco in roccia che geneticamente verrebbe inquadrato nell'ambito di una valle sospesa di origine glaciale. A tutt'oggi mancano del tutto dati relativi alla profondità del substrato in Val Venosta ed in Val Passiria.

Per quanto riguarda lo stato di conoscenza dei sedimenti del sottosuolo meno profondo (unità 8 in Fig. 70) sono disponibili numerosi dati per i primi 30 m, pur se con difformità da zona a zona, mentre per profondità maggiori i dati sono puntuali e derivano prevalentemente dalle stratigrafie dei pozzi. In generale come

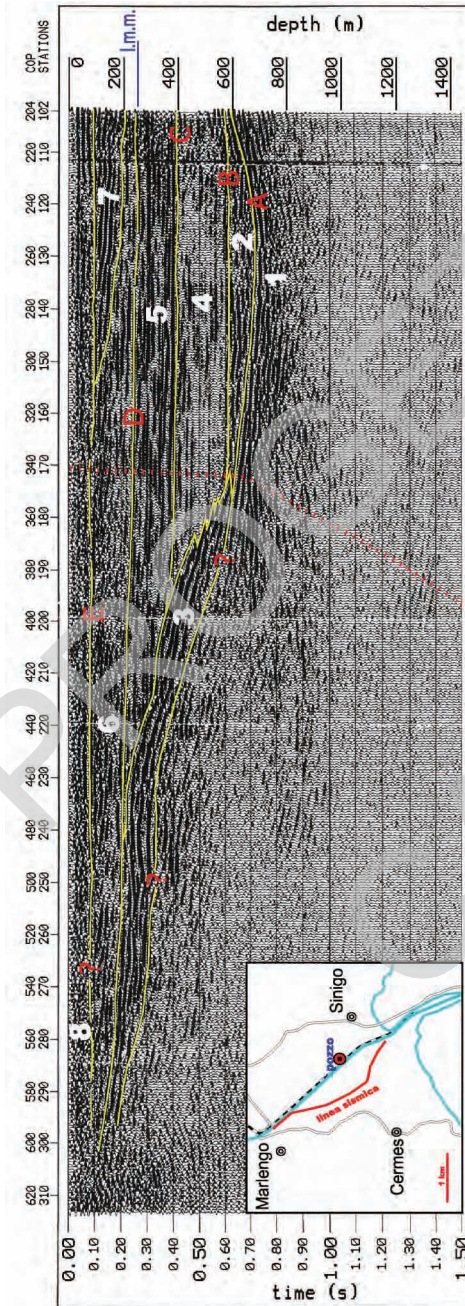


Fig. 70 - Sezione sismica a riflessione eseguita nel 1999 dal Joanneum Research di Graz sul fondovalle dell'Adige tra Marlengo e Sinigo, a S di Merano (BZ), con interpretazione della struttura geologica del riempimento vallivo proposta da CUCATO & FELBER (2002), basata anche sulla stratigrafia del pozzo geotermico sperimentale eseguito presso la stazione di Sinigo (la proiezione del pozzo è indicata in tratteggio in rosso). Legenda: A = superficie erosiva corrispondente al limite tra substrato roccioso e riempimento vallivo che raggiunge i 670-680 m nel tratto più profondo della sezione sismica; B, C, E = superfici conformi, non erosive, a sviluppo sostanzialmente orizzontale; D = superficie conforme suborizzontale, non erosiva, ad eccezione del settore posto più a NW (a sinistra nella figura), dove taglia l'unità 3; 1 = substrato roccioso composto, nella parte più superficiale attraversata dal pozzo, da filladi cloritiche e da gneiss; 2 = sedimenti grossolani, ben strutturati, in parte cementati, interpretati come depositi alluvionali s.l. o torrentizi; 3 = sedimenti che compaiono solo sul lato sinistro della sezione sismica, interdigitati nella parte inferiore con i sedimenti dell'unità 4, interpretati come depositi prevalentemente di versante, internamente organizzati in più corpi sovrapposti; 4 = sedimenti fini associati a depositi da sabbiosi a ghiaiosi di ambiente prevalentemente lacustre con importanti apporti tipo colate e possibile presenza localizzata di depositi glacialigenici; 5 = sedimenti fini di origine lacustre che danno luogo ad una successione di notevole continuità in senso verticale; 6 e 7 = successione di ghiaie e sabbie prevalentemente, con evidenze di accrezione dal settore NNW a quello SE, correlabile con depositi fluviali in un'ampia piana alluvionale e, nel settore SE, una presumibile successione di origine deltizia (7); 8 = unità più superficiale costituita da prevalentemente depositi ghiaiosi e sabbiosi di ambiente alluvionale che suturano la precedente unità.

abbiamo visto tendono a prevalere i sedimenti grossolani.

Di particolare interesse sono i dati acquisiti con alcuni sondaggi meccanici in varie località. In Val Venosta un sondaggio a nord della discarica di Naturno ha attraversato una successione di ambiente palustre a torba schietta fino a 6,5 m dal p.c.; quest'ultima si è sviluppata in una zona di progressivo abbandono di una zona golenale del fiume Adige, documentata da sabbie con intercalazioni torbose passanti verso il basso a sabbie più schiette e grossolane. Le facies golenali, composte da ghiaia sabbiosa, caratterizzano l'intervallo compreso tra 12,4 e 15 m dal p.c. Sono state eseguite 3 datazioni con il metodo del C-14 su campioni organici prelevati a profondità crescenti fino a 12 m dal p.c., che hanno fornito date comprese tra il 300 d.C. e circa 5000 a.C. (vd. Tab. 7), e che definiscono un tasso medio di sedimentazione per la sequenza torbosa di 1,5 m/1000 anni e valori un poco più elevati per quella sottostante (2 m/1000 anni). A NW di Plaus, ai margini della palude Wangerau, frammenti torbosi campionati a 4 m dal p.c. hanno fornito un'età problematica di 185 ± 40 anni BP, probabilmente dovuta a fenomeni di contaminazione. In una cava presso il Rio Valsura sono state individuate lenti sabbiose debolmente pedogenizzate contenenti carboni; le datazioni eseguite su di essi hanno fornito età comprese tra il VII-VIII secolo d.C. per il campione raccolto a 5 m dal p.c. e di circa 6400 anni a.C. per quello raccolto alla profondità di 12 m dal p.c. Carboni raccolti a 14 m dal p.c., in un contesto analogo, entro le alluvioni del Passirio in Piazza della Rena a Merano (Fig. 69d), hanno fornito un'età confrontabile di 5670-5480 a.C. In questi 2 siti, caratterizzati da sedimentazione grossolana, il tasso di sedimentazione medio è di 2-2,7 m/1000 anni.

Depositi palustri

In Val Venosta ed in Val d'Adige la bonifica del fondovalle ha portato alla scomparsa delle aree palustri anticamente presenti di cui oggi rimangono a testimonianza alcuni piccoli biotopi ad W e SW di Plaus (Wangerau, Reasler Au), caratterizzati da associazioni vegetazionali ad *Alnus*, *Salix*, *Phragmites*, *Carex*, *Filipendula*, *Epilobium*, ecc.

Nelle aree finitime i depositi palustri sono composti da torbe con intercalazioni sabbiose, raramente di torba schietta. La presenza comunemente abbondante della frazione sabbiosa trova spiegazione con il fatto che essendo la valle relativamente stretta le esondazioni dell'Adige arrivano sui fianchi della stessa con un carico di sedimenti in sospensione ancora importante. La torba è generalmente di colore bruno e bruno scuro, a struttura feltrosa, dovuta ad un fitto intreccio di apparati radicali con subordinate cuticole di piante palustri, si osserva inoltre torba a struttura feltroso-amorfa o amorfa. La presenza di zone palustri in questo tratto della Val Venosta trova spiegazione nella bassa pendenza che qui il fondovalle assume, dovuta all'azione di ostacolo al deflusso del F. Adige da parte del conoide di Parcines.

In Val d'Adige sedimenti palustri composti da limi sabbiosi e torbosi sono presenti a N di Sinigo e a SE di Lana, dove troviamo anche torba schietta. In questo settore i dati di sottosuolo indicano che lo spessore dei sedimenti palustri è piuttosto scarso, talora limitato a meno di 1 m, e che gli stessi poggiano su sabbie di esondazione del F. Adige. La cartografia storica (cfr. ad es. *Franzsiszeische Militäraufnahme Karte von Tirol*, 1820) ci indica che quest'area paludosa si è formata in corrispondenza di un paleoalveo del F. Adige, indicato come "Alte Etsch Lauf" (vecchio percorso dell'Adige), disattivatosi in epoca Teresiana (circa 2^a metà del 1700), ma ancora parzialmente attivo come canale secondario anche nel periodo successivo.

Al di fuori del fondovalle dell'Adige possiamo individuare piccole torbiere ad alta quota in varie località: in tutti i casi si tratta di piccole conche poste entro il substrato roccioso o in depositi glaciali e caratterizzate da difficoltà di deflusso.

Depositi di origine mista (torrentizi e/o da *debris-flow* e/o di valanga) e depositi da *debris-flow*

I depositi di origine mista costituiscono una tipologia di sedimenti piuttosto diffusa nell'area del foglio dove sono distribuiti sia in alta montagna che a bassa quota in modo caratteristico, con un netto prevalere alla base dei versanti ed allo sbocco di incisioni e valli, dove danno luogo a conoidi talora coalescenti. Essi sono legati all'azione di più processi deposizionali concomitanti, localmente con il prevalere di alcuni rispetto agli altri che possono avere carattere accessorio. In alta montagna prevale l'azione di trasporto con meccanismi quali i *debris-flow* e l'azione delle valanghe, mentre il trasporto e la rielaborazione torrentizia interessano in gran parte i sistemi deposizionali di maggiori dimensioni.

In termini generali i depositi sono composti soprattutto da *diamicton* massivi a supporto clastico o di matrice, con subordinate intercalazioni di ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate ed embricate. La frazione clastica è mal classata e la composizione litologica riflette la composizione litologica dei litotipi presenti nel bacino a monte.

I grandi conoidi di Maia, del Rio di Tel e del Tovo di Tel (Fig. 71) nella valle dell'Adige, sono da considerarsi come conoidi dominati dalla deposizione di *debris-flow*, mentre l'azione torrentizia sembra essere confinata sul solco dei canali attivi che li attraversano. Il grande solco che divide a metà il conoide del Tovo di Tel presenta spaccati alti anche alcune decine di m che consentono un'analisi di facies approfondita. Prevalgono nettamente i *diamicton* a supporto di matrice con rapporto clasti/matrice variabile da 40/60 a 15/85, in subordinate sono presenti corpi composti da ghiaie massive o grossolanamente stratificate, con clasti embricati; la matrice è data da sabbia con ghiaia fine, variamente ossidata. I clasti, comunemente da subangolosi a subarrotondati, hanno grande variabilità dimensionale e possono raggiungere il volume di alcuni m³. Alcuni conoidi, come quello di Maia



Fig. 71 - Panoramica sui conoidi di Parcines-Rablà (a sinistra) e del Tovo di Tel (a destra), quest'ultimo marcato da un solco torrentizio fortemente inciso.

(settore meridionale) e quello di Sinigo, presentano una transizione alla pianura circostante marcata dalla presenza di intercalazioni di sedimenti fini, di colore bruno o bruno rossastro, con intervalli a gradazione normale, legati alla deposizione di flussi idrici non incanalati.

I depositi di *debris-flow* presentano morfologie caratteristiche. Tra le località in cui possiamo osservare *debris-flow* dalle forme tipiche vi è la conca di Merano 2000 oppure la base del versante N di M. Catino (bacino del T. Talvera) (Fig. 72): dei solchi subparalleli incidono la parte superiore della falda detritica, accompagnati più in basso da piccoli argini e quindi da forme lobate, talora ramificate, che costituiscono dei corpi discontinui alla base del versante. In generale il deposito è composto da ghiaie eterometriche mal classate fino ai *diamicton* massivi; in modo del tutto subordinato possono essere presenti lenti di ghiaie sabbiose embricate, in genere legate all'azione del ruscellamento superficiale convogliato dai solchi.

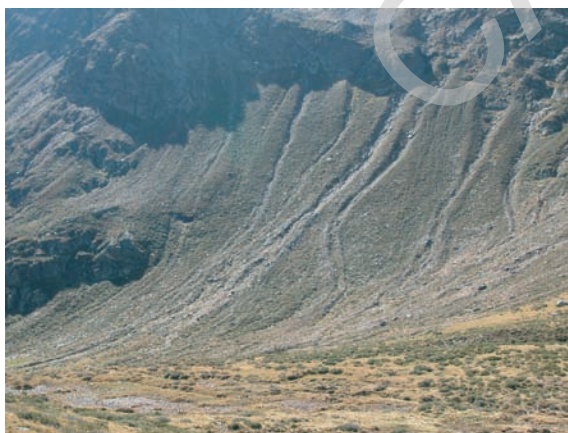


Fig. 72 - Debris-flow sul versante N di M. Catino (bacino del T. Talvera).

I conoidi di *debris-flow* sono sovente forme di modesta estensione, composte da lobi allungati, variamente giustapposti. Esempi di questo tipo sono alla base del versante sinistro della Val Venosta.

Scarse sono le datazioni disponibili per questi sistemi deposizionali. Nella Valle del Rio della Sega (Tab. 7) è stato individuato a 2015 m di quota un suolo sepolto, ricco di carboni, posto a 1 m dal p.c., sormontato da *debris-flow*. La datazione eseguita ha fornito un'età di 980-800 anni d.C. Questa data non esclude che la grande quantità di carboni presente, sia legata a disboscamento da parte dell'uomo, fatto che indirettamente ha favorito lo sviluppo dei processi di trasporto in massa.

Depositi di versante e detriti di falda, localmente a grandi blocchi

Comprendono accumuli di ghiaie o ghiaie e blocchi, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta, con elementi angolosi di provenienza locale e matrice in quantità variabile, a seconda del grado di degradabilità dei litotipi (maggiore ad es. per le arenarie, minore per i porfidi ed i marmi). I depositi, che possono assumere spessori variabili da alcuni m a varie decine di m, presentano struttura sia massiva, sia clinostratificata. Quest'ultimo tipo di struttura è caratteristica dei detriti di falda, ampiamente diffusi alla base delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelifrazione specialmente in alta montagna, dove costituiscono dei prismi paralleli al versante o assumono morfologia a conoide (coni detritici) qualora l'alimentazione sia prevalentemente guidata dalla presenza di un canale. Tra le aree più caratteristiche si ricordano i circhi e le testate dei valloni che si sviluppano sui due lati della dorsale Guardia Alta-Giogo di Marlengo, inoltre sul fianco meridionale del versante dominato dal Cigot-Cima Rosa-M. Mutta nel Gruppo di Tessa e sui due lati della dorsale Picco Ivigna - Punta Cervina, in cui sono presenti fenomeni diffusi di erosione accelerata.

I depositi di versante a grossi blocchi si caratterizzano per l'abbondanza relativa di blocchi di dimensioni metriche; gran parte di questi depositi è collegata a fenomeni di crollo a carattere diffuso che avvengono a spese di una compagine rocciosa spesso fortemente suddivisa per la presenza di vari sistemi di diaclasi. In effetti la maggior distribuzione di questi depositi è all'interno delle aree interessate da DGPV, in cui gli ammassi rocciosi sono maggiormente suddivisi da sistemi di discontinuità, talora aperti. In queste aree, oltre a fenomeni di crollo diffuso, gli accumuli derivano dalla completa disaggregazione di ammassi rocciosi fortemente suddivisi in volumi unitari. Esempi sono i depositi presenti sul fianco sinistro della Val Venosta tra Rablà e Velloi ed in Val Passiria a SE di S. Martino in Passiria.

Tranne i casi di falde detritiche attivamente alimentate, i depositi presentano copertura vegetale da discontinua a continua, localmente con sviluppo di suoli là dove i processi di alimentazione sono cessati da molto tempo.

Specialmente in alta montagna i coni e le falde detritiche sono sovente solcati da canali di *debris-flow* e di valanga, alla base dei quali prendono sviluppo accumuli legati a tali processi, variamente estesi. In molti casi è difficile stabilire un limite tra le due tipologie di depositi, essendo essi interdigerati: in tal caso dal punto di vista cartografico il limite viene posto in base alla predominanza degli uni rispetto agli altri.

Frane

Nel foglio la distribuzione dei fenomeni franosi è ubiquitaria, tuttavia si può osservare una maggiore concentrazione ed estensione dei fenomeni nel Gruppo di Tessa ed in Val Passiria. Questo è in parte legato a condizioni predisponenti quali l'assetto a franapoggio di molti versanti, la grande energia del rilievo, la presenza di ammassi rocciosi fortemente suddivisi per effetto della presenza di fasce di fratturazione e cataclasi, nonché il coinvolgimento in fenomeni di tipo DGPV.

La composizione dei depositi di frana è estremamente variabile e dipende dalle litologie coinvolte e dal tipo di movimento. Nelle frane per crollo, ribaltamento e scivolamento che avvengono a spese del substrato roccioso formato da rocce coerenti, gli accumuli sono prevalentemente costituiti da ghiaia e blocchi eterometrici, con tessitura variabile da aperta a clasto-sostenuta. I clasti sono composti da litotipi locali e sono comunemente spigolosi. Nelle grandi frane di scivolamento in roccia possiamo osservare lo spostamento in blocco di interi ammassi rocciosi e talora delle coltri quaternarie che poggiano su di essi. Nelle frane per scivolamento rotazionale e per colata che coinvolgono rocce pseudocoerenti (arenarie, siltiti, cataclasiti, miloniti, ecc.) ed i depositi glacialigenici, gli accumuli sono comunemente formati da *diamicton* massivi, sovente a supporto di matrice. In quest'ultimo caso le frane sono in genere meno estese, più superficiali, ma sovente più numerose in territori con condizioni predisponenti accentuate.

Tutti i depositi descritti sono attribuibili ad attività avvenuta nel corso dell'Olocene, molti di essi sono connessi a fenomeni attivi o quiescenti (vd. anche § VII.1.).

Tra le frane più caratteristiche per evidenza morfologica, tipologia del movimento ed estensione, sono da annoverare la frana per scivolamento traslativo-crollo a NW dell'Alpe del Dosso, in Val di Plan, il cui accumulo sul fondovalle ha condizionato il deflusso del Rio di Plan, portando al sovralluvionamento del lato a monte. Il movimento, facilitato da condizioni predisponenti quali il versante acclive a franapoggio, l'azione erosiva esercitata dal Rio di Plan alla base dello stesso, ha coinvolto la parte più superficiale dell'ammasso roccioso, che affiora in modo discontinuo nella parte superiore dell'accumulo. Altri accumuli con caratteri simili sono presenti più a monte, sul versante destro della Val di Lazins. Un bel accumulo per scivolamento traslativo in roccia è presente a N del Gioigo di Ulsen, tra 2500 e 2600 m.

Morfologia caratteristica ha la frana di crollo presente a NE del Giogo della Croce nella valle del Rio Deserto (bacino del T. Talvera): si nota una marcata zona di distacco a forma di anfiteatro con scarpata modellata nella formazione di Gargazzone; l'accumulo, che tende ad aprirsi a ventaglio verso valle, ha portato alla deviazione del corso del Rio Deserto poco più N, il quale incidendo la base del versante ha innescato una piccola frana anche sul versante opposto. Data l'ampia presenza di copertura arborea, tenendo conto anche dell'azione svolta dai processi di rimodellamento, l'accumulo risale per lo meno all'Olocene medio.

Una frana di scivolamento rotazionale attiva, caratteristica per le morfologie evidenziate, è quella presente sulla testata del bacino del Rio dei Ronchi (bacino del T. Talvera), che coinvolge vari terreni quaternari. La frana è marcata dalla presenza di numerosi prismi di gradino di frana, di dimensioni decametriche, la cui rotazione ha prodotto delle marcate controscarpate in tutto il settore superiore dell'accumulo.

Grandi frane di scivolamento in roccia, con estensione superiore al km², sono presenti in Val Passiria, vicino a Saltusio (sia a monte di Saltusio, che sul versante di fronte, inoltre in Val Saltusio, a NE del Coston del Gallo), sul versante destro della Valle del Rio Viastrata, sul versante occidentale di Punta delle Laste, a Merano 2000 (Fig. 73), solo per citare le più importanti. Molti di questi fenomeni coinvolgono settori del substrato roccioso interessati da "spostamento in blocco" verso valle.



Fig. 73 - Panoramica sulla conca di Merano 2000; al centro, sullo sfondo, M. Catino (2422 m) ed in primo piano la grande frana di scivolamento che coinvolge il settore sud-occidentale di Merano 2000.

Rock glaciers

I *rock glaciers* inquadrati nel sintema Postglaciale Alpino indistinto sono 9, di cui 4 evolutisi a partire da *till*, e 5 da depositi di versante; sono quasi tutti

ubicati sui Monti Sarentini. La quota delle fronti è compresa tra 2040 e 2615 m. Il più esteso (17 ha) è ubicato in Val del Rio della Sega, a S dell'Alpe Anteran, e presenta una fronte ben definita con un'altezza di una quarantina di m. I depositi sono composti da ghiaie e blocchi eterometrici, talora debolmente sabbiosi, con clasti angolosi e subangolosi prevalenti, formati da litotipi di provenienza locale. I depositi presentano forme piuttosto ben definite, con lobi di flusso accentuati soprattutto nella zona frontale. Alcuni di essi presentano copertura erbosa localizzata, discontinua, soprattutto nella zona frontale. In molti di essi non è chiaro se si tratti di *rock glacier* inattivi, cioè con permafrost confinato in profondità, o relitti, cioè ormai privi di permafrost. Pertanto l'inquadramento nel sistema Postglaciale Alpino è incerto.

Depositi glaciali e crionivali

Evidenze di una dinamica glaciale sviluppatasi nel corso dell'Olocene, in epoca precedente alla PEG, sono piuttosto limitate ed incerte. L'interpretazione si basa soprattutto sulla scarsità dell'evoluzione pedogenetica, se rapportata ai depositi più antichi, e sulla posizione dei depositi, generalmente più a valle, rispetto agli apparati o depositi attribuiti alla PEG. I depositi sono costituiti prevalentemente da *diamicton* massivi, a supporto di matrice, con clasti prevalentemente subangolosi, composti da litotipi locali, interpretati come *till* d'ablazione. Gli affioramenti sono modesti sia in termini di estensione che di spessore (da alcuni m ad una decina di m): i principali si trovano sulla testata della valle di Lazins, a quote superiori ai 2350 m. In ogni caso l'inquadramento stratigrafico di questi depositi risulta non conclusivo.

Sono stati cartografati come depositi crionivali gli accumuli detritici noti come argini detritici di nevaio (*protalus rampart* nella letteratura anglosassone). Si tratta di accumuli composti da ghiaia e blocchi, o blocchi prevalenti, a tessitura aperta o parzialmente aperta, con elementi spigolosi di provenienza locale. In alcuni casi la tessitura dei depositi è riconducibile a *diamicton* a supporto clastico.

Tali depositi sono in genere alla base di un versante, dove presentano una morfologia a cordone, generalmente parallelo al versante stesso, alto alcuni m, lungo in genere alcune decine di m, e separato da esso da un vallo più o meno marcato, in taluni casi colmato da detrito di falda o di origine mista. In dettaglio il singolo argine è composto da un'unica cresta, ma in taluni casi da più creste tra loro molto ravvicinate. Gli esempi più caratteristici si rinvencono nell'area di Merano 2000 e nella Valle del Rio della Sega (tributaria della Val di Pennes) dove è presente il *protalus rampart* di maggiore lunghezza (Fig. 74): poco più di 900 m. L'origine di questi depositi è discussa: in passato essi venivano interpretati come accumulo di detrito che cade o scivola alla base di un nevaio (CASTIGLIONI, 1979), ma altri modelli interpretativi sottolineano il ruolo di spinta (*bulldozing*) esercitato dallo scivolamento basale dei nevai sul detrito presente alla base di un versante (ad es.



Fig. 74 - Panoramica sull'argine detritico di nevaio (protalus rampart) presente sulla testata della valle del Rio della Sega (bacino del T. Talvera); a monte alcuni conoidi di debris-flow, sovrastati dal M. Plat (2615 m). Le aree in erosione accelerata in primo piano si sviluppano entro le fasce cataclastiche presenti in corrispondenza della Linea della Val di Nova.

SHAKESBY *et alii*, 1999) o il *creep* legato alla presenza di ghiaccio interstiziale (HAEBERLI, 1985). Molti dei depositi cartografati sono inattivi ed interessati da processi di rimodellamento.

Depositi colluviali ed antropici

I depositi colluviali non sono particolarmente diffusi, essi trovano la maggiore estensione alla base dei versanti, soprattutto nella fascia di raccordo con il fondovalle dell'Adige o sul fondo di impluvi a debole acclività (ad es. nel settore di versante compreso tra Cermes e Marlengo). Essi sono composti principalmente da *diamicton* massivi o con una stratificazione appena accennata, marcata dalla concentrazione degli elementi più grossolani; lo spessore è in genere di alcuni m. I depositi derivano dall'azione dei processi di dilavamento e gravitativi a spese dei materiali sciolti delle coltri quaternarie, soprattutto di origine glaciale, e di alterazione del substrato roccioso. Nell'Altopiano di Verano sono presenti in ampi settori poco acclivi, alimentati dalle coltri di alterazione sviluppatesi sui Conglomerati di Verano.

I depositi antropici più importanti sono presenti sul fondovalle del F. Adige e del F. Passirio: si tratta in genere di ghiaie miscelate a sabbie o sedimenti fini, spesso derivanti dai prodotti di scarto del lavaggio di vagli o dalla demolizione di edifici. Essi costituiscono i terrapieni sui quali sorgono capannoni ed altri edifici (es. a NW di Plaus), oppure il riempimento di cave esaurite (ad es. a S di S. Martino in Passiria ed a N di Lana) (cfr. anche § VII.4). In quest'ultimo caso possono raggiungere lo spessore di circa 10-15 m.

Discariche esaurite e ripristinate sono presenti a NE di Lana ed a S di Sinigo, mentre invece è ancora attiva la discarica di Naturno a S di Maso Tuile.

5.4.3.1. - Subsintema dell'Amola (PTG₁)

Il subsintema dell'Amola costituisce l'unica unità di rango minore entro il sistema Postglaciale Alpino cartografata nell'area del foglio Merano.

L'unità, mutuata dal vicino foglio Rabbi (MARTIN *et alii*, 2009) per la cartografia dei depositi glacigenici legati alla Piccola Età Glaciale (PEG), ha queste caratteristiche:

1) comprende i depositi glacigenici attribuibili alla PEG e quelli posteriori ad essa fino all'attuale;

2) comprende unicamente depositi glaciali (*till* d'ablazione ed indifferenziato), depositi fluvio-glaciali strettamente correlabili con gli apparati glaciali della PEG, *rock glacier*, attivi e inattivi, sviluppatasi su *till* o su depositi di versante. Comprende inoltre depositi di versante, anche a grossi blocchi, formati unicamente in aree liberatesi dal ritiro glaciale in epoca posteriore alla PEG: la cartografia di questi ultimi è stata definita unicamente sulla base del confronto della cartografia storica di epoche successive;

3) la superficie limite superiore è caratterizzata da assenza di un suolo o con suolo di spessore fino a 5-7 cm, la copertura lichenica ed erbosa possono essere assenti o avere modesta estensione, le morene hanno generalmente un profilo trasversale ben pronunciato, con cresta aguzza;

4) la superficie limite inferiore è generalmente sepolta e corrisponde ad una superficie di inconformità che pone a contatto i depositi dell'unità in esame con quelli del sistema Postglaciale Alpino indistinto o con quelli del subsintema di Malga Fontana Bianca.

Lo spessore massimo dei depositi riferibili alla PEG è dell'ordine di alcune decine di m.

Nell'area del foglio le testimonianze riferibili a questa fase sono unicamente nel Gruppo di Tessa e nel tratto della Catena di confine (Fig.75).

Il riconoscimento dei depositi glaciali riferibili alla PEG si è basato non solo sul rilevamento di terreno con l'acquisizione di elementi di datazione relativa, ma anche sull'analisi della cartografia storica³, tenendo conto anche del contributo della letteratura disponibile per questa regione (soprattutto CASTIGLIONI, 1930).

I *till* d'ablazione sono i più estesi e diffusi. Essi sono composti da *diamicton*

³ A tale scopo si sono utilizzate le seguenti carte:

- Franziszeische Militäraufnahme Karte von Tirol., 1820 ca. Sezioni n. 68, 69, 79, 80, scala 1:28.000. Archivio di Stato, Vienna.
- Culturenskelettkarte, 1855-1861. Scala 1:36.000. Archivio Provinciale di Bolzano, Bolzano.
- Umgebungskarte von Meran, 1887. Scala 1:75.000. K.u.k. Militargeographisches Institut in Wien.
- Oetzthal & Stubai, Blatt III-Gurgl, 1913. Scala 1:50.000. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpen Verein.
- Carta d'Italia alla scala 1:25000: Tav. III NO L'Altissima, ed. 1920, 1923; Tav. III SO Parcines, ed. 1920; Tav. III SE Merano, ed. 1920, 1938. I.G.M.



Fig. 75 - Panoramica sulle morene attribuite alla Piccola Età Glaciale (subsistema dell'Amola) del ghiacciaio del Ceppo (Schropferner), presente sulla sinistra della foto, in secondo piano, alla base delle creste dominate dalla Croda Nera (3153 m) (Val di Fosse, versante sinistro).

a supporto di matrice, massivi, con clasti angolosi e subangolosi, la cui composizione litologica è direttamente dipendente da quella del bacino soprastante; il contenuto in matrice sabbiosa può superare anche il 70 %. Più rari sono i *diamicton* a supporto clastico, massivi, talora derivanti dal dilavamento dei fini da parte delle acque di fusione glaciale. Le morfologie d'accumulo sono ben conservate, talora il processo di degradazione ad opera del ruscellamento superficiale e del colliuvamento è piuttosto spinto e rende difficile il riconoscimento delle morene.

Till indifferenziati sono stati cartografati a NW del ghiacciaio occidentale di Fiammante, nel bacino del Rio di Tel, e nella testata della Val di Fosse. Si tratta anche in questo caso di *diamicton* massivi piuttosto simili a quelli in precedenza descritti.

Tra i migliori esempi di depositi glaciali riferibili alla PEG vi è l'apparato conservato nella valle di Rio Torbo (affluente del Rio di Tel-Valle di Tel) lasciato dal ghiacciaio di Rio Torbo, costituito da due morene laterali che si sviluppano tra i 2481 m e i 2800 m, cui si associano, solo sul lato destro, alcune piccole morene a scarsa continuità laterale. A quota 2700 m è presente una morena frontale, suddivisa in due tronconi dall'erosione fluvio-glaciale attuale, ben riferibile ad una

fronte glaciale degli anni '30 del secolo scorso, come si evince dalla rappresentazione dei ghiacciai fornita da CASTIGLIONI (1928), e dunque ascrivibile all'attività posteriore alla PEG.

I *rock glacier* inquadrati nel subsistema dell'Amola sono una trentina e sono distribuiti nelle stesse zone in cui sono presenti i depositi glaciali della PEG, anzi alcuni di essi derivano dall'evoluzione di ghiacciai della PEG estinti (vd. *infra*). Si tratta sia di *rock glacier* attivi sia di *rock glacier* inattivi *sensu* BARSCH (1996). Tra i *rock glacier* 2/3 sono sviluppati su *till*, gli altri su depositi di versante; la quota delle fronti varia da 2305 a 2860 m. I *rock glacier* che prendono sviluppo da depositi di versante sono mediamente meno estesi (massimo 6 ha) e sono formati da ghiaia e blocchi eterometrici, angolosi, composti da litotipi locali, a tessitura *open-work*; in taluni casi i depositi sono formati da blocchi eterometrici, con volumi di alcuni m³. I *rock glacier* che evolvono a partire da *till*, prevalentemente d'ablazione, hanno una composizione litologica che deriva dai sedimenti di partenza, si tratta cioè di *diamicton* a supporto di matrice o clastici, massivi; rispetto agli altri *rock glacier* contengono una frazione fine sabbiosa, talora sabbioso-limosa, più abbondante, oltre che ciottoli e clasti con un maggior grado di smussamento.

La formazione di un *rock glacier* a partire da un ghiacciaio in fase di estinzione è ben documentata nel caso del *rock glacier* che si estende a N della Cima della Grava (3147 m) fin a ridosso dell'ex Caserma della Guardia di Finanza (2571 m) nella testata della Val di Plan; questo raggiunge un'estensione di circa 1 km² ed è certamente il più esteso tra tutti i *rock glacier* presenti nel foglio. Tutti gli indizi raccolti suggeriscono la presenza di permafrost in profondità: l'attività è in atto ed è ben manifesta non solo per la presenza di una fronte ripida, il cui angolo di riposo supera l'angolo d'attrito normalmente riferibile ai *till* di cui è composto il *rock glacier*, ma anche per la presenza di depressioni, con ristagni d'acqua e piccoli laghetti, legate a fusione di nuclei sepolti di ghiaccio morto. In questa località CASTIGLIONI (1928) descriveva un ghiacciaio di pendio, che sotto i 2650 m circa di quota lasciava il posto ad una coltre morenica, con morfologia irregolare, che veniva interpretata in pratica come la morena superficiale di un ghiacciaio nero in fase di lenta fusione. Nell'interpretazione dell'autore la parte composta da ghiaccio morto era sostanzialmente confinata alla parte marginale, limitrofa alle morene laterali e frontali che all'epoca erano ancor ben riconoscibili e che venivano considerate come "testimoni di una fase passata di grande turgescenza di tutto il ghiacciaio" (PEG, N.d.S.).

Per alcuni *rock glaciers* l'inquadramento nell'unità in esame è incerto.

I depositi di versante sono costituiti da ghiaie e blocchi eterometrici, a tessitura aperta o parzialmente aperta, con clasti di litotipi locali, generalmente angolosi; corrispondono al detrito di falda che ammantava ad alta quota le pareti che bordano

i ghiacciai in alta Val di Fosse, sulla testata della valle del Rio Torbo, a N della Cresta delle Galline e de La Clava.

Gli unici depositi fluvioglaciali cartografati si trovano in Val di Fosse, a N di Pian di Catino. Si tratta di ghiaie con scarsi blocchi, a stratificazione orizzontale grossolana, localmente incrociata, derivanti dalla rielaborazione e dal trasporto a valle del *till* di ablazione deposto durante la PEG dal ghiacciaio dell'Altissima.

Concordemente a quanto rimarcato nel sottopar. 5.4.2 i depositi del subsistema dell'Amola sono inquadrati nell'Olocene (circa XVI sec.-Attuale).

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

VI - ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO

1. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO

(S. Zanchetta, G. Bove, A. Zanchi, A. Gregnanin, S. Poli, con contributi di C. Ambrosi, P. Cortini, A. Crottini, V. Mair, G. Toffolon, S. Tumiasi)

Nell'area del foglio Merano, tutte le unità comprese fra la linea Insubrica (linea Periadriatica) a S e il limite N del foglio sono attribuite al dominio Austroalpino. Questa porzione di crosta continentale è stata interessata da almeno due distinti eventi orogenici (varisico e alpino), che hanno entrambi contribuito alla sua strutturazione. Allo stato attuale delle ricerche non risulta provato il coinvolgimento dell'attuale basamento austroalpino in un metamorfismo caledoniano.

Le ricerche geologiche e i rilievi connessi con la stesura del F° 013 Merano hanno messo in luce la presenza di unità tettoniche di rango inferiore rispetto ai grandi complessi di falde definiti in letteratura, come la “falda dell'Ötztal” o la “falda dell'Ortles-Campo”. Come anticipato nel capitolo precedente, tali unità sono le seguenti, da sud a nord e da est verso ovest: unità d'Ultimo, unità del Tonale, scaglia di Marleno, unità di Pejo, unità di Scena, unità di Punta Cervina, unità di Pennes, unità di San Leonardo, unità di Tessa e unità di Monteneve. Mentre le unità d'Ultimo, del Tonale e di Pejo rappresentano la diretta prosecuzione verso nord delle unità distinte nei fogli adiacenti (Appiano e Rabbi), quelle affioranti a N dell'Adige e a N di Merano vengono definite per la prima volta in questo foglio. Le loro relazioni con la falda Ötztal-Stubai e la falda dell'Ortles-Campo rimangono comunque ancora da approfondire. Delle più meridionali di questo gruppo di unità, quella di Scena è delimitata dalla linea Merano-Mules, mentre l'unità di Tessa, che si estende fino alla conca di Merano, resta a tetto dell'unità

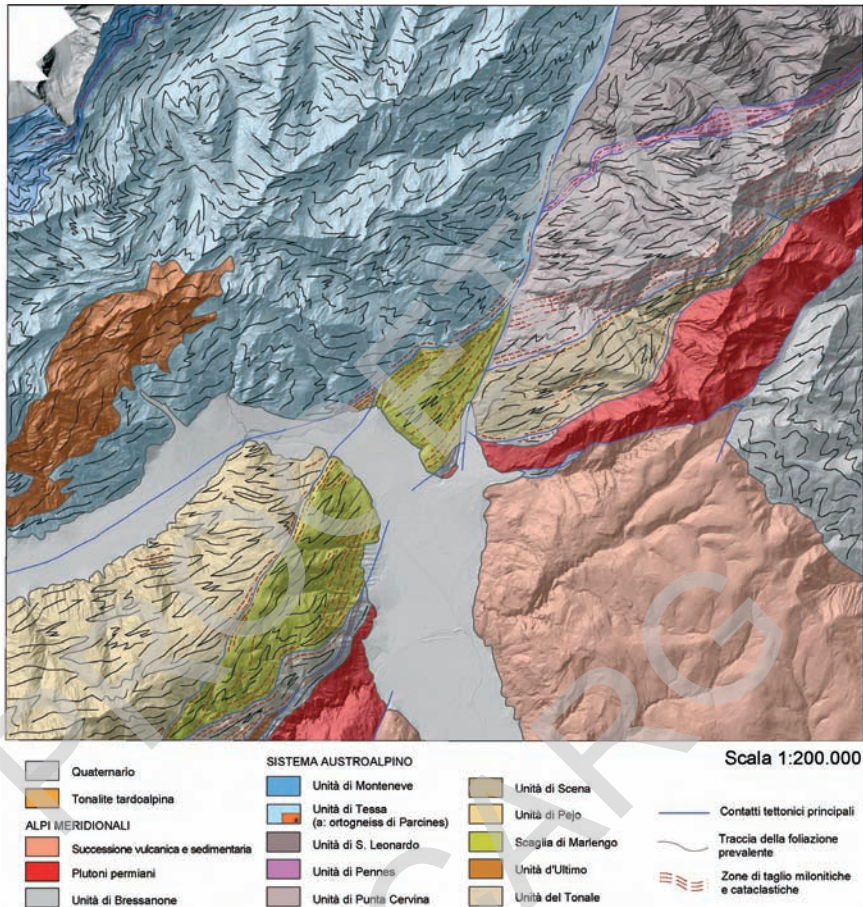


Fig. 76 - Carta della foliazione principale delle unità tettono-metamorfiche, a cura di G. Bove.

di Pejo appartenente alla falda dell'Ortles-Campo, ed è separata da quest'ultima dalla zona di taglio testimoniata dalle miloniti del Thurnstein e dalla loro probabile prosecuzione verso ovest lungo il fondovalle della Venosta.

Il territorio a N della conca di Merano presenta caratteristiche geologiche peculiari. La principale è data dalla marcata differenza tra i due versanti della bassa Val Passiria, legata alla presenza della linea della Passiria (faglia trascorrente sinistra), estesa tra Tirolo e San Leonardo, che costituisce un importante limite tettonico. La diversità dei caratteri tra i due lati della valle è legata a due principali aspetti (SPIESS, 1995): (i) in sinistra, sono presenti unità tettono-metamorfiche

con dominante impronta metamorfica di età varisica e retrocessione alpina di basso grado, separate fra loro da grandi zone di taglio che non trovano riscontro in destra; (ii) in destra, sono presenti unità tettono-metamorfiche con metamorfismo alpino di medio-alto grado.

I rilievi e gli studi svolti durante il progetto CARG, combinati con i dati della letteratura più recente, hanno fornito un quadro inedito dell'evoluzione tettono-metamorfica delle varie unità, parzialmente già delineato nei capitoli precedenti e di seguito illustrato in modo approfondito. Le analisi strutturali di dettaglio svolte nel corso dei nuovi rilevamenti hanno permesso di ricostruire la successione degli eventi deformativi in ciascuna delle varie unità tettono-metamorfiche e di correlare, dove possibile, gli eventi deformativi alla crescita delle paragenesi metamorfiche. La ricostruzione della successione delle fasi deformative è stata effettuata applicando i metodi tradizionali del rilevamento strutturale, comprendenti anche un'analisi sistematica delle tracce delle foliazioni e dei piani assiali delle diverse generazioni di pieghe. Particolare attenzione infine è stata rivolta anche allo studio delle numerose zone di taglio di tipo fragile e duttile. L'elaborazione di questi dati ha reso possibile la ricostruzione dell'andamento della foliazione principale e la stesura di una carta delle foliazioni allo scopo di mettere in evidenza i rapporti geometrici esistenti all'interno delle unità e al loro contatto (Fig. 76). Si ricorda, che le tracce rappresentate nel precedente schema si riferiscono alla foliazione principale (S_2) presente in ciascuna unità. Per questo motivo, trattandosi di unità tettono-metamorfiche con differente evoluzione, tali foliazioni possiedono generalmente differente significato strutturale e metamorfico, rendendo spesso difficoltosa la loro diretta correlazione. Per la nomenclatura dei vari eventi deformativi riconosciuti e per l'interpretazione del loro significato, si rimanda alla premessa metodologica del capitolo V e alle parti successive.

1.1. - LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE AD OCCIDENTE DELLA LINEA DELLA PASSIRIA

Ad occidente della linea della Passiria sono state distinte due unità tettono-metamorfiche: l'*unità di Monteneve* e l'*unità di Tessa*. La prima si estende dall'alta Val di Fosse fino alla Valle dell'Isarco; il suo limite settentrionale è costituito dalla linea di Monteneve, che la separa dalla falda dell'Ötztal. L'unità di Tessa copre invece il vasto territorio compreso tra le alte Valli di Plan e Racines, fino alla conca di Merano. Il limite tra le due unità è marcato dalla presenza di fasce milonitiche, che accostano una alternanza di varie litologie: micascisti filladici (*OSF*), anfiboliti (*OSA*), marmi (*OSB*), calcescisti (*OSC*) e quarziti (*OSQ*) caratterizzate da grana pluricentimetrica di granato e anfibolo, a micascisti (*OTM*) e paragneiss (*OTP*) a grana più fine ('micascisti argentei' *Auct.*).

Le due unità sono accomunate da età radiometriche alpine (circa 80-90 Ma). L'unità di Monteneve e l'adiacente unità di Tessa mostrano altresì un'evoluzione tettono-metamorfica con alcuni tratti in comune, in particolare per quanto riguarda le ultime fasi di deformazione, quantomeno a partire dalle strutture attribuite alla fase D₂, come è emerso dagli studi effettuati durante la redazione del presente foglio sulla terminazione SW dell'unità di Monteneve in Val di Fosse e sul circostante basamento dell'unità di Tessa nella zona Cima Fiammante-Cima Bianca Grande-Altissima (ZANCHETTA, 2007; ZANCHI *et alii*, 2009).

La ragione per cui le due unità vengono distinte risiede nelle diversità finora emerse sulle condizioni del metamorfismo pre-D₂. L'unità di Tessa si distingue, infatti, per la presenza di numerosi relitti eclogitici inglobati in metabasiti di facies anfibolitica (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001; HÄBLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA, 2007). Tali relitti non sono mai stati ritrovati nell'unità di Monteneve, dove il metamorfismo pre-D₂ avrebbe invece raggiunto condizioni di pressione inferiori. Secondo SÖLVA *et alii* (2005), l'accoppiamento fra le due unità sarebbe avvenuto durante la fase deformativa D₂, corrispondente, per quanto riguarda le eclogiti dell'unità di Tessa, ai primi stadi di esumazione.

1.1.1. - *Unità tettono-metamorfica di Monteneve*

Questa unità affiora nel foglio Merano in una limitata area coincidente con l'alta Val di Fosse e con la cresta spartiacque fra Italia ed Austria, fra le cime dell'Altissima (3482 m) e la Cima delle Anime (3470 m), sul versante settentrionale della Valle di Plan (Fig. 77). A scala regionale, l'unità di Monteneve presenta un settore centrale costituito da micascisti di aspetto filladico, mentre nella parte esterna compare la "serie delle alternanze" o "serie policroma", caratterizzata dalla diffusa presenza di carbonati associata a granato e anfibolo con grana pluricentrica. Nel F° 013 Merano affiora soltanto la serie delle alternanze meridionale, qui particolarmente ricca di quarziti e di livelli ricchi di carbonati.

Le analisi strutturali svolte nel corso dei rilievi hanno permesso di accertare la presenza di almeno tre distinte fasi deformative duttili. La fase D₁ è attualmente visibile solo localmente sottoforma di pieghe ripiegate (Pian del Catino e Croda Rotta in Val di Fosse); le strutture D₁ si manifestano più spesso a scala mesoscopica come cerniere di pieghe relitte preservate nei domini intrafoliali della foliazione S₂. All'interno dei livelli di marmi e calcescisti tali relitti sono particolarmente numerosi, ma spesso difficilmente interpretabili ai fini della ricostruzione delle originarie orientazioni, data la notevole dispersione dei dati giacitureali, dovuta sia alla trasposizione delle strutture D₁ effettuata dalle fasi successive, sia al comportamento reologico dei litotipi in questione. Relitti D₁ sono invece ben visibili alla microscala (sezione sottile) all'interno dei micascisti filladici, dove si



Fig. 77 - Versante sud dell'Altissima. Il triangolo chiaro della piramide sommitale è formato da quarziti dell'unità di Monteneve. Il limite Monteneve-Tessa passa circa a metà parete, in corrispondenza del livello di marmi che si vede al centro della foto.

osservano frequentemente tracce di una foliazione S_1 individuata da mica chiara e biotite e, più raramente, da anfibolo. Per quanto concerne i campioni prelevati all'interno dell'area del foglio Merano, le analisi effettuate non hanno permesso di determinare in modo accurato le condizioni di pressione e temperatura per il metamorfismo associato alla fase D_1 . Dati di letteratura (KONZETT & HOINKES, 1996), ottenuti su anfiboliti a paragonite appartenenti all'unità di Monteneve, ma affioranti nella Valle del Lago (Seeberg Tal), 2-3 chilometri a NE dell'alta Val di Fosse, indicano condizioni di transizione fra la facies anfiboliti a granato e quella eclogitica (550-600°C, 0.8-1.0 GPa).

La fase successiva, denominata D_2 , è responsabile dello sviluppo di pieghe isoclinali dalla micro alla macroscale, alle quali è associato lo sviluppo di una foliazione (S_2) pervasiva su scala millimetrica, che rappresenta attualmente l'elemento dominante del *fabric* micro e mesoscopico. I dati giacitureali mostrano un'immersione prevalentemente verso NW con inclinazioni variabili. La foliazione S_2 è individuata da mica chiara (muscovite e paragonite) e biotite nei mica-scisti, da anfibolo e clinozoisite nelle anfiboliti e da un *layering* composizionale nei calcescisti, dato dall'alternanza di livelli ricchi in silicati con livelli prevalentemente carbonatici. Le condizioni P-T associate a questa fase deformativa indicano 0.6-0.8 GPa e 600-650°C (KONZETT & HOINKES, 1996).

L'ultima fase deformativa duttile chiaramente riconosciuta sul terreno è la D₃, responsabile dello sviluppo di pieghe da chiuse a serrate SE-vergenti, alle quali solo localmente è associato lo sviluppo di una foliazione di piano assiale individuata, nei micascisti, da mica chiara e biotite. In questo settore sono state descritte strutture a *Schlingen* (pieghe a laccio) da SANDER (1920a, 1929), poi studiate da SCHMIDEGG (1933a, b, 1936). Si tratta di strutture caratterizzate da pieghe con assi subverticali sviluppate sia a scala centimetrica che chilometrica. Le particolari strutture a *schlingen* presenti nella terminazione SW dell'unità di Monteneve, appartenenti all'area tipo di SCHMIDEGG (1932), per quanto visto sul terreno, sono da attribuirsi alla sovrapposizione delle strutture D₃ sulla D₂. A sud di Maso Gelato, poche centinaia di metri al di fuori del foglio 013 Merano, GREGNANIN (1980) e GREGNANIN *et alii*, (1995) hanno segnalato una debole foliazione alpina D₃ presente nelle pseudomorfosi micacee formate a spese di precedenti cristalli di staurolite. Nelle ombre di pressione intorno ai porfiroblasti di granato compare la biotite.

In alcuni litotipi, quali micascisti a granato ed anfibolo e anfiboliti a carbonati, si osserva una crescita statica di anfibolo e raramente di granato successiva alle strutture della fase D₂ e precedente alla D₃, che produce delle facies litologiche caratterizzate da grana grossolana ed anfibolo disposto a covoni (sentiero dal Maso Gelato al Passo Gelato, alta Val di Fosse).

1.1.2. - Unità tettono-metamorfica di Tessa

L'unità di Tessa affiora nel foglio Merano in un ampio settore a W della Val Passiria compreso tra la Val Venosta a S e la Valle di Plan in alta Val Passiria.

Come anticipato nel precedente paragrafo, l'unità di Tessa e l'unità di Monteneve hanno avuto una storia comune a partire dalla fase deformativa D₂, mentre l'evoluzione pre-D₂ si differenzia per la presenza di un evento di alta pressione che si osserva solo nel Tessa, indicato dalla presenza di *boudins* di metabasiti con relitti eclogitici (*OTE*).

Le analisi strutturali svolte nel corso dei rilievi hanno permesso di confermare la presenza di almeno tre distinte deformazioni duttili come osservato in precedenza da SPALLA (1989, 1990, 1993) e GREGNANIN *et alii* (1995). Si ricorda che le fasi D₂ e D₃ sono le stesse descritte per l'unità di Monteneve, mentre la fase deformativa D₁ del Tessa non coincide con la D₁ dell'unità di Monteneve, avendo le due unità un'evoluzione comune solo a partire dalla fase D₂.

Le strutture mesoscopiche associate alla prima fase deformativa D₁ si riducono principalmente a relitti di foliazione S₁, individuata da mica chiara e biotite nei micascisti (*OTM*) e paragneiss (*OTP*) e a cerniere di pieghe sradicate evidenziate da livelletti quarzosi nei micascisti (*OTM_q*). Altre evidenze delle strutture



Fig. 78 - Figura d'interferenza fra pieghe D2 e D3 (Valle del Rio Tel).

D1 sono presenti nelle alternanze micascisti-marmi-calcescisti della Cima Bianca Grande e della Cima Grava, dove sono visibili figure di interferenza fra le pieghe D1 e D2. Le strutture di questa prima fase sono poi state trasposte dalle fasi successive D2 e D3 (Fig. 78).

Relitti di strutture attribuite alla fase D1 sono inoltre presenti all'interno dei vari corpi, livelli e *boudins* di anfiboliti (*OTF*) incassati nei micascisti (*OTM*) e nei paragneiss (*OTP*). Nei *boudins* e livelli di anfiboliti con relitti eclogitici (*OTE*) presenti in Valle di Ulfas, a Saltusio e Valclava, si individua talora una foliazione marcata da clinopirosseno, oltre che un *layering* composizionale dato dall'alternanza di livelli a clinopirosseno + zoisite/clinozoisite e livelli a granato + anfibolo. Queste strutture pre-D2 presenti nell'anfibolite non sono tuttavia direttamente correlabili ai relitti D1 osservati nella restante parte di basamento e potrebbero essere precedenti agli stessi. Una correlazione fra associazioni eclogitiche (Saltusio) e foliazione S1 nei micascisti (*OTM*) e paragneiss (*OTP*) è stata proposta da HOINKES *et alii* (1991), SÖLVA *et alii* (2001) e HÄBLER *et alii* (2006), anche se nelle stime P-T da loro presentate, vi è discordanza fra i valori proposti per le associazioni sin-S1 nelle metapeliti (550-600°C, 0.9-1.1 GPa) e le associazioni eclogitiche delle metabasiti (500-550°C, 1.4-1.6 GPa). Una tale discrepanza risulta ancora più ampia considerando le stime P-T effettuate sulle eclogiti di Ulfas, individuate per la prima volta nel corso dei rilevamenti del foglio da G. BOVE, le quali indicano pressioni molto maggiori, prossime alla transizione quarzo-coesite

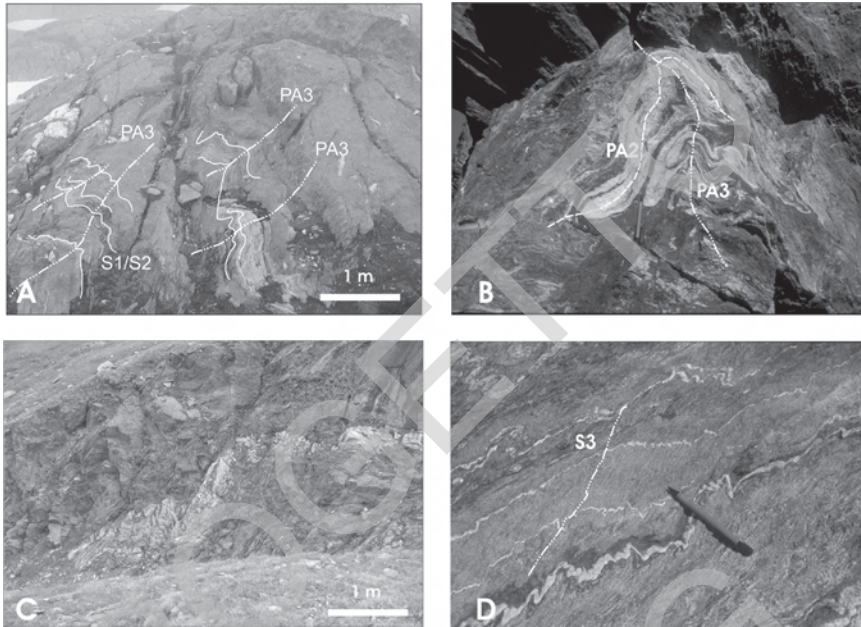


Fig. 79 - Figure d'interferenza D_2 - D_3 in Val di Fosse e Val di Lazins.

(630-690°C, 2.6-2.9 GPa; ZANCHETTA, 2007).

La seconda fase deformativa duttile D_2 riconosciuta sul terreno è la responsabile, insieme alla successiva D_3 , di buona parte dell'assetto strutturale odierno delle unità di Tessa (Fig. 79 e 80). Pieghe da serrate a isoclinali sono le strutture più diffuse, sviluppate sia a scala mesoscopica che regionale (vedi zona Fiammante e Cima Bianca, Figg. 81 e 82). Al piegamento è associato lo sviluppo di una foliazione S_2 , individuata da associazioni mineralogiche di facies anfibolitica (GREGNANIN & PICCIRILLO 1969a, b; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001). In prossimità del contatto fra l'ortogneiss di Parcines (*OTH*) e i paragneiss (*OTP*), la foliazione S_2 assume un carattere milonitico, sia nell'ortogneiss che nell'incassante, probabilmente per effetto del contrasto di competenza fra i due litotipi.

Nell'unità Tessa i piani assiali delle pieghe D_2 e la foliazione S_2 immergono generalmente verso il quadrante NW, da poco a molto inclinati. Gli assi D_2 immergono da NW a NNE con inclinazioni variabili da pochi gradi a 30-40°. Localmente le strutture D_2 risultano parallelizzate alle successive strutture D_3 , con piani assiali sempre immergenti a NW, ma con assi suborizzontali con trend NE-SW (Fig. 83). Tale effetto sembra aumentare procedendo da N a S, man mano che ci si avvicina alla linea Insubrica. Una lineazione mineralogica correlata a questa fase è osservabile localmente (alta Valle di Lazins, Val di Fosse) all'interno

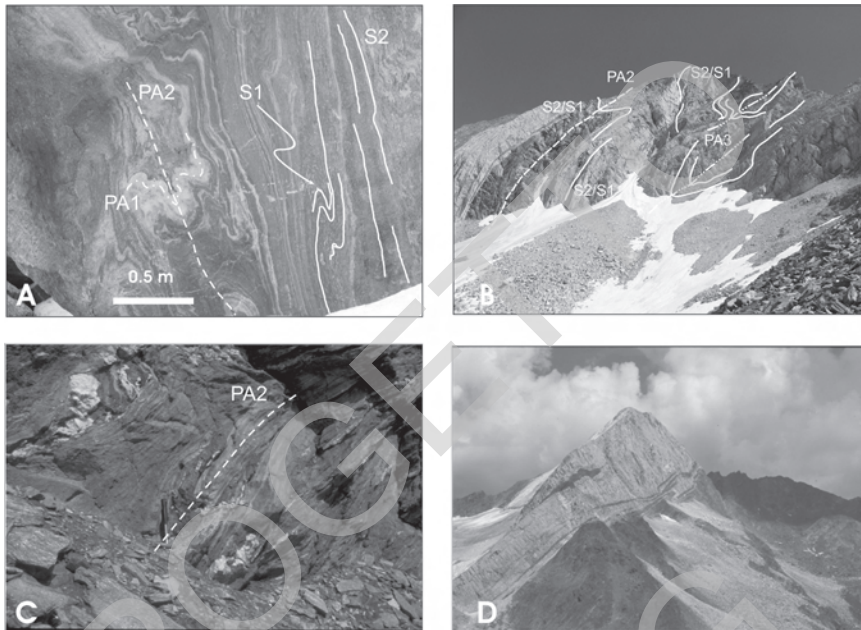


Fig. 80 - Strutture D_2 - D_3 in Val di Fosse e nell'area della Cima Fiammante.

dei micascisti (OTM) e dei paragneiss (OTP) ed è individuata dall'orientazione preferenziale di mica chiara e biotite.

La successiva fase D_3 ristrutturava profondamente il basamento, come già osservato da GREGNANIN *et alii* (1995), interferendo con le pre-esistenti strutture D_2 e conferendo l'attuale assetto strutturale sia dell'unità di Tessa che dell'unità di Monteneve (Fig. 79 e 80).

Le strutture D_3 sono presenti a scala regionale come pieghe S-vergenti, da poco aperte a serrate, generalmente asimmetriche, con i fianchi meridionali talora parzialmente elisi. I piani assiali immergono per lo più verso NW con inclinazioni variabili (Fig. 83). Nel settore più meridionale dell'unità gli assi hanno inclinazioni basse, con immersione prevalente verso N e NW.

Nel settore posto direttamente a contatto con l'unità di Monteneve (Fig. 83), gli assi assumono generalmente immersioni verso NW con inclinazioni superiori ai 45° , formando delle strutture di interferenza a scala macroscopica di dimensioni fino a chilometriche, già descritte nel precedente capitolo a proposito dell'assetto della Val di Fosse. Le figure di interferenza risultanti sono generalmente dei tipi 2 e 3 di RAMSAY & HUBER (1987).

Alla microscala, la fase D_3 si evidenzia per lo sviluppo di una crenulazione, evidente soprattutto nei litotipi più ricchi di miche. Sui fianchi delle micropieghe



Fig. 81 - *Pieghe D2-D3 sulla parete SW della Cima Bianca Grande.*



Fig. 82 - *Figure d'interferenza D2-D3 sulla parete SW della Cima Grava.*

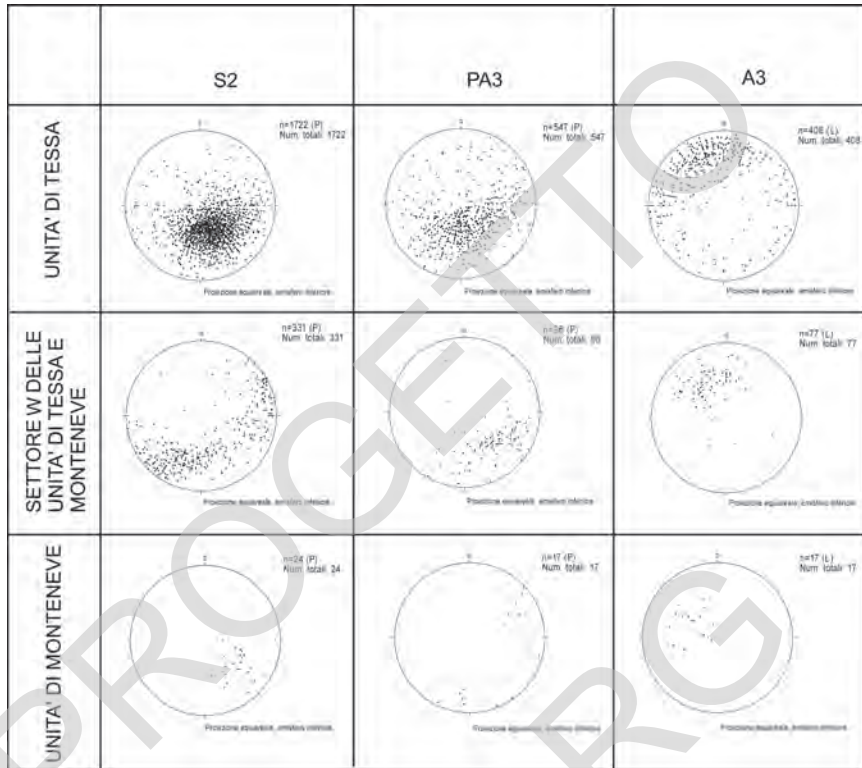


Fig. 83 - Proiezioni stereografiche degli elementi del fabric misurati nell'unità di Tessa e nell'unità di Monteneve.

si osserva lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione dato dalla ri-orientazione delle miche sulla S_1 e S_2 . Localmente (Valle di Ulfas, Val di Fosse, Valle di Lazins) lungo il clivaggio S_3 si osserva anche lo sviluppo di biotite + mica chiara in micasisti (*OTM*) e paragneiss (*OTP*) e di anfibolo e biotite negli gneiss anfibolici della Val di Lazins (*OTF*).

Le deformazioni successive alla D_3 , omettendo faglie e zone di taglio alpine descritte nel relativo paragrafo, sono limitate e non partecipano in modo significativo all'attuale assetto strutturale delle unità di Tessa e Monteneve. Le strutture post- D_3 più significative sono rappresentate da pieghe aperte con lunghezza d'onda da metrica a decametrica, presenti un po' ovunque, ma soprattutto nella fascia più meridionale dell'unità di Tessa. Queste pieghe, attribuite a una fase deformativa D_4 , indicano la transizione da un regime di deformazione duttile a uno fragile, come suggerito da un frequente clivaggio di fratturazione nelle zone di cerniera. I piani assiali di queste pieghe sono sempre subverticali, con assi

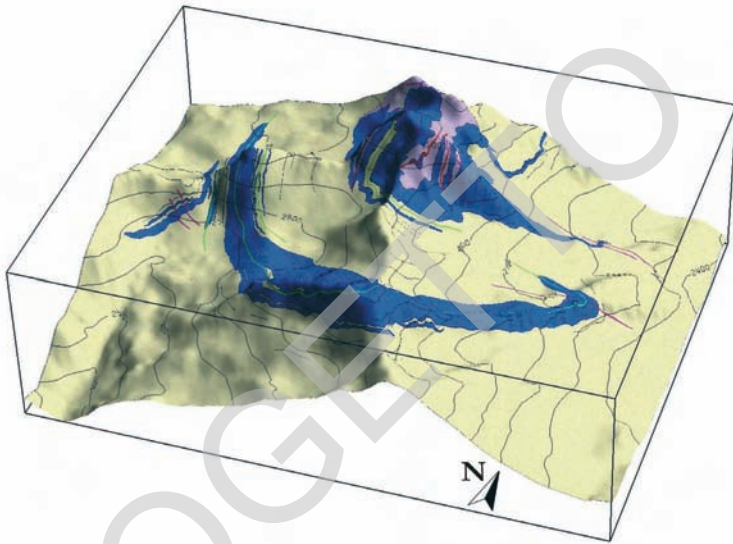


Fig. 84 - Carta interpretata e drappeggiata su DTM della zona Cima Bianca Grande-Fiammante.

orizzontali a trend E-W. Altre strutture minori correlate a questa fase o potenzialmente successive ad essa, sono rappresentate da *kink bands* centimetriche e zone di taglio con spessori variabili da qualche centimetro a pochi decimetri diffuse in tutta l'area.

I rilievi strutturali di dettaglio, insieme ai dati raccolti nell'ambito del progetto CARG, sono stati utilizzati per costruire un modello in 3D di alcune strutture significative della zona prima descritta (ZANCHETTA, 2006; ZANCHI *et alii*, 2009), in particolare della sinforme presente nei marmi della Cima Bianca Grande (Fig.



Fig. 85 - Cima Fiammante e Cima Bianca Grande, Valle di Lazins.

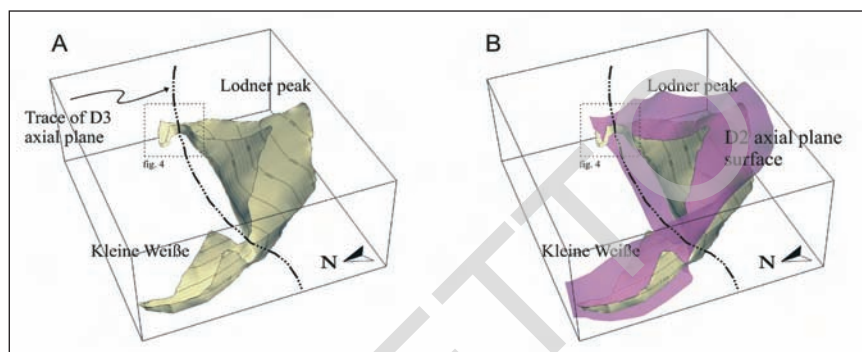


Fig. 86 - Ricostruzione 3D della sinforme di fase D_2 ripiegata dall'evento D_3 della Cima Fiammante.

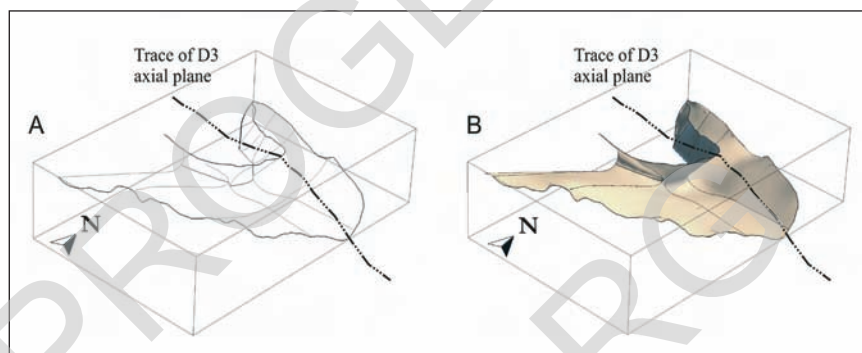


Fig. 87 - Dettaglio del modello 3D: cerniera di una piega D_2 ripiegata dalla fase D_3 , terminazione orientale della sinforme di Cima Fiammante, Val di Lazins.

84, 85 e 86) e della figura di interferenza D_3 - D_2 esistente nella terminazione E in Val di Lazins dei marmi (Fig. 86).

Il quadro strutturale ricostruito concorda sostanzialmente con quelli proposti da VAN GOOL *et alii* (1987), GREGNANIN & VALLE (1995) e GREGNANIN *et alii* (1995) per l'area del Gruppo di Tessa e della terminazione SW dell'unità di Monteneve in Val di Fosse.

1.1.3. - Evoluzione tettono-metamorfica dell'unità di Tessa e dell'unità di Monteneve

Per quanto riguarda la successione degli eventi magmatici e metamorfici che hanno interessato le unità di Monteneve e di Tessa, di seguito viene presentata una ricostruzione ottenuta integrando i risultati originali prodotti nel corso del proget-

to CARG con i dati disponibili in letteratura. Nell'ambito del presente progetto ci si è concentrati sullo studio delle metabasiti, in quanto solo all'interno di questi litotipi è stato possibile ricostruire in modo dettagliato la storia evolutiva antecedente all'evento metamorfico in facies anfibolitica, contemporaneo alla fase deformativa D2, che ha praticamente obliterato la storia pregressa nelle metapeliti e nelle altre litologie.

Il primo evento ricostruibile è l'intrusione del corpo granitoide di Parcines (*OTH*) la cui origine magmatica è stata per la prima volta riconosciuta da GREGNANIN & SASSI (1969). L'intrusione è stata datata intorno ai 450 Ma da ZANTEDESCHI *et alii* (1991), età simile a quella indicata per tutti i protoliti magmatici degli ortogneiss dell'Ötztal-Stubai (BORSI *et alii*, 1980). Gli eventi magmatici e metamorfici avvenuti nel lasso di tempo che va dai 480 ai 420 Ma vengono comunemente indicati come caledoniani, il che sta ad indicare un evento orogenetico dai contorni spaziali e temporali non sempre ben definiti avvenuto nell'Ordoviciano e Siluriano inferiore. Intorno al corpo granitoide di Parcines (Malga Tablà, Nassereto, Laghi della Val Sopranes) si osservano frequentemente "migmatiti di iniezione" (*OTH_a*), date dall'intrusione negli gneiss incassanti di filoncelli aplitici e granitici derivati dal plutone, e, più raramente, limitati fenomeni di fusione parziale dei paragneiss con la formazione di bordi melanocrati al contatto con la massa magmatica. Gli originali rapporti intercorrenti fra l'ortogneiss di Parcines (*OTH*) e i paragneiss (*OTP*) sono attualmente difficili da ricostruire, data l'intensa trasposizione di queste strutture dovuta alle fasi deformative e alla ristrutturazione metamorfica successiva all'intrusione. Finora, non sono stati trovati elementi che consentano di riconoscere un metamorfismo dei paragneiss precedente all'intrusione, mentre tutte le strutture studiate sono successive (GREGNANIN & SASSI, 1969; SPALLA, 1989, 1990, 1993).

Il primo evento riconoscibile, successivamente all'intrusione dell'ortogneiss di Parcines (*OTH*), è rappresentato da un metamorfismo in facies eclogitica, segnalato per la prima volta da THÖNI & HOINKES (1987) e POLI (1991) nelle metabasiti e da SPALLA (1989, 1993) nelle metapeliti dell'unità di Tessa. Le eclogiti sono preservate come *boudins* o livelli metrici all'interno di corpi di anfiboliti a granato (*OTF_a*). Gli affioramenti di anfiboliti a granato con relitti eclogitici (*OTE*) più significativi sono quelli di Saltusio (THÖNI & HOINKES, 1987; HOINKES *et alii*, 1991; HÄBLER *et alii*, 2006) e della Valle di Ulfas (Fig. 88), individuati per la prima volta nel corso dei rilevamenti del presente foglio. L'associazione di massima P delle eclogiti di Saltusio è formata granato + onfacite + anfibolo + clinozoisite + fengite (Stage 2 di HÄBLER *et alii*, 2006), per la quale vengono proposte condizioni di equilibrio di 540-620°C a 1.2÷1.4 GPa, simili a quelle già proposte da HOINKES *et alii* (1991), che si attestavano su temperature di 500-550°C e pressioni minime di 1.1÷1.2 GPa.

Condizioni di pressione simili, ma con temperature più elevate (640-680°C),



Fig. 88 - Le eclogiti della Valle di Ulfas: a) boudin eclogitico nelle anfiboliti a granati; b) transizione anfibolite-eclogite; c) e d) particolari delle vene ad anfibolo, plagioclasio, carbonati, epidoto e mica chiara che tagliano i boudins eclogitici. Unità di Tessa.

sono state proposte da POLI (1991) per i relitti eclogitici nelle anfiboliti di Moso (appena a N del presente foglio e facenti parte dell'unità di Tessa) e da SPALLA (1993) per le metapeliti e gli ortogneiss affioranti nell'alta Val di Sopranes (640÷680°C e 0,9÷1,1 GPa). Le analisi effettuate nel corso dei nuovi rilievi sui campioni di micascisti (*OTM*) e paragneiss (*OTP*) dell'unità Tessa, hanno sostanzialmente confermato i risultati presenti in letteratura. L'associazione mineralogica sin- D_1 è data da $Qtz + Bt + Wm + Ilm$ e le stime termobarometriche indicano pressioni nell'ordine di 1,1 - 1,2 GPa, con temperature intorno a 500°C, inferiori a quelle riportate in letteratura. In alcuni campioni è stata osservata la presenza di un'associazione mineralogica relitta ($Qtz + Bt + Chl + Rt$), preservata nei nuclei dei porfiroblasti di granato e possibilmente rappresentativa di uno stadio pre-eclogitico.

Le eclogiti parzialmente anfibolitizzate della Valle di Ulfas mostrano condizioni di equilibrio sensibilmente differenti, con pressioni prossime alla transizione quarzo/coesite. L'associazione in facies eclogitica è qui data da granato ($Grs_{22}Pyr_{10}Alm_{67}Sps_1$) + onfacite (Jd₄₅₋₄₈) + mica chiara fengitica (3.61 a.p.f.u. di Si) + zoisite (2.8-2.95 a.p.f.u. di Al) + titanite alluminifera ($X_{Al} = 0.34$,

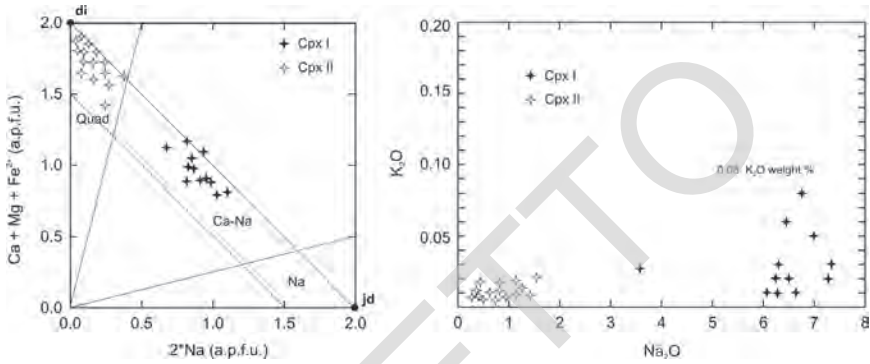


Fig. 89 - Diagrammi composizionali dei clinopirosseni delle eclogiti di Ulfas. Si noti come i relitti di clinopirosseno sodico abbiano un contenuto di K sensibilmente elevato, indice di condizioni di equilibrio di pressioni molto elevate.

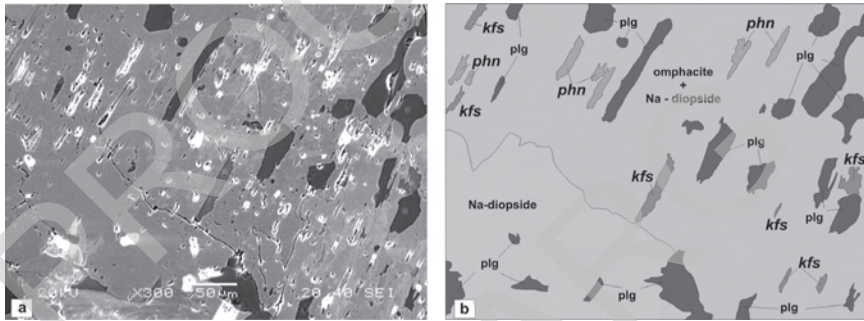


Fig. 90 - Immagine BSE delle lamelle fengitiche e di K-feldspato preservate nei relitti di clinopirosseno omfacitico.

dove $X_{Al} = Al / (Al + Fe^{3+} + Ti)$ e carbonati. Un successivo riequilibrio, in condizioni prossime alla transizione di facies eclogitica/anfibolitica, è data dalla crescita di simplectiti di diopside sodico (Jd10) + anfibolo pargasitico sul clinopirosseno omfacitico, da bordi di mica chiara fengitica con contenuti in Si di 3.40-3.45 a.p.f.u. e da una seconda generazione di titanite. Caratteristica delle eclogiti di Ulfas è la presenza, all'interno dei relitti di clinopirosseno omfacitico (Fig. 89), di lamelle di K-feldspato e di mica chiara fengitica, interpretate come essoluzioni da un precedente clinopirosseno ricco in K (Fig. 90).

Le stime termobarometriche effettuate sull'associazione eclogitica di Ulfas hanno indicato pressioni di 2.6-2.9 GPa e temperature di 630-690°C. Le pressioni stimate collocano l'evento eclogitico del basamento di Tessa in prossimità del campo di metamorfismo dell'Ultra High Pressure (UHP).

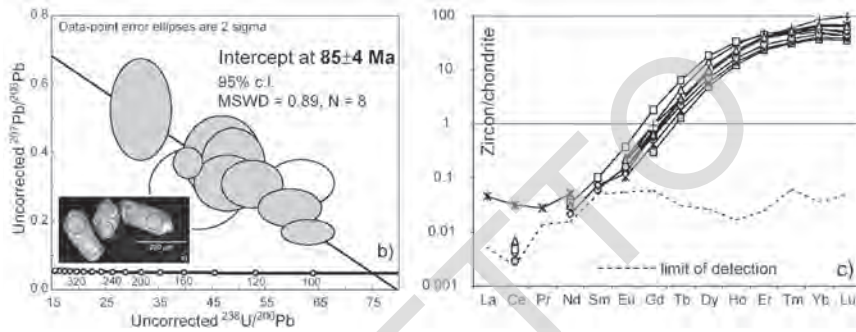


Fig. 91 - Dati relativi agli zirconi delle eclogiti di Ulfas. Si può notare l'impoverimento in REE pesanti, indicativo della presenza di granato al momento della cristallizzazione.

Dalle eclogiti di Ulfas sono stati separati degli zirconi per datazioni U-Pb effettuate allo SHRIMP di Canberra (Australia), grazie alla collaborazione con D. RUBATTO. Oltre alle datazioni SHRIMP gli zirconi sono anche stati analizzati con metodo LA-ICPMS per verificarne la composizione in termini di REE ed elementi in traccia (Fig. 91).

Le analisi effettuate hanno confermato la cristallizzazione degli zirconi in presenza di granato e in contemporanea assenza di plagioclasio, quindi in condizioni P-T di facies eclogitica o anfibolitica a granato. L'età ottenuta è di 84 ± 5 Ma, identica a quella proposta per le eclogiti di Saltusio da HÄBLER *et alii* (2006), ottenuta con metodo Sm-Nd su granato.

Come già anticipato, le analisi strutturali svolte sul terreno e lo studio delle sezioni sottili hanno evidenziato un'evoluzione tettono-metamorfica comune per le unità di Monteneve e Tessa, a partire dalla fase deformativa D_2 e dal correlato metamorfismo in facies anfibolitica a granato.

Per la fase deformativa D_2 i dati presenti in letteratura indicano condizioni P-T nell'ordine di 550 - 650°C e 0.6 - 0.7 GPa (HOINKES, 1981; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001). I nuovi dati raccolti nel corso di questo progetto sulle metapeliti dell'unità di Tessa (OTM e OTP) indicano delle pressioni e temperature leggermente superiori ($0,8$ - $0,9$ GPa e 650 - 700°C).

Per quanto riguarda l'età del metamorfismo in facies anfibolitica subito dall'unità di Tessa e da quella di Monteneve, i dati esistenti riguardano principalmente datazioni radiometriche su miche (THÖNI, 1983, 1986, 1988; ZANTEDESCHI, 1991) ma anche su granati (SÖLVA *et alii*, 2005) ed anfiboli (KONZETT & HOINKES, 1996) che, nel complesso, indicano un generale riassetto degli orologi isotopici tra i 90 e i 75 Ma, con la maggior parte delle età che si attesta intorno al valore di 80 Ma. Datazioni effettuate su zone di taglio in facies di scisti verdi (SÖLVA *et alii*, 2005) indicherebbero però che già fra i 75 e i 70 Ma le unità di Tessa e di

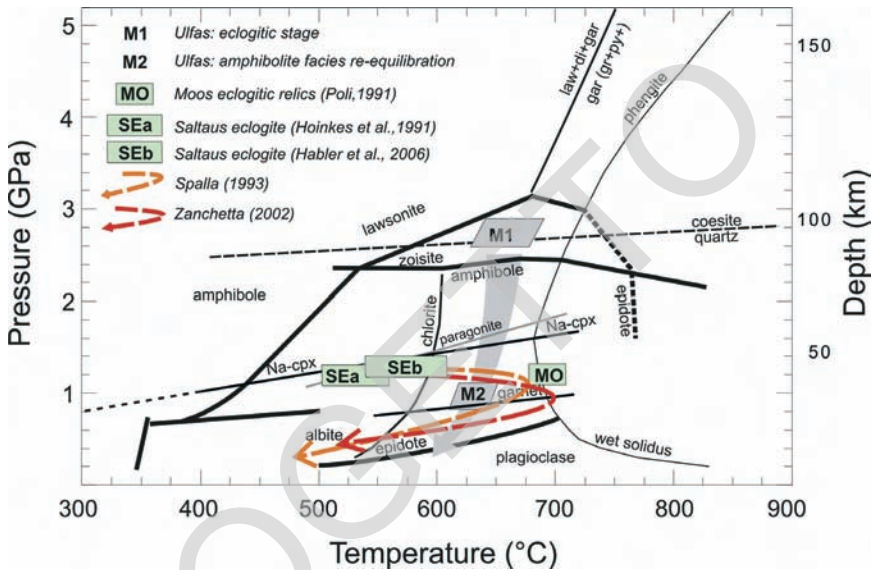


Fig. 92 - Schema riassuntivo dei percorsi Pressione-Temperatura di vari autori. Il box P-T M1 si riferisce all'associazione di alta pressione preservata nelle eclogiti di Ulfas.

Monteneve si trovavano a temperature inferiori a 300°C.

In Fig. 92 viene proposto uno schema riassuntivo dei vari percorsi P-T calcolati per le eclogiti e le metapeliti dell'unità di Tessa. L'evento di alta pressione è preservato, come prima esposto, unicamente all'interno di alcune metabasiti, mentre negli altri litotipi il successivo riequilibrio in facies anfibolitica ha completamente obliterato le tracce dell'alta pressione.

1.2. - LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE AD ORIENTE DELLA LINEA DELLA PASSIRIA

La porzione di basamento che affiora lungo il versante idrografico sinistro della Val Passiria, ossia ad oriente della linea della Passiria e compreso tra la linea del Giovo e la linea Merano-Mules, è stato distinto da quello che affiora in destra principalmente sulla base del fatto che in sinistra sono presenti alcune zone di taglio che non trovano riscontro in destra e sulla base delle età radiometriche pubblicate. Le datazioni effettuate sulle miche da BORSI *et alii* (1980) e SPIESS (1995) mostrano, infatti, età prealpina.

Ulteriori caratteri distintivi sono rappresentati dalla quantità decisamente inferiore di metabasiti rispetto al territorio in destra, che nell'unità di Punta Cervina

divengono addirittura rare. In particolare, non sono state osservate metabasiti con paragenesi relictive di facies eclogitica. Inoltre, mentre in destra Passiria tutte le fasi metamorfiche sembrano di pressione da intermedia ad alta, in sinistra compaiono rocce con sovrainpronta di bassa pressione ma relativamente di alta temperatura (sillimanite su granato).

Questo settore è stato suddiviso in quattro unità tettono-metamorfiche, sulla base della presenza di zone di taglio di tipo fragile-duttile di importanza regionale e dei caratteri metamorfici. Queste unità sono da nord a sud (geometricamente dalla più alta alla più bassa): *unità di S. Leonardo*, *unità di Pennes*, *unità di Punta Cervina* e *unità di Scena*.

All'interno di ogni unità sono state riconosciute almeno quattro fasi deformative principali, denominate D_1 , D_2 , D_3 e D_4 , che non sono direttamente correlabili tra unità differenti, a causa della presenza di superfici di taglio di importanza regionale che separano tra loro le unità ricordate. La fase D_1 comprende gli eventi tettono-metamorfici più antichi, antecedenti lo sviluppo della foliazione regionale prevalente; la fase D_2 rappresenta l'evento tettono-metamorfico principale, che ha dato luogo alla formazione della foliazione principale S_2 e che traspone gran parte delle strutture precedenti; le fasi D_3 e D_4 si riferiscono ai successivi sistemi di pieghe più importanti. Le paragenesi mineralogiche osservate e le analisi composizionali effettuate riguardano principalmente metapeliti e metapsammiti e, raramente, ortoderivati.

1.2.1 - *Unità tettono-metamorfica di S. Leonardo*

L'unità di S. Leonardo rappresenta il settore di basamento compreso tra l'unità di Tessa, dalla quale è separata attraverso la linea della Passiria a W e la linea del Giovo a N (ricadente nel F° 06 S. Leonardo in Passiria), e l'unità di Pennes verso S. L'impronta metamorfica principale è in facies anfibolitica e risulta contemporanea alla fase deformativa D_2 , con successivo riequilibrio in facies scisti verdi, avvenuto durante la fase deformativa D_3 .

La foliazione principale S_2 è pervasiva e rappresenta il principale elemento del *fabric* osservabile in campagna; nelle facies competenti, la foliazione è una S_1 ripresa durante la fase D_2 . La S_2 è individuata da una paragenesi mineralogica di facies anfibolitica costituita da quarzo, mica chiara II, biotite II, plagioclasio, con quantità limitate di granato II e staurolite. Il *fabric* planare è dato principalmente dall'isorientazione dei fillosilicati. Talvolta all'interno delle anfiboliti (*OJA*) si riconosce anche un'orientazione preferenziale dell'anfibolo, che risulta subparallelo agli assi A_2 (Guardia Alta di S. Leonardo), individuando una debole lineazione. Le giaciture della foliazione S_2 variano a seconda del settore considerato (Fig. 93). Nel settore più occidentale dell'unità, in prossimità del contatto con la linea

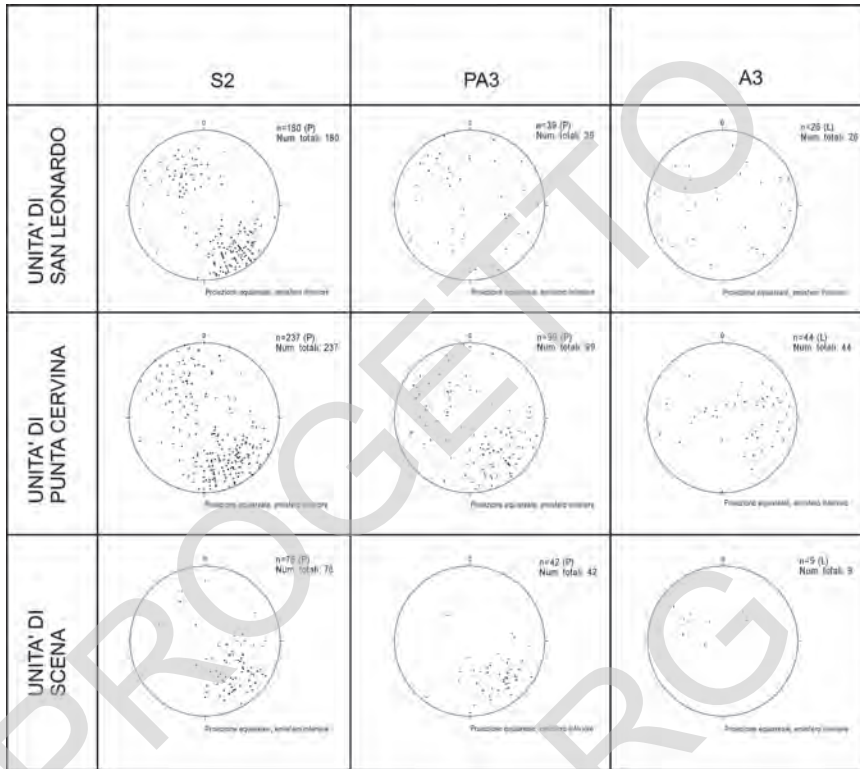


Fig. 93 - Proiezioni stereografiche degli elementi del fabric misurati nell'unità di S. Leonardo, nell'unità di Punta Cervina e nell'unità di Scena.

della Passiria (S. Martino in Passiria), la S_2 immerge prevalentemente a SSE, con inclinazioni comprese tra 40° e 60° , mentre nel settore più orientale, in prossimità del contatto con l'unità di Pennes, la foliazione S_2 è molto più inclinata ($> 60^\circ$) e immerge prevalentemente verso NNW. Si assiste quindi ad una graduale riorientazione delle strutture che tendono a disporsi parallelamente alle fasce milonitiche che caratterizzano l'unità di Pennes. Da notare la netta differenza di orientazioni con i litotipi dell'unità di Tessa, nei quali la foliazione S_2 immerge prevalentemente verso NW.

Le strutture relative alle fasi deformative antecedenti alla fase D_2 sono raramente preservate. Nei principali litotipi, specie nei paragneiss e negli ortogneiss, è visibile una foliazione relitta pre- S_2 ripiegata da un sistema di pieghe isoclinali e disposta parallelamente alla foliazione regionale S_2 . Sono stati osservati porfiroclasti di biotite I, mica chiara I, plagioclasio I, granato I e, talora, staurolite.

Granato I e staurolite sono frequentemente sostituiti rispettivamente, durante la fase D_3 , da clorite e sericite. La staurolite risulta da pre- a sin-cinematica rispetto alla fase D_2 . Le analisi mineralogiche hanno evidenziato che la composizione media dei granati si attesta su valori pari a $\text{Grs}_{80}+\text{Sp}_{20}\text{Alm}_{80}\text{Pyr}_{10}$ (Fig. 98), mentre le biotiti mostrano contenuto in Ti da 0,12 a 0,08 (a.p.u.f.) e in Al_{tot} da 1,75 a 1,65 (a.p.u.f.), con $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ costante compreso tra 0,40 e 0,45 (a.p.u.f.) (Fig. 99).

Caratteristici di questa unità sono anche gli ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (*OJF*), con relitti centimetrici intrafoliali di K-feldspato e plagioclasio, precedenti alla fase deformativa D_2 . Le analisi composizionali effettuate su questo litotipo hanno evidenziato la sovra crescita di plagioclasio su porfiroclasti di K-feldspato, mentre i valori ottenuti sulle biotiti danno un contenuto in Ti compreso tra 0,13 e 0,18 (a.p.u.f.) rispetto a valori di $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ variabili tra 0,43 e 0,48 (a.p.u.f.).

La fase deformativa D_3 è costituita da un sistema di pieghe asimmetriche, da aperte a isoclinali. Dai dati di terreno e dall'analisi microstrutturale si evidenzia che la retrocessione in facies di scisti verdi, collegata alla fase deformativa D_3 , è abbastanza marcata rispetto alle altre unità del settore orientale, con crescita di clorite anche sopra le cerniere di fase D_3 o in locale sostituzione di fillosilicati di fase D_2 riorientati parallelamente ai piani assiali D_3 . I dati giacaturali delle pieghe D_3 di questa unità mostrano una forte dispersione, probabilmente dovuta alla presenza un blando piegamento D_4 . Le grandi strutture megascopiche che conferiscono un tipico trend WSW-ENE a questa unità e a quelle vicine, sono caratterizzate da assi prevalentemente suborizzontali e si riferiscono in gran parte alla fase D_3 .

La fase deformativa D_4 è rappresentata da un sistema di pieghe da aperte a blande, con piani assiali che immergono principalmente verso SSW e trend principale degli assi A_4 secondo la direzione WSW-ENE.

1.2.2. - Unità tettono-metamorfica di Pennes

L'unità di Pennes è rappresentata da una stretta fascia ad andamento WSW-ENE incuneata fra l'unità di San Leonardo a N e l'unità di Punta Cervina a S. Si distingue per la peculiare presenza di porzioni di copertura permo-mesozoica (sinclinale di Pennes *Auct.*), associate ad ortogneiss granitoidi a mica chiara fortemente milonitici (*OPG*). La deformazione interessa anche la copertura, specie a W, dove i rapporti geometrici e stratigrafici originari fra copertura e basamento non sono più riconoscibili. Ad E, fuori dal foglio, alcuni scisti conglomeratici alla base della serie, molto ricchi di mica, presentano paragenesi a sericite+clorite, mentre nei carbonati sono preservati bioclasti fortemente ricristallizzati.

Per una descrizione strutturale più approfondita di questa unità si veda il § 3.2.3 di questo capitolo.

1.2.3. - Unità tettono-metamorfica di Punta Cervina

L'unità di Punta Cervina rappresenta una scaglia di basamento posta a letto delle miloniti dell'unità di Pennes e a tetto dell'unità di Scena, dalla quale è separata attraverso la potente fascia di scisti a tessitura milonitica e cataclastica di Rio Masul. Verso W viene a contatto con l'unità di Tessa lungo la linea della Passiria.

La foliazione principale pervasiva alla scala regionale è legata alla fase deformativa D₂. È marcata principalmente da biotite e mica chiara, con *fabric* planare. Si caratterizza per una paragenesi mineralogica in facies anfibolitica, costituita da quarzo, mica chiara II, biotite II, staurolite e raro granato II. Caratteristici di questa unità sono inoltre filoni pegmatitici messi in posto dopo la fase D₂ (Punta Cervina). Il loro spessore è mediamente intorno al decimetro, mentre l'associazione mineralogica prevalente è costituita da quarzo, muscovite, K-feldspato, granato, biotite e cianite (di dimensioni fino a 10 cm).

I valori di immersione della foliazione S₂ si mantengono abbastanza costanti nella maggior parte dell'unità, essendo compresi tra N280° e N350°, con inclinazioni molto variabili (Fig. 93). In prossimità del contatto tra l'unità di Punta Cervina e la zona di taglio che delimita l'unità di Pennes, la foliazione S₂ mostra invece un certo angolo (circa 20°) rispetto al *trend* principale delle miloniti. Analogamente all'unità di S. Leonardo, il settore di basamento situato vicino alla linea della Passiria mostra un'importante variazione nel *trend* prevalente della foliazione S₂, con piani che immergono verso SE e inclinazione mediamente compresa tra 30° e 60°. Le zone dell'unità di Tessa prospicienti presentano invece un *trend* di immersione verso NNW.

Le strutture e le paragenesi mineralogiche precedenti alla fase deformativa principale D₂ sono distribuite nell'area in modo eterogeneo. Cerniere sradicate sono visibili nell'area della Cima dell'Alpetta e nella zona della Punta Cervina, lungo lo spartiacque tra la Val Passiria e la Val Sarentino. Sono invece più frequenti i relitti mineralogici intrafoliali alla foliazione regionale S₂. Sono stati osservati porfiroclasti pre-cinematici rispetto alla fase D₂ di biotite I, mica chiara I, granato I e cianite (di dimensioni fino al decimetro). Il granato I risulta in parte cloritizzato e la cianite parzialmente sostituita da aggregati di mica chiara sericitica. Le analisi composizionali effettuate sulle metapeliti di questa unità hanno evidenziato una composizione media dei granati pari a Grs₂+Sps₈Alm₇₅Pyr₁₅ (Fig. 98), complessivamente abbastanza simile alla composizione dei granati analizzati nella sovrastante unità di S. Leonardo ad eccezione di un contenuto lievemente maggiore in Mn, mentre le biotiti possiedono contenuto in Ti compreso tra 0,09 e 0,12 (a.p.u.f.) e in Al_{tot} tra 1,7 e 1,9 (a.p.u.f.), con contenuto in Mg/(Mg+Fe) variabile tra 0,45 e 0,55 (a.p.u.f.) (Fig. 99).

Le stime termobarometriche effettuate sull'associazione pre-D₂ (granato +

cianite + biotite + mica chiara + staurolite) indicano pressioni dell'ordine di 0.6-0.7 GPa (barometro GASP, KOZIOL & NEWTON, 1989) con temperature di 620-630°C, determinate con il geotermometro biotite-granato.

La fase deformativa D_3 è rappresentata da un sistema di pieghe asimmetriche, da aperte a isoclinali, visibili sia a scala decimetrica che metrica, meglio preservate nel settore centrale dell'unità dove l'influenza delle zone di taglio fragili-duttile tardive è minore. A questo sistema di pieghe è raramente associata una foliazione S_3 , sviluppatasi in modo molto eterogeneo: l'impronta metamorfica di facies di scisti verdi è infatti poco pervasiva e i paragneiss a cianite e staurolite (*OCP*) sono complessivamente preservati mentre la foliazione S_3 , quando presente, riorienta i fillosilicati di fase D_2 , con sviluppo post- D_3 di clorite. Dall'analisi strutturale dei dati di giacitura si osserva che i piani assiali D_3 di questa unità immergono prevalentemente verso ESE, con assi A_3 abbastanza dispersi.

Spostandosi verso la parte inferiore dell'unità si passa gradualmente alla zona di taglio di Rio Masul, attraverso il progressivo aumento di litotipi a tessitura milonitico-cataclastica, con generale aumento del gradiente dello *strain* e trasposizione di tutti gli elementi dei *fabric* strutturali precedenti. Questa zona di taglio è situata lungo i versanti ed, in prossimità del letto del Rio Masul, essa costituisce il limite tettonico inferiore dell'unità di Punta Cervina con l'unità di Scena situata a S. La zona di taglio ha orientazione ENE-WSW e spessore di alcune centinaia di metri; termina ad E contro la linea Merano-Mules e ad W contro la linea della Passiria. È caratterizzata dalla presenza di scisti gneissici e micacei a tessitura milonitica, localmente ultramilonitica. La foliazione milonitica S_m , che tende a riprendere i piani della foliazione preesistente S_2 , immerge costantemente verso NW, ed è individuata da quarzo, clorite, mica chiara. Si osservano frequentemente clasti σ e δ , con sviluppo di piani s-c in facies scisti verdi. Le fasce milonitiche sono poi riprese in regime fragile-duttile da deformazioni cataclastiche aventi orientazione simile.

1.2.4. - Unità tettono-metamorfica di Scena

L'unità di Scena è compresa tra la linea Merano-Mules a S, la zona di taglio di Rio Masul dell'unità di Punta Cervina a N e la linea della Passiria a W. Verso E l'unità tende a diminuire progressivamente di spessore, chiudendosi lungo la linea Merano-Mules in prossimità della Valle del Pascolo Verde, nel bacino idrografico della Val Sarentino.

L'impronta metamorfica principale connessa allo sviluppo della foliazione S_2 è caratteristica di condizioni di medio-alta pressione in facies anfibolitica (granato stabile); ad essa segue una peculiare fase di cristallizzazione statica di alta temperatura, la cui paragenesi segnala una decompressione (sillimanite su gra-

nato). La successiva retrocessione in facies scisti verdi è abbastanza diffusa e particolarmente intensa lungo le numerose zone di taglio presenti.

La maggior parte dei litotipi di questa unità mostra una scistosità planare, anche se frequentemente le abbondanti zone di taglio fragile-duttile provocano la trasposizione delle strutture più antiche. Raramente si osservano relitti di pieghe D_1 isoclinali coricate, quasi sempre ripiegate e riconoscibili solo grazie alla presenza di livelli *marker* di quarziti, marmi e metabasiti. Si riconoscono porfiroclasti intrafoliali di biotite I, mica chiara I, granato I e K-feldspato.

La foliazione di fase D_2 è pervasiva e caratterizzata da una paragenesi mineralogica di facies anfibolitica simile a quella delle altre unità situate in sinistra idrografica della Val Passiria. La foliazione S_2 è marcata da quarzo, mica chiara II, biotite II, staurolite e raro granato II. Le giaciture della foliazione S_2 sono costanti e tendono a parallelizzarsi alle zone di taglio correlate alla linea Merano-Mules, con valori di immersione compresi tra $N290^\circ$ e $N350^\circ$, e inclinazioni variabili tra 40° e 75° (Fig. 93). A differenza dell'unità di S. Leonardo e dell'unità di Punta Cervina, l'orientazione della foliazione S_2 rimane costante anche in prossimità della linea della Passiria, immergendo mediamente a NW.

L'elemento caratterizzante di questa unità è la crescita statica, successiva alla fase D_2 , di sillimanite in aggregati fibrolitici compresi nella scistosità. Ciò avviene in particolare nella fascia situata appena a tetto della linea Merano-Mules (Rio delle Pecore, Malga della Lite, Giogo delle Laste), all'interno dei paragneiss a sillimanite (*OVP*) e dei micascisti a sillimanite (*OVM*). Gli aggregati di sillimanite formano altresì pseudomorfofosi sui porfiroblasti di granato I, in associazione con la biotite. Questa paragenesi a sillimanite, caratterizzata da instabilità del granato, segnala un aumento di temperatura e una decompressione rispetto all'equilibrio precedente. Talvolta la sillimanite risulta riorientata lungo i piani del clivaggio S_3 (Rio Masul-Giogo delle Laste). Diffusa è anche la blastesi post-cinematica di plagioclasio albitico (Rio delle Pecore, Maso Segà).

Nei granati I di questa unità, a differenza delle altre unità, le analisi chimiche hanno evidenziato una disomogeneità composizionale tra nucleo e bordo dei singoli cristalli, con incremento da Alm_{80} ad Alm_{85} , conseguente decremento in $Grs+Sps$, e contenuto di Pyr_{10} mediamente costante (Fig. 98).

Le biotiti hanno un maggior contenuto in Ti rispetto alle altre unità, con valori compresi tra 0,11 e 0,15 (a.p.u.f.) in relazione a valori di $Mg/(Mg+Fe)$ compresi tra 0,40 e 0,45 (a.p.u.f.), mentre mostrano valori di Al_{tot} compresi tra 1,72 e 1,85 (a.p.u.f.) in relazione a valori di $Mg/(Mg+Fe)$ compresi tra 0,38 e 0,43 (a.p.u.f.) (Fig. 99).

Lontano dalle zone di taglio, le pieghe D_3 risultano meglio preservate. Si tratta di un sistema di pieghe asimmetriche, da aperte a isoclinali, con lunghezza d'onda variabile dal centimetro ad alcuni decimetri. A questo sistema è localmente associato un clivaggio S_3 , dato dalla riorientazione meccanica dei fillosilicati

formati nelle fasi precedenti. Nei litotipi micacei, dove la percentuale di miche è maggiore, si sviluppa un clivaggio di crenulazione asimmetrico, spesso associato a pieghe a *chevron* centimetriche o millimetriche serrate, mentre nei litotipi gneissici compare solo localmente. Le giaciture dei piani assiali delle pieghe di fase D₃ possiedono un *trend* prevalente di immersione verso NNW, con valori di inclinazione generalmente compresi tra 50°-60°.

Le strutture sono ulteriormente ripiegate da una fase deformativa D₄, poco penetrativa, non metamorfica, che contribuisce a disperdere i valori di giacitura dei piani assiali e degli assi soprattutto di fase D₃, ma senza modificarne in modo consistente l'andamento generale. Alla mesoscala si manifesta con pieghe da blande ad aperte, principalmente simmetriche, con lunghezza d'onda metrica e piani assiali sub-verticali immergenti a NW, senza sviluppo di un clivaggio di crenulazione.

1.3. - FALDA DELL'ORTLES-CAMPO

La falda dell'*Ortles-Campo* è costituita, nell'area del foglio, dall'unità tettono-metamorfica di Pejo, sita ad W della faglia della Forst, lungo la quale viene in contatto con la scaglia di Marlengo.

I criteri di suddivisione cronologica delle fasi deformative e di definizione delle paragenesi mineralogiche associate sono analoghi a quelli presentati all'inizio della descrizione delle unità precedenti.

1.3.1. - Unità tettono-metamorfica di Pejo

Il basamento metamorfico attribuito all'unità di Pejo affiora a S della Val Venosta e ad W della faglia della Forst. Le associazioni litologiche caratteristiche di questa unità sono principalmente due. A quote minori di 1600 m in Val Venosta l'associazione litologica dominante è costituita da gneiss a due miche (*OOP*), a tessitura scistosa spesso milonitica, caratterizzati dalla comparsa di lenti e orizzonti di aspetto migmatitico, con frequenti intercalazioni di pegmatiti foliate (*OGA*) e ortogneiss granitoidi leucocratici (*OOG*), e con meno frequenti livelli di anfiboliti (*OAF*) e marmi (*OMA*). Localmente gli gneiss (*OOP*) mostrano una sovraimpressione statica post S₂ di andalusite.

Una seconda associazione litologica caratteristica compare nella parte alta del versante e lungo lo spartiacque tra la Val Venosta e la Val d'Ultimo. È costituita da micascisti a granato e staurolite (*OMI*), contenenti sillimanite presso Colle Scabro.

Le strutture correlate alla fase deformativa principale D₂ responsabile della

foliazione dominante (S_2) sono pervasive e rappresentate da un sistema di pieghe di tipo asimmetrico. Relitti di pieghe D_2 isoclinali ripiegate dagli eventi successivi sono talvolta riconoscibili (Val Venosta presso Tel e Plaus). Tale fase deformativa è complessivamente caratterizzata da un elevato gradiente dello *strain*. A quote basse, sotto circa 1600 m (Plaus, Val Venosta), risulta essere molto intensa, dando luogo a miloniti negli gneiss a due miche (*OOP*), mentre risulta meno pervasiva a quote maggiori, dove affiorano i micascisti a granato e staurolite (*OMI*). L'intensità della deformazione D_2 è resa evidente anche dalla presenza di *boudin* di anfiboliti, marmi, quarziti e ortogneiss, dalla progressiva deformazione dei corpi magmatici di composizione granitoidale e dalla locale presenza di lineazioni nelle anfiboliti (*OAF*). Nella parte occidentale dell'unità l'andamento regionale della foliazione S_2 immerge a NNW e a SSE con bassi valori di inclinazione; spostandosi a E verso la scaglia di Marleno, i valori di inclinazione tendono gradualmente ad aumentare e l'immersione prevalente risulta essere verso NNW.

Le paragenesi associate alla foliazione dominante S_2 indicano un metamorfismo in facies anfibolitica caratterizzato inizialmente da paragenesi a granato + staurolite, quindi di pressione media, seguito almeno parzialmente, da una sovrainfronta statica di bassa pressione e alta temperatura (sillimanite su granato). Nei micascisti e negli gneiss l'associazione principale sin- S_2 è costituita da quarzo, plagioclasio, mica chiara II, biotite II, \pm granato II, \pm staurolite. Le analisi composizionali effettuate sulla biotite II mostrano una sensibile diminuzione del contenuto in Ti rispetto alla biotite I, con valori compresi tra 0,07 e 0,08 (a.p.u.f.) e $Mg/(Mg+Fe)$ variabile tra 0,45 e 0,50 (a.p.u.f.), indicativi di un progressivo decremento delle condizioni di temperatura. Le stime termobarometriche effettuate sulle associazioni mineralogiche sin- S_2 nei micascisti a granato e staurolite (*OMI*) e nelle anfiboliti (*OAF*) indicano temperature comprese fra 600° e 650°C e pressioni oltre 0,8 GPa, quest'ultime determinate dalla presenza di epidoto e di granato nelle anfiboliti (GUERRA, 2004).

Le strutture delle fasi deformative duttili precedenti alla D_2 sono conservate in modo discontinuo. Si osservano porfiroclasti di feldspato, mica chiara I, biotite I e granato I preservati nei *lithons* strutturali. Sono inoltre visibili foliazioni relitte pre- S_2 marcate essenzialmente da mica chiara I e biotite I, unitamente a nastri boudinati e ripiegati di quarzo, abbondanti in particolare nei micascisti a granato e staurolite (*OMI*). Le analisi composizionali effettuate sui porfiroblasti di granato I delle metapeliti mostrano un *trend* composizionale da bordo a nucleo, con decremento progressivo del contenuto in Ca e Mn, e corrispondente aumento di Fe, passando da valori medi pari a $Grs_{10}+Sps_5Alm_{75}Pyr_{10}$ a valori medi pari a $Grs_5+Sps_0Alm_{85}Pyr_{10}$ (Fig. 94 e 98). Le biotiti I mostrano un contenuto in Ti compreso tra 0,9 e 0,13 (a.p.u.f.), in Al_{tot} compreso tra 1,55 e 1,75 (a.p.u.f.), con $Mg/(Mg+Fe)$ maggiore rispetto alle biotiti di altre unità e variabile tra 0,50 e 0,60 (a.p.u.f.) (Fig. 99).

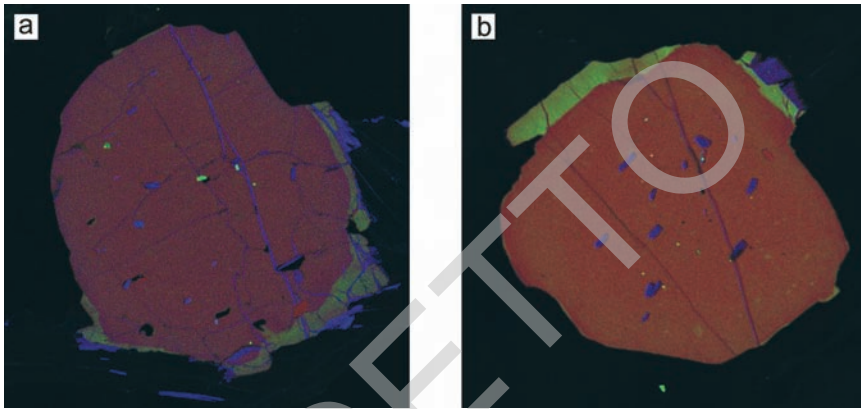


Fig. 94 - Mappe a raggi X di granati all'interno dei micascisti dell'unità di Pejo. I porfiroblasti di granato risultano non zonati, fatta eccezione per un bordo di crescita caratterizzato da arricchimento in Ca (giallo in b) e Mg (blu in a).

In prossimità del suo limite orientale con la faglia della Forst l'unità di Pejo è caratterizzata dalla blastesi post-S₂ di andalusite e sillimanite, come già riportato da SPIESS *et alii* (2001a) e da LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969). La cristallizzazione statica di andalusite ± biotite III compare negli gneiss a due miche (*OOP*) affioranti presso il Dosso dei Larici (Monte San Vigilio) (Fig. 97). Viceversa, la sillimanite post-S₂ compare nei micascisti e paragneiss a granato e staurolite (*OMI*) che affiorano presso Colle Scabro (a S del Monte San Vigilio). La sillimanite compare localmente, ma dove presente è diffusa e sostituisce sia granato I che biotite I, analogamente a quanto si osserva nell'unità di Scena (Fig. 97). Dalle analisi composizionali effettuate sia sugli gneiss a due miche ad andalusite (*OOP*) che sui micascisti a granato, staurolite e sillimanite (*OMI*), emerge che i granati rispecchiano il trend già riscontrato in altri campioni della stessa unità, mentre le biotiti mostrano alcune caratteristiche peculiari. Infatti le biotiti III che crescono con l'andalusite hanno valori di Ti maggiori delle altre rocce, valori compresi tra 0,15 e 0,16 (a.p.u.f.), con Al_{tot} mediamente pari a 1,85 (a.p.u.f.) e Mg/(Mg+Fe) variabile tra 0,35 e 0,40 (a.p.u.f.), mentre le biotiti I che si trovano nei litotipi a sillimanite hanno valori di Ti variabili tra 0,10 e 0,13 (a.p.u.f.), di Al_{tot} compresi tra 1,65 e 1,75 (a.p.u.f.) e Mg/(Mg+Fe) variabile tra 0,50 e 0,55 (a.p.u.f.) (Fig. 99).

La fase deformativa D₃ è testimoniata da un sistema di pieghe asimmetriche da aperte a molto chiuse (Fig. 95). Queste strutture sono preservate nei settori di basamento situati lontano dalle zone di taglio fragili-duttile recenti. Talvolta si sviluppa un clivaggio S₃ non pervasivo marcato da mica chiara e biotite, in parte solamente riorientate secondo i nuovi piani. In prossimità della faglia della Forst,



Fig. 95 - Figura di interferenza tra i sistemi di pieghe di fase D_2 e D_3 negli gneiss a due miche (OOP) dell'unità di Pejo. Rio di Lagundo.

dove la D_3 è abbastanza diffusa e presenta orientazione sub-parallela alla linea, è stata riattivata dalla deformazione connessa con sviluppo di clorite. Le anfiboliti (OAF) con *layering* composizionale millimetrico registrano molto bene la fase di piegamento D_3 , mostrando una crenulazione asimmetrica molto evidente, da aperta a chiusa, però senza formazione di clivaggio S_3 . Localmente si osserva una blastesi poco diffusa, che talora sembra proseguire oltre la fase di deformazione, con cristallizzazione statica di quarzo ed epidoto sulle cerniere D_3 , ben visibile nelle anfiboliti.

Nei livelli di metabasiti con spessore maggiore, il comportamento reologico risulta differente e, di conseguenza, le pieghe D_3 sono più aperte (Guardia Alta di Naturno). I valori di giacitura dei piani assiali P_3 e della foliazione S_3 sono abbastanza dispersi a causa di un blando piegamento tardivo di fase D_4 e da sistemi di pieghe a *kink* che deformano leggermente le strutture D_3 . Possiedono inclinazioni generalmente comprese tra 20° e 40° , mentre gli assi A_3 si dispongono in direzione NE-SW (Fig. 96).

Generalmente, sia per quanto riguarda le strutture D_2 che per le strutture D_3 , spostandosi verso oriente si osserva una graduale riorientazione dei principali elementi del *fabric*, con piani di foliazione che tendono a diventare sub-paralleli alle principali linee tettoniche presenti nel settore a E del Monte San Vigilio.

Il sistema di pieghe di fase D_4 è associato allo sviluppo locale di una crenulazione simmetrica serrata, non associata a blastesi, osservata soprattutto nella parte centro-occidentale dell'unità. I piani assiali D_4 hanno direzione mediamente E-W e gli assi A_4 sono poco inclinati con immersione WNW.

Nell'unità di Pejo compaiono numerosi corpi intrusivi discordanti di tre tipi: filoni basico intermedi (f_y), masserelle dioritico-gabbriche (OGD) e masserelle pegmatitiche (OGA).

Alcuni filoni andesitici affiorano a W della faglia della Forst, specie a quote basse. Sono abbondanti nel settore posto a S di Tel e Plaus in Val Venosta ('telliti' *Auct.*). Si tratta di manifestazioni tardo-alpine di composizione andesitica, spessore metrico ed estensione chilometrica, con giacitura verticale. Hanno andamento costante, variabile da N-S a NNE-SSW, e tagliano ad alto angolo la foliazione regionale S_2 .

In prossimità del crinale tra la Val D'Ultimo e la Val Venosta a S di Naturno (Masi Buco del Topo e Malga Vecchia), compaiono piccole intrusioni di composizione dioritica (OGD) e gabbrica (OGD_a) di presunta età permiana. Queste intrusioni sono foliate seppure non marcatamente e presentano un'impronta metamorfica in scisti verdi. Le analisi composizionali effettuate sui granati delle metadioriti mostrano una composizione media pari a $Grs_{20}+Sps_5Alm_{65}Pyr_{10}$. Le biotiti hanno un contenuto in Ti compreso tra 0,10 e 0,15 (a.p.u.f.), a fronte di un contenuto di $Mg/(Mg+Fe)$ variabile tra 0,43 e 0,46 (a.p.u.f.).

Una delle caratteristiche peculiari dell'unità di Pejo è data dalla presenza di numerose intercalazioni di pegmatiti (OGA) sottoforma di lenti di spessore variabile da pochi centimetri a qualche decina di metri. In alcuni casi conservano la tessitura magmatica originaria, in altri risultano deformate anche intensamente. SÖLVA *et alii* (2003) hanno datato alcuni granati di queste pegmatiti ottenendo come possibile età di cristallizzazione magmatica $250/255 \text{ Ma} \pm 2,8 \text{ Ma}$.

Poiché la sovraimpronta metamorfica di bassa temperatura dei gabbri e delle dioriti è alpina, ne consegue che il metamorfismo precedente, quello principale, è pre-Alpino. Un'indicazione simile è fornita anche dai corpi pegmatitici. SÖLVA *et alii* (2003) hanno infatti rilevato che le pegmatiti tagliano un basamento poli-metamorfico e presentano a loro volta almeno una foliazione alpina sviluppata in facies di scisti verdi-anfiboliti.

1.4. - SCAGLIA DI MARLENGO

La scaglia di Marleno costituisce un'unità allungata in senso NNE-SSW nel settore meridionale del foglio. Verso W, viene a contatto tettonico con l'unità di Pejo attraverso la faglia della Forst, ad andamento NNE-SSW; verso E si sovrappone alla falda del Tonale lungo una fascia di zone cataclastiche con andamento

subparallelo alla linea della Forst. Nella parte settentrionale è delimitata dalle miloniti del Thurnstein e dalla linea della Passiria. All'interno di questa unità è frequente la presenza di zone di taglio minori sia milonitiche che cataclastiche. L'unità si colloca infatti in un settore dove terminano o vengono a contatto unità con evoluzione tettono-metamorfica molto differente. L'impronta metamorfica principale, quando riconoscibile, è rappresentata dalla fase deformativa D_2 di facies anfibolitica di media pressione, cui segue però un diffuso riequilibrio in facies scisti verdi con diminuzione delle condizioni di pressione e temperatura. Questa unità si caratterizza anche per alcune peculiarità litologiche: a differenza dell'unità di Pejo non si osservano corpi intrusivi di composizione pegmatitica, dioritica e gabbrica, né vi sono corpi filoniani di età alpina a composizione andesitica (telliti). Risultano inoltre assenti anche i marmi, che sono invece abbastanza frequenti nei settori adiacenti dell'unità di Pejo.

La fase deformativa D_2 è pervasiva e caratterizzata dallo sviluppo della foliazione principale S_2 . L'associazione mineralogica relativa a questa fase è costituita da quarzo, plagioclasio, mica chiara II, biotite II, \pm granato II, \pm staurolite. Granato II e staurolite si distribuiscono in modo eterogeneo. Nei micascisti (*OUM*) è inoltre abbondante la blastesi statica di plagioclasio albitico sin-cinematico e/o post-cinematico rispetto alla fase D_2 , che conferisce alla roccia un aspetto gneissico. LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969) hanno menzionato anche una blastesi di cloritoide sui granati, che potrebbe essere collegata alla fase di crescita di sericite su staurolite e cianite osservata sui campioni da noi analizzati. La foliazione S_2 immerge generalmente verso NW con valori di inclinazione che, rispetto a quelli osservati nell'unità di Pejo, tendono gradualmente ad aumentare (Fig. 96). Complessivamente gli elementi del *fabric* di fase D_2 tendono a parallelizzarsi all'andamento della linea Insubrica, ad eccezione della zona posta a NW di Merano, nei pressi di Quarazze, dove la foliazione principale immerge a SE con valori di inclinazione superiori a 70° .

I relitti mineralogici riferibili a paragenesi precedenti alla foliazione principale S_2 sono rappresentati da porfiroblasti di mica chiara I, biotite I, feldspato, granato I, nonché da quantità variabili di cianite e staurolite, quasi sempre parzialmente o completamente sostituite da microaggregati sericitici e cloritici. Le analisi composizionali effettuate sulle metapeliti di questo settore hanno evidenziato per i granati I valori compresi tra $\text{Grs}_{15}+\text{Sps}_3\text{Alm}_{70}\text{Pyr}_{12}$ e $\text{Grs}_2+\text{Sps}_0\text{Alm}_{90}\text{Pyr}_8$, mostrando quindi una maggiore quantità relativa del contenuto in Mg rispetto alla vicina unità di Pejo (Fig. 98).

Le stime termobarometriche effettuate sulla paragenesi di facies anfibolitica pre- D_2 indicano pressioni di equilibrio di 0.7-0.8 GPa per temperature comprese fra 625 e 645°C . Porfiroblasti relitti di biotite con contenuti di Ti oltre 0.20 a.p.f.u., in associazione con K-feldspato e plagioclasio sono stati rinvenuti in intercalazioni quarzoso-feldspatiche lungo la passeggiata Tappeiner, fra Merano e Quarazze.

La fase deformativa D_3 non è sempre visibile. Quando riconoscibile, risulta caratterizzata da un sistema diffuso di pieghe asimmetriche. I dati riguardanti le giaciture dei piani assiali D_3 e del clivaggio associato sono abbastanza omogenei, con immersioni mediamente comprese tra 300° e 330° , inclinazioni tra 40° e 50° , indicative delle relazioni regionali tra andamento delle intercalazioni e ristrutturazione strutturale dovuta alla fase D_3 . Gli assi delle pieghe D_3 immergono nella maggior parte dei casi verso WNW, con inclinazioni generalmente intorno a 30° (Fig. 96).

1.5. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE DELLA FALDA DEL TONALE

Nel foglio Merano affiorano le terminazioni orientali dell'unità del Tonale e dell'unità d'Ultimo, entrambe appartenenti alla Falda del Tonale. Sono comprese tra la scaglia di Marlengo e la linea delle Giudicarie nord, con l'unità d'Ultimo a SE, e l'unità del Tonale collocata al tetto della precedente.

1.5.1. - *Unità tettono-metamorfica d'Ultimo*

L'unità d'Ultimo affiora solo per un breve tratto all'inizio della Val d'Ultimo e pertanto per una sua descrizione più approfondita si rimanda a quanto scritto nelle Note Illustrative del F° 026 Appiano (AVANZINI *et alii*, 2007).

1.5.2. - *Unità tettono-metamorfica del Tonale*

L'unità del Tonale è posta a contatto con la sottostante unità d'Ultimo attraverso una zona di taglio fragile-duttile, comprendente paragneiss e un caratteristico livello di ortogneiss occhiadini (*TUO*), a tessitura milonitico-cataclastica, facenti parte dell'unità d'Ultimo. La parte centrale della zona di taglio ha spessore medio pari ad alcune decine di metri e si trova poco più a N di San Pancrazio in Val d'Ultimo. Molto frequenti sono però le fasce milonitiche e cataclastiche anche all'interno dell'unità del Tonale, sub-parallele al contatto tettonico tra le due unità, e con spessore variabile da alcuni decimetri a qualche decina di metri. Queste zone di taglio dell'unità del Tonale sono visibili nel settore sinistro idrografico della Val d'Ultimo, tra Lana e San Pancrazio. Sono caratterizzate da paragenesi mineralogiche in facies di scisti verdi, costituite da quarzo, feldspati, mica chiara e clorite, e dall'alternanza di livelli quarzoso-feldspatici leucocratici a grana anche molto fine. Pure il contatto superiore dell'unità del Tonale con la sovrastante scaglia di Marlengo è costituito da abbondanti fasce a tessitura cataclastica, im-

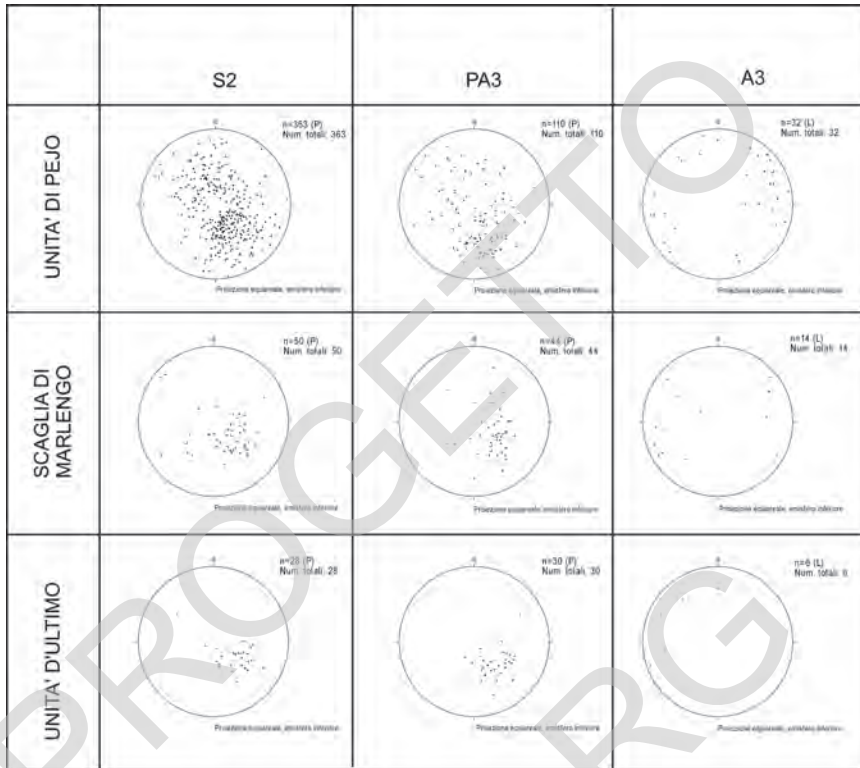


Fig. 96 - Proiezioni stereografiche degli elementi del fabric misurati nelle unità di Pejo (falda Ortles-Campo), scaglia di Marleno e unità d'Ultimo (falda Tonale).

mergenti verso NW, con inclinazioni comprese tra 40° e 60°.

Dalle analisi mesoscopiche e microscopiche sono state riconosciute per questa unità tre fasi deformative di tipo duttile D₁, D₂, D₃.

La foliazione principale S₂ è pervasiva e marcata dall'isorientazione di biotite II e mica chiara II, con alternanza di livelli composizionali generalmente spessi un decimetro, in prevalenza a composizione micacea e/o quarzoso-feldspatica di colore chiaro. Molto raramente si osservano pieghe sradicate serrate e/o isoclinali di fase D₂ poiché l'intensità di questa fase deformativa è particolarmente elevata e dà origine prevalentemente a litotipi con tessitura milonitica. La foliazione S₂ è sub-parallela alle miloniti della linea Insubrica, che sono frequentemente riprese da piani di taglio in facies scisti verdi. Hanno immersione quasi sempre verso NW, con inclinazione compresa tra 40° e 60° (fig. 96).

All'interno dei paragneiss a sillimanite (TTP), la sillimanite costituisce aggregati di dimensioni millimetriche sia lungo i piani di foliazione S₂ che parallela-

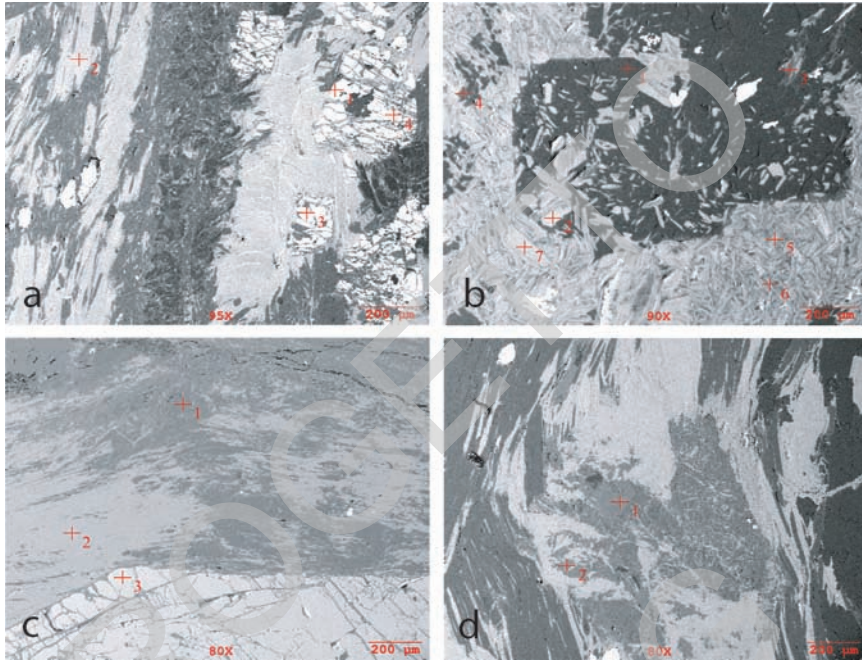


Fig. 97 - a) *Micascisti a granato e staurolite (OMI) con sillimanite dell'unità di Pejo, la foliazione principale S2 è marcata da biotite e mica chiara; granato e sillimanite crescono trasversalmente alla foliazione. Foto SEM - sezione GB13948.* b) *Gneiss a due miche (OOP) con andalusite dell'unità di Pejo. In primo piano un granulo euedrale di andalusite che cresce in associazione a biotite III senza orientazione preferenziale. Foto SEM - sezione GB13937A.* c) *Micascisto a granato e sillimanite (OVM) dell'unità di Scena. Si osservi lo sviluppo di sillimanite fibrolitica e un relitto di granato I ancora ben preservato. Foto SEM - sezione GB13567.* d) *Porfiroclasto relitto di K-feldspato intrafoliale (punti 1 e 2) nei micascisti a sillimanite (OVM) dell'unità di Scena. Foto SEM - sezione GB13234.*

mente ai piani di sfaldatura della biotite (Rio della Chiesa, AVANZINI *et alii*, 2007). L'associazione mineralogica costituita da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, \pm K-feldspato e \pm sillimanite, segnala condizioni metamorfiche di alto grado. Al contatto con la linea delle Giudicarie i paragneiss a sillimanite perdono le loro caratteristiche peculiari, in quanto la retrocessione in facies di scisti verdi diventa molto marcata.

La fase deformativa D_1 è documentata soltanto dalla presenza di relitti tessiturali e/o mineralogici di medio-alto grado (biotite I, granato I, plagioclasio I, \pm K-feldspato) all'interno dei paragneiss a sillimanite (*TTP*). Dalle analisi composizionali effettuate sul granato, si ottengono valori mediamente pari a $Grs_{15}+Sps_5Alm_{60}Pyr_{20}$, aventi quindi un contenuto in $Grs+Sps$ maggiore rispetto alle unità adiacenti (Fig. 98). Le biotiti mostrano un contenuto in Ti variabile tra 0,08 e 0,15 (a.p.u.f.) e in

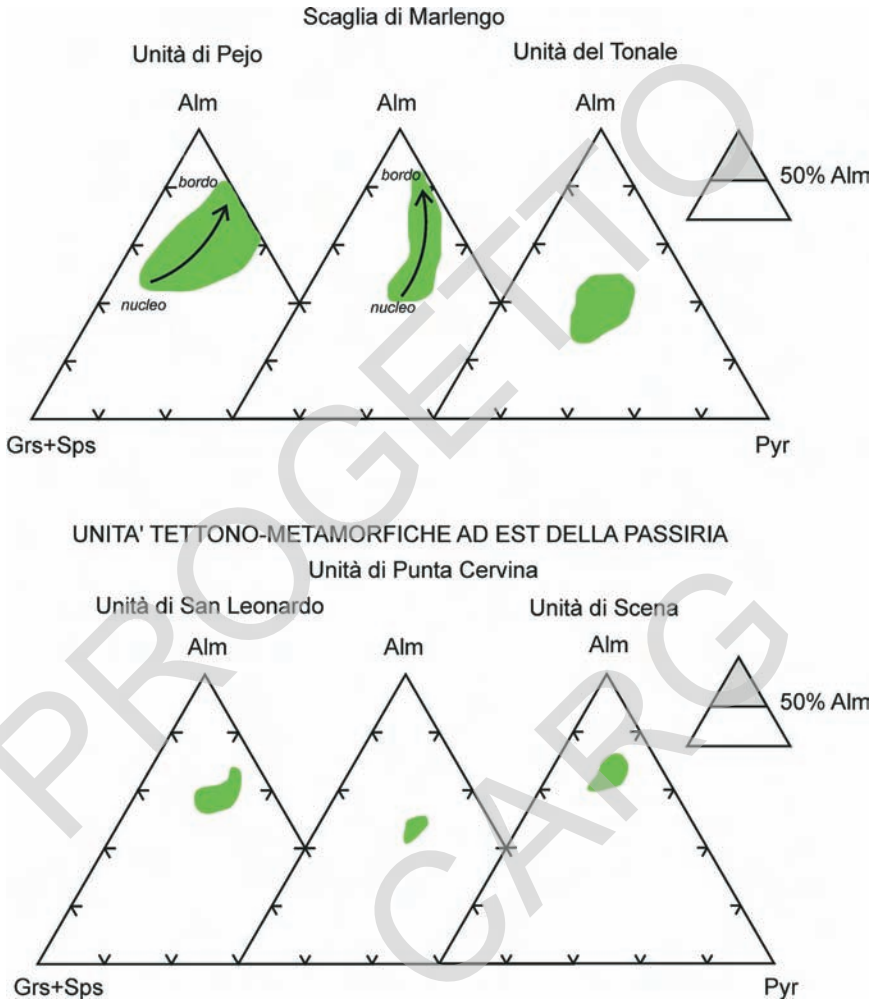


Fig. 98 - Sintesi delle analisi composizionali effettuate sui granati delle varie unità tettono-metamorfiche del sistema Austroalpino.

Al_{tot} compreso tra 1,42 e 1,70 (a.p.u.f.), a fronte di valori di $Mg/(Mg+Fe)$ compresi tra 0,50 e 0,65 (a.p.u.f.), indicativi di un alto contenuto in Mg (Fig. 99).

La foliazione S_2 è piegata da un successivo sistema di pieghe D_3 asimmetriche. Nella maggior parte dei casi, anche questi piani risultano sub-paralleli al contatto con le unità del Sudalpino e quindi a basso angolo rispetto ai piani assiali delle pieghe di fase D_2 .

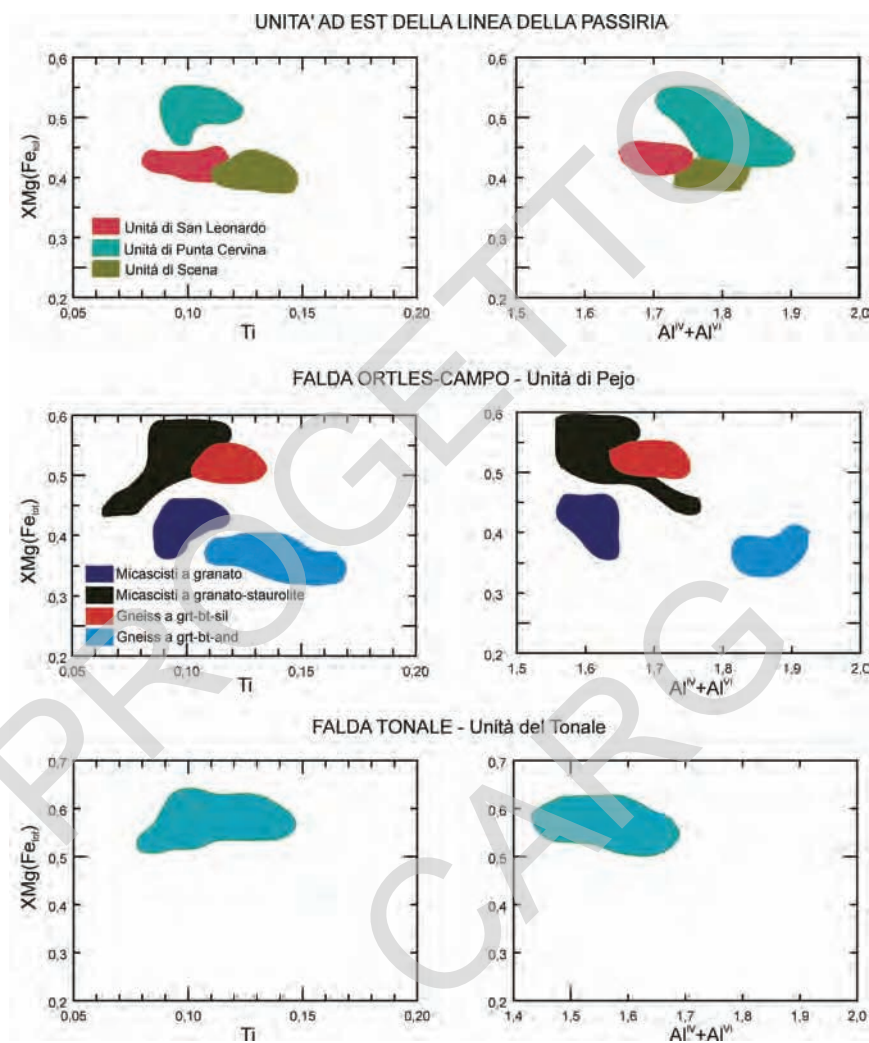


Fig. 99 - Sintesi delle analisi composizionali effettuate sulla biotite delle varie unità tettono-metamorfiche del sistema Austroalpino.

Filoni pegmatitici tardivi (*OGA*) sono stati rinvenuti vicino al contatto con la linea delle Giudicarie, all'interno dei paragneiss a sillimanite (*TTP*). Hanno spessore fino a due metri e tagliano trasversalmente la foliazione principale S_2 .

2. - ALPI MERIDIONALI

(C. Morelli, A. Moretti, A. Zanchi)

Lo stile strutturale del Sudalpino è fortemente influenzato dai litotipi che lo costituiscono. A grandi linee si possono individuare tre differenti settori strutturali.

Il primo è collocato a settentrione del Rio Deserto e delimitato a NE dalla linea della Val Nova. Esso comprende le unità metamorfiche del basamento delle Alpi Meridionali, le quali presentano uno stile deformativo essenzialmente duttile caratterizzato da quattro principali fasi deformative di cui, sulla base del rilevamento e dei dati di letteratura, le prime tre sono sicuramente varisiche, mentre l'ultima potrebbe essere alpina.

Il secondo costituisce una zona allungata ad andamento NE-SW larga circa 1-3 chilometri dove affiorano le intrusioni granodioritiche permiane di Ivigna e di Monte Croce, interessate in prevalenza da deformazioni di tipo fragile. Questa fascia è delimitata da importanti linee tettoniche regionali ad andamento subparallelo: la linea Insubrica a NW e le linee di Foiana e della Val Nova a SE. L'assetto dei corpi intrusivi è massivo, con presenza di numerosi piani di taglio, prevalentemente fragili e in minor misura duttili, che in alcune porzioni sviluppano intense zone cataclastiche.

Il terzo e ultimo settore situato ad est del precedente ed a sud del Rio Deserto comprende essenzialmente la successione vulcanica permiana e le limitate coperture sedimentarie triassiche. La successione ha un assetto monoclinale, con presenza di faglie per lo più a carattere trascorrente e distensivo.

2.1. - EVOLUZIONE STRUTTURALE E METAMORFICA DEL BASAMENTO DELLE ALPI MERIDIONALI

Le rocce metamorfiche che qui costituiscono il basamento Sudalpino sono caratterizzate da una scistosità regionale, penetrativa, ben evidente nelle filladi e più spaziata nei litotipi massivi come le metavulcaniti e le quarziti. Si tratta di una scistosità di piano assiale sviluppatasi durante un evento duttile che ha prodotto pieghe con geometria da isoclinale a più o meno serrata, che traspone e oblitera completamente alla scala dell'affioramento le precedenti strutture. Pieghe ascrivibili a questa fase sono presenti ovunque, evidenziate da livelli e lenti di quarzo bianco di spessore da millimetrico (talora anche sub-millimetrico) fino a pluricentimetrico. Frequentemente si tratta di pieghe isoclinali, intrafoliali, sradicate e più raramente di pieghe asimmetriche. I livelli di quarzo bianco potrebbero essere interpretati in vari modi: a) come originari livelli sedimentari a diversa composizione rispetto a quella pelitica, nel qual caso definirebbero la S_0 ; b) come vene

quarzose che tagliavano il *layering* sedimentario, formatesi a livello diagenetico o durante una fase idrotermale, poi polideformate dall'evento varisico; c) come il risultato della trasformazione dei minerali argillosi in miche durante il metamorfismo, trasformazione che produce un eccesso di quarzo; d) come vene di quarzo legate a fenomeni di *pressure-solution* e redistribuzione del quarzo durante la deformazione, ripiegate e trasposte durante gli eventi deformativi varisici.

Il colore bianco latte dei livelli di quarzo, dovuto ad un'alta concentrazione di microinclusioni fluide, il loro spessore, che in alcuni casi può superare abbondantemente il mezzo metro, e la sporadica presenza di minerali idrotermali, sono poco compatibili con le ipotesi (a) e (c) e molto più consone alle ipotesi (b) e (d), tra le quali propendiamo per la seconda (d). L'interpretazione appena data dei noduli e letti di quarzo, oltre che dalle osservazioni di campagna, è corroborata da analoghe osservazioni effettuate da HAMMERSCHMIDT & STOCKERT (1987) per le filladi dello stesso nucleo metamorfico affioranti poco più ad est dell'area del foglio. In entrambi i casi tali livelli quarzosi potrebbero definire, seppur impropriamente, una prima anisotropia planare post-sedimentaria ancora visibile nella roccia e denominabile informalmente come S_1 . Per questo motivo le successive anisotropie individuate verranno definite S_2 ed S_3 rispettivamente.

Come conseguenza, la scistosità regionale di cui si parlava inizialmente va definita come S_2 e le pieghe isoclinali ad essa associate come F_2 , prodotte entrambe dalla deformazione D_2 . La foliazione S_2 è marcata nelle filladi dall'isorientazione di muscovite \pm clorite e ilmenite.

La fase D_3 è caratterizzata dallo sviluppo di pieghe asimmetriche (F_3) da aperte a serrate con dimensioni generalmente da centimetriche a metriche, sempre ben visibili alla scala dell'affioramento. Esse ripiegano le F_2 dando luogo a figure di interferenza di tipo 3 (sensu RAMSAY, 1967). La direzione degli assi è compresa tra SSW-NNE ed E-W con inclinazioni tra 0° e 20° (max. 35°) verso SW e più raramente verso NE. I piani assiali presentano immersioni variabili tra $N130^\circ$ e $N200^\circ$ ed inclinazioni comprese tra 80° e 40° (Fig. 100). Generalmente questa fase non sviluppa una nuova scistosità limitandosi ad un ripiegamento della S_2 . Solo in alcuni affioramenti (per esempio nel crinale est del Monte Catino e a nord di questo) si è osservata la formazione di nuovi piani S_3 nelle porzioni più pelitiche.

La foliazione S_3 costituisce un *crenulation cleavage* definito da superfici di dissoluzione, dalla rotazione meccanica delle muscovite e delle ilmeniti presenti sulla S_2 e talora dall'isorientazione di lepidoblasti di muscovite di neoformazione aventi grana maggiore rispetto a quella disposta lungo la S_2 . Questa muscovite di neoformazione può presentare al proprio interno scie di inclusioni che evidenziano la S_2 e talora, come la biotite, sembra post-cinematica rispetto a S_2 . Queste ed altre osservazioni fanno propendere per una crescita durante tutto l'arco della deformazione D_3 . Lo sviluppo della foliazione S_3 è in ogni caso limitato alle por-

zioni originariamente più pelitiche: molto spesso essa risulta appena accennata e limitata alle cerniere delle pieghe F_3 . Granato e plagioclasio mostrano scie di inclusioni rettilinee o debolmente ondulate di S_1 , per cui risulterebbero cristallizzati nelle fasi iniziali della deformazione D_2 .

Un'ultima deformazione D_4 è presente ovunque, ma produce solo un blando ripiegamento alla mesoscala, con sviluppo di piccole pieghe F_4 quasi simmetriche, da blande ad aperte, con piano assiale subverticale. Questa fase presenta assi delle pieghe immergenti tra $N160^\circ$ e $N200^\circ$ con inclinazioni tra 0° e 20° ; in limitati settori sono state misurate immersioni a $N340^\circ-360^\circ$. Generalmente sia la fase D_3 che la D_4 producono sui piani di scistosità S_2 una diffusa lineazione di crenulazione.

La presenza di filoni rioclitici (f_c) permiani (vedi cap. V) che tagliano con angoli variabili la scistosità principale e che risultano solo localmente blandamente piegati e quindi non coinvolti nelle deformazioni D_2 e D_3 , conferma l'età varisica delle stesse come riportato in letteratura (HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT, 1987; RING & RICHTER, 1994; SASSI & SPIESS, 1981), contrariamente a quanto si assiste nel settore centrale (lombardo) delle Alpi Meridionali.

La successiva deformazione D_4 , la cui orientazione è compatibile con la deformazione avvenuta lungo la linea Insubrica, in questa zona dovrebbe essere alpina, avendo coinvolto anche i filoni permiani (f_c).

Infine, pieghe aperte orientate ENE-WSW con piano assiale immergente debolmente a nord sono state osservate localmente nell'unità di Bressanone lungo la continuazione in Val Sarentino della linea della Val Nova nei ripidi canali a valle del Maso Valle Sega. Per una dettagliata descrizione delle caratteristiche di questa linea, si veda il paragrafo 3.3.

Per quanto concerne le condizioni termo-bariche del picco termico metamorfico varisico e il tragitto P-T-t-D si rimanda al paragrafo V.3.1.5.

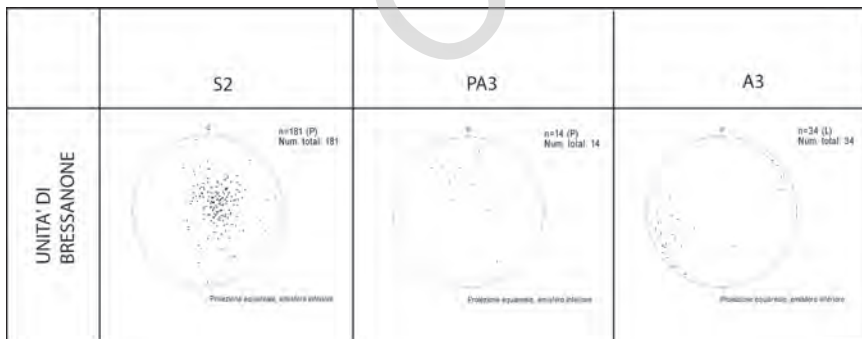


Fig. 100 - Proiezioni stereografiche degli elementi del fabric misurati nell'unità di Bressanone.

2.2. - ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

La successione vulcano-sedimentaria permo-mesozoica non è stata soggetta a metamorfismo durante l'orogenesi alpina. Essa giace in netta discordanza sul basamento metamorfico e presenta un assetto monoclinale con immersioni blande comprese tra 5° e 30° di inclinazione. La porzione di successione affiorante nella fascia prossima al versante sinistro della Val d'Adige presenta le immersioni principali verso i quadranti orientali con valori di immersione compresi tra N30° e N130°. Nel settore più orientale, fino al versante destro del Rio Deserto e del Rio dei Ronchi, la successione presenta immersioni prevalenti verso SW con valori compresi tra N270° e N170°. Si viene così a delineare una grande struttura blandamente sinclinalica con asse orientato circa N-S, il cui nucleo si estende da Malga Maia (N) a M. di Verano fino a M. di Meltina (S). La piccola porzione affiorante ad est della linea di Foiana in destra Val d'Adige presenta immersioni blande verso SW.

Tutta la fascia di affioramento del Sudalpino si presenta interessata da faglie molto regolari, per andamento e continuità laterale, caratterizzate da numerosi specchi di faglia con evidenti indicatori di movimento. Le principali linee tettoniche presentano inclinazioni prossime alla verticale (>70°) e movimenti in cui la componente principale è trascorrente con subordinate componenti verticali.

Le linee tettoniche morfologicamente più evidenti sono quelle orientate NE-SW, con cinematica prevalente trascorrente sinistra. Un secondo sistema ortogonale al precedente presenta dislocazioni particolarmente continue; in questo caso la cinematica è prevalentemente trascorrente destra con componente verticale che in genere ribassa il settore posto a SW.

Al primo sistema appartengono le faglie localizzate tra Postal ed il Rio Sinigo, con spostamenti massimi orizzontali di 600 metri. In particolare, la linea che passa per Maso Kofler presenta valori di immersione a N300° con inclinazioni di 60° ed è accompagnata da circa 50 cm di cataclasi con spostamenti orizzontali sinistri fino a 400 metri. Più a nord, nel letto del Rio Sinigo, all'altezza di Castel Verruca, i piani di faglia (320/85 e 320/55) presentano un *pitch* di 20° e cinematica sinistra. Pur dislocata, la faglia precedente prosegue verso NE per 4-5 km lungo il Rio Alm. In questo tratto la faglia pone a contatto tratti di successione permiana in parte differenti: a SE al di sopra della formazione di Gargazzone sono presenti le epiclastiti della formazione di Verano e quindi le ignimbriti riolitiche del membro Predonico della formazione di Ora, mentre a NW al di sopra delle ignimbriti della formazione di Gargazzone sono presenti le lave della formazione di Avelengo e le ignimbriti del membro Predonico con spessori ridottissimi.

A SE di Postal, nella zona di Maso Steger, sono presenti altre dislocazioni sinistre (140/70) molto evidenti alla scala dell'affioramento, con strie prossime all'orizzontale che non presentano però rigetti apprezzabili. Meno di un chilome-

tro a SE, presso il paese di Verano, è invece presente una faglia con andamento identico ed apparenti dislocazioni sinistre, che in pianta raggiungono i 500 m. Sistemi di faglia analoghi sono presenti anche verso la Val Nova. In particolare, nella zona che dal Col di Grones passa per M. Vernone ed arriva nei pressi di Giogo di Dosso è presente una faglia con piani 130-145/85 o 325/80, con strie orizzontali e spostamento sinistro di qualche centinaio di metri, che disloca coerentemente la linea della Val Nova e va ad interessare anche le intrusioni permiane.

Nel settore nordorientale (testata del Rio Deserto e Mittagter) sono presenti alcune faglie appartenenti al primo sistema, che presentano in media un andamento leggermente ruotato in senso antiorario di 20°-30°. Esse interessano sia i terreni della successione permo-mesozoica che quelli del basamento metamorfico. In particolare, nella zona di S. Osvaldo e Giogo di Pietramala è presente un'evidente faglia (290-300/80) a movimento trascorrente sinistro, che disloca alcune faglie WNW-ESE e NW-SE.

Notevole continuità laterale presentano in genere le faglie del secondo sistema ortogonale al primo. Importanti faglie ad andamento NW-SE, sono state individuate sia nel basamento (zona dell'Alpe di Monte Catino), sia al contatto tra basamento e successione permiana nella zona del Rio Deserto e del Rio dei Ronchi, sia lungo la zona immediatamente a NE della cresta che da Giogo di San Ginesio va a Giogo della Croce. In tutti i casi il movimento apparente è quello di un abbassamento del settore SW rispetto a quello NE o (in alcuni casi) di un movimento apparente destro.

Ancora più a SW è presente un altro lineamento ad andamento NW-SE che presenta una continuità di almeno 7-8 chilometri con rigetti verticali apparenti fino a 100-150 metri. Da specchi di faglia su piani associati o presenti lungo la dislocazione, si ricavano valori compresi tra 230/80 e 240/85 con strie perfettamente orizzontali e cinematica destra, cui si associano piani di Riedel 80/60 e 70/55.

Continuità analoga presenta la dislocazione che dalla zona di Sinigo prosegue verso SE fino ad oriente di Verano. La faglia presenta un andamento leggermente arcuato ruotando progressivamente da NW-SE a NNW-SSE verso meridione: misure prese in vari punti lungo il percorso del lineamento danno valori compresi tra 35/90 con piani di Riedel 230/75 *pitch* 20° e 55/70 *pitch* 170°; la cinematica è trascorrente destra con spostamenti in pianta di quasi un chilometro.

Nella zona di Piano della Forcella è stata individuata un'importante fascia deformativa con andamento in subrico WNW-ESE e movimento trascorrente destro. Essa è caratterizzata per un tratto di almeno un chilometro da una fascia cataclastica con spessori fino a 200 metri e sviluppo di breccie tettoniche. Verso W, prima di essere troncata dalla faglia ortogonale di Giogo di Pietramala descritta precedentemente, per un breve tratto essa pone a contatto il basamento metamorfico Sudalpino con le vulcaniti permiane. Verso oriente prosegue all'interno del basamento seguendo, pur dislocata, l'andamento del Rio dei Pesci nel cui alveo sono

stati misurati piani di faglia 210/80 con movimento destro. Sempre lungo l'alveo del Rio dei Pesci (quota ~1970 m), sono presenti nelle filladi livelli decimetrici di breccie cataclastiche coesive subconcordanti con la scistosità (qui immergente di 20° a N270°) costituite da clasti da millimetrici a centimetrici di filladi, quarzo, e gneiss, da angolosi a sub-arrotondati, immersi in una matrice clastica fine, grigio scuro, con cristalli di quarzo, muscovite, clorite, epidoto, pirite e feldspati alterati. Si tratta probabilmente di breccie formatesi per flusso cataclastico ad una certa profondità, lungo piani di taglio a basso angolo, impostatisi parallelamente alla scistosità.

Sono infine presenti faglie E-W a movimento sinistro e faglie *dip-slip* normali orientate E-W e NW-SE; esse però non presentano mai rigetti di una certa entità.

3. - LE GRANDI LINEE TETTONICHE TARDO-ALPINE

(A. Zanchi con contributi di C. Morelli e S. Zanchetta)

3.1. - LE LINEE DI SEPARAZIONE TRA IL DOMINIO AUSTRALPINO E LE ALPI MERIDIONALI

L'attuale distribuzione delle unità tettono-metamorfiche presenti nel F°. Merano è direttamente condizionata dalla presenza di grandi zone di faglia, attive per lo meno a partire dall'Oligocene, che costituiscono spesso i contatti tra le principali unità. Lo sviluppo di queste strutture è generalmente avvenuto prima in condizioni duttili per passare poi a regimi tettonici più superficiali caratterizzati da deformazione fragile-duttile e fragile. La principale struttura presente nel F° Merano è la linea Insubrica, che in questo settore delle Alpi mostra un andamento NE-SW, obliquo al *trend* principale E-W che caratterizza la stessa ad est e ad ovest. I rapporti tra linea Insubrica e linea delle Giudicarie s.s. sono stati chiariti da PROSSER (2000) e da VIOLA *et alii* (2001). Secondo questi Autori, il settore orientato NE-SW, coincidente con la parte più settentrionale della linea delle Giudicarie, rappresenta la formazione di una zona di curvatura a carattere compressivo (*restraining bend*) lungo la linea Insubrica, accompagnata da un movimento inverso anziché trascorrente destro come nei settori ad orientazione E-W. Zone milonitiche con direzione NE-SW, immergenti a NW con inclinazioni medio-alte, lineazioni d'estensione lungo l'immersione e indicatori cinematici indicanti un movimento del tetto verso SE, testimoniano il sovrascorrimento dell'Austroalpino sul Sudalpino in tutta la regione.

La successiva attivazione di un sistema di faglie trascorrenti sinistre in regime prevalentemente fragile (PROSSER, 2000; VIOLA *et alii*, 2001), coincidenti con la linea delle Giudicarie nord, avrebbe poi semplicemente accentuato la curvatura

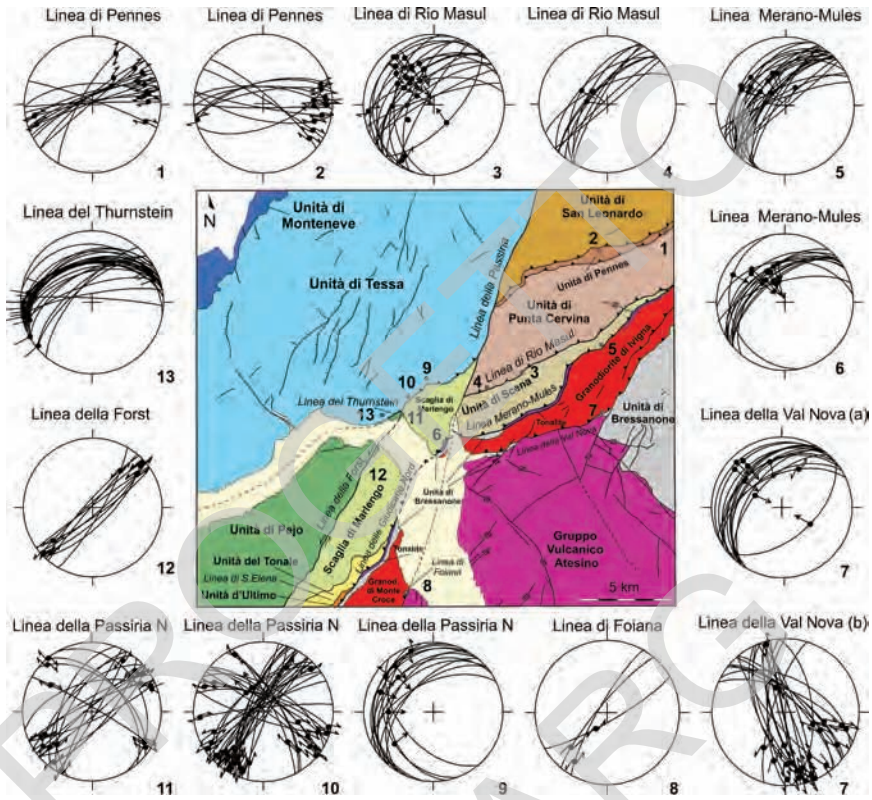


Fig. 101 - Schema tettonico del foglio 013 " Merano " con rappresentati i dati strutturali relativi alle principali linee tettoniche. I piani di faglia con strie sono rappresentati con ciclografiche e frecce, mentre le foliazioni milonitiche sono rappresentate da ciclografiche con un trattino senza freccia. In queste ultime il trattino indica il movimento del top della zona di taglio.

originaria di questo particolare segmento della linea Insubrica e il suo apparente rigetto, sovrapponendosi in parte al sovrascorrimento tra Austroalpino e Sudalpino e proseguendo poi in modo indipendente lungo la Val Passiria, dando luogo all'omonima linea. Si ricorda che SPIESS *et alii* (2001) distinguono due differenti rami della linea della Passiria: una linea della Passiria sud, che attraversa la bassa Venosta all'altezza di Foresta e Quarazze e una linea della Passiria nord presente lungo la valle stessa (Fig. 101).

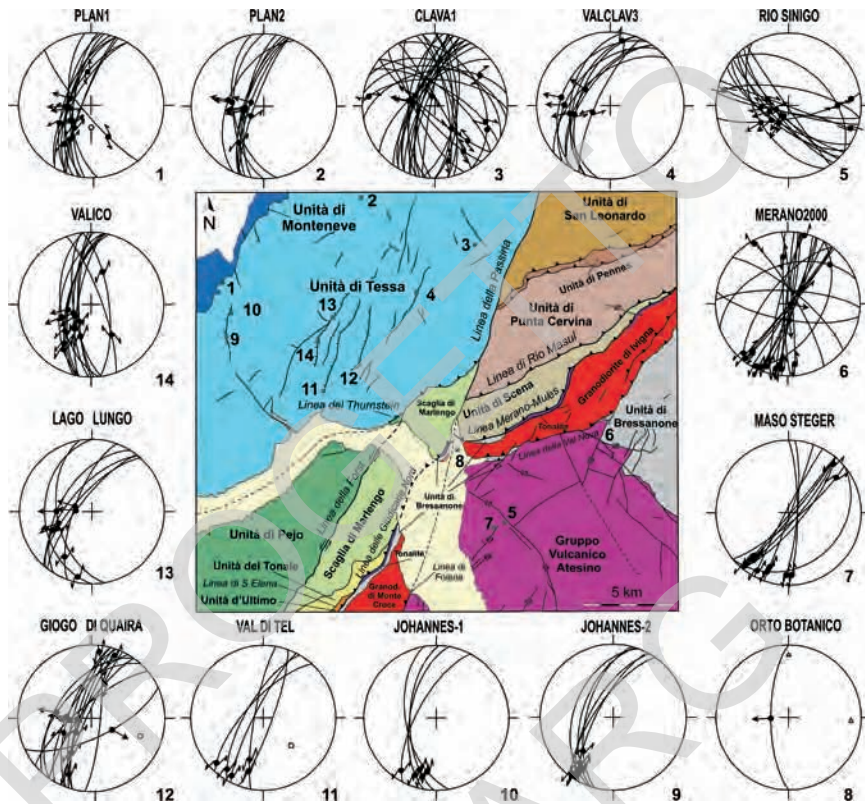


Fig. 102 - Schema tettonico del foglio 013 "Merano" con rappresentati i dati strutturali relativi alle linee tettoniche secondarie.

3.1.1. - Linea Insubrica: tratto sud (Linea delle Giudicarie nord)

La porzione del sovrascorrimento tra Austroalpino e Subalpino, presente a sud di Merano, fa parte della linea delle Giudicarie nord (PROSSER, 2000), qui caratterizzata da fasce milonitiche in facies scisti verdi immergenti a NW con inclinazione medio-alta, che mettono a contatto le due unità. Il suo decorso è evidenziato dalla presenza, lungo il contatto principale, di corpi tonalitici lentiformi sintettonici, con spessori dell'ordine di alcuni metri. Le tonaliti affiorano con continuità dai masi Erben e dal rio a SE di Pavicolo fino quasi al Castello Monteleone ad W di Cermes. Le tonaliti (TLG) sono caratterizzate da una foliazione moderata o intensa, resa evidente dall'isorientazione dell'anfibolo, che si dispone con l'asse maggiore (c), suborizzontale e parallelo al piano di faglia.

A tetto della linea delle Giudicarie nord sono presenti in prevalenza paragneiss (*TTP*) ricchi di pegmatiti poco deformate, appartenenti all'unità del Tonale. In prossimità della faglia, questi sono caratterizzati dalla presenza di miloniti e filloniti che mostrano una marcata riduzione di grana e frequenti strutture s-c ed s-c', ben individuate soprattutto nelle porzioni più ricche in quarzo. Quasi ovunque le strutture milonitiche sono parzialmente oblitrate da una sovrainfronata cataclastica più o meno estesa.

A letto, con spessore fino ad alcune decine di metri, sono costantemente presenti le tonaliti che separano l'Austroalpino dalle filladi dell'unità di Bressanone (Alpi Meridionali); le filladi sono caratterizzate da metamorfismo di contatto e frequenti iniezioni aplitiche e microgranitiche. Le rocce di contatto occupano una fascia di spessore variabile tra 50 e 300 metri e bordano con contatto primario il plutone permiano di Monte Croce a settentrione. Le tonaliti sono caratterizzate da zone di taglio milonitiche e cataclastiche, dove si osserva riduzione di grana associata, in qualche caso, alla formazione di una foliazione milonitica individuata da mica chiara e clorite.

Lungo il piano di faglia, in corrispondenza dell'impluvio che da Maso Corona (Cermes) prosegue verso W, a quota 720 m circa, tra le tonaliti e i paragneiss austroalpini, è stato rinvenuto un sottile livello (1 m) di rocce sedimentarie fortemente deformate, costituite da calcari sottilmente stratificati alternati a livelli di ardesie e calcescisti nerastri. Questo livello probabilmente appartiene alla copertura mesozoica del Sudalpino (Fig. 104c). In questo punto il piano di sovrascorrimento immerge verso nord a basso angolo; le pieghe e i sovrascorrimenti secondari presenti all'interno della copertura indicano un movimento del tetto verso SE.

3.1.2. - *Linea Insubrica: tratto nord (linea Merano-Mules)*

A partire da Merano, la linea Insubrica presenta un'orientazione NE-SW, si separa nettamente dalle successive faglie trascorrenti attivatesi lungo il sistema delle Giudicarie nord ed assume la denominazione di linea Merano-Mules (Figg. 101 e 102). Il contatto tra Austroalpino e Sudalpino è ben esposto a Merano ed a sud dei Masi Zmailer ed Egger (Scena) fino alla cresta situata a N del Rifugio Ivigna (Fig. 103). Mentre a sud (Val d'Ultimo) la linea Insubrica è caratterizzata da fasce cataclastiche che tendono a distribuirsi nella granodiorite di Monte Croce, nelle filladi incassanti del Sudalpino e nei paragneiss dell'unità del Tonale dell'Austroalpino, tra Merano e il Picco di Ivigna la zona di faglia presenta uno spessore più consistente ed è costituita da fasce cataclastiche ed ultracataclastiche di ampiezza plurimetrica. Queste sono spesso accompagnate da livelli di pseudotachiliti a loro volta foliati, associati a livelli metrici di miloniti lineate in facies di



Fig. 103 - Vista panoramica della linea Merano-Mules dalle pendici del Monte di San Vigilio.

scisti verdi (Figg. 104 e 105; passeggiata Tappeiner, Maso Zmailer). Presso l'impiuvio a S del maso Zmailer, tra gli gneiss milonitici dell'Austroalpino e le tonaliti è presente una lente plurimetrica di dolomie giallastre (*MOC*) probabilmente appartenenti alla copertura sedimentaria del Sudalpino, di possibile età triassica.

La linea Merano-Mules è ben esposta nella parte alta della città di Merano, dove attraversa la terminazione orientale della "passeggiata Tappeiner" nei pressi della Torre delle Polveri. Tra quest'ultima e la statua dedicata a Tappeiner sono ben visibili potenti fasce milonitiche caratterizzate da una marcata riduzione della grana e da un'evidente lineazione d'estensione disposta quasi lungo l'immersione (pitch 70°) di piani immergenti a WNW con un'inclinazione di circa 60° (Fig. 101). Strutture di tipo s-c, accompagnate da piani c' indicano un movimento del tetto verso sud. Nello stesso affioramento si osservano fasce cataclastiche sovrimposte alla foliazione milonitica con analogia cinematica di tipo inverso e strie con giacitura molto simile alle lineazioni d'estensione qui esposte.

Nella zona di Merano e Scena il letto della faglia è costituito dal plutone di Ivigna e dalle porzioni filladiche incassanti, che presentano entrambe ampie fasce milonitiche (Figg. 103 e 33). Gneiss milonitici sono inoltre presenti lungo il tetto

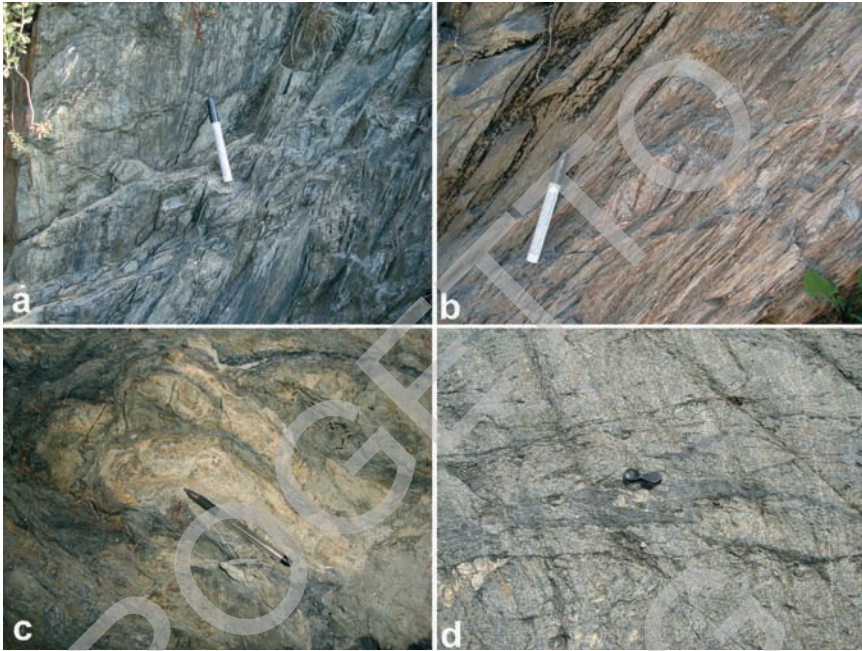


Fig. 104 - a) filloniti lineate lungo la linea Insubrica (Torre delle Polveri, passeggiata Tappeiner a Merano); b) filloniti foliate lungo la linea Insubrica (Torre delle Polveri, passeggiata Tappeiner Merano); c) carbonati e ardesie deformate lungo la linea Insubrica (Canalone a SW di Cermes); d) pseudotachiliti deformate in paragneiss milonitici austroalpini a tetto della linea Insubrica (Monte di San Benedetto, Tirolo, Merano).

della faglia per un notevole spessore. Particolarmente interessante è la situazione esposta sulla cima del Monte di San Benedetto, dove fasce ultracataclastiche associate a vene di pseudotachiliti tagliano gneiss milonitici Austroalpini e sono successivamente deformate in condizioni duttili (Fig. 104).

Dal Monte di San Benedetto la linea ha andamento NE-SW e si segue fino alla zona industriale di San Zeno situata poco a monte di Merano in Val Passiria, dove sono ben esposte fasce ultracataclastiche, sviluppate tra le tonaliti e i paragneiss Austroalpini (Fig. 106). Da qui la linea è poi ricoperta dalle alluvioni del F. Passirio. In sinistra idrografica, il primo tratto esposto assume un andamento E-W fino ad est di San Giorgio. Inoltre, la linea sembra essere dislocata di circa 0.5-1 km da una faglia con movimento trascorrente sinistro, che decorre lungo l'alveo del F. Passirio, al di sotto dei depositi recenti.

Le rocce in prossimità della linea Merano-Mules presentano generalmente un'accentuata impronta milonitica sia nel letto che nel tetto, ad indicare una deformazione a livelli strutturali relativamente più profondi rispetto al settore meri-

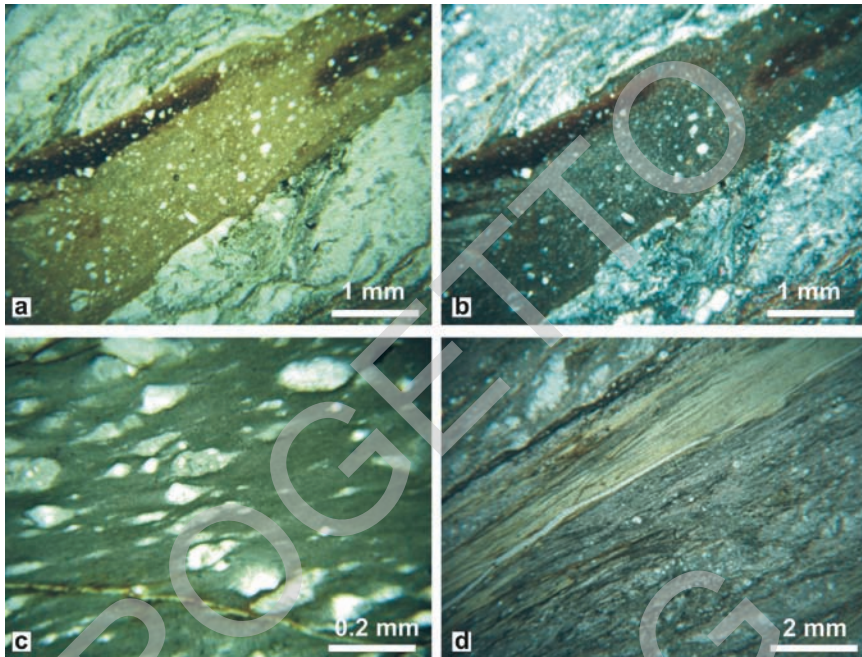


Fig. 105 - Microstrutture delle rocce di faglia lungo la linea Insubrica: a) vena di pseudotachilite con clasti di quarzo e plagioclasio negli gneiss austroalpini (Monte San Benedetto), nicol paralleli; b) stessa immagine di fig. a con nicol incrociati; c) miloniti di pre-esistenti vene di pseudotachiliti con deformazione duttile e sviluppo di clasti σ (Monte San Benedetto); d) filloniti a sericite e clorite nel basamento Sudalpino (passeggiata Tappeiner, Merano).

dionale. Inoltre, mentre nel tratto fino a bosco Bandita nel letto è di nuovo presente una fascia di filladi, più a nord affiorano direttamente la Granodiorite di Ivigna e solo per brevi tratti sottili fasce costituite dalle rocce incassanti. Anche in questo caso lungo il piano di faglia sono presenti i corpi tonalitici, con caratteristiche identiche a quelle del settore meridionale; solo nella zona di Merano la tonalite è in parte assente o ridotta a livelli di spessore minimo ($< 1\text{m}$).

Nel settore a ovest del Picco di Ivigna, la linea Merano-Mules è costituita da livelli localizzati di miloniti e cataclasiti con spessore metrico o al massimo plurimetrico. Le fasce principali di cataclasiti non seguono perfettamente il contatto tra le tonaliti e gli gneiss milonitici austroalpini. A NE del rifugio Ivigna, la principale fascia cataclastica si colloca internamente agli gneiss dell'Austroalpino, seppure solo per alcuni metri. I valori di giacitura dei piani di taglio cataclastici misurati lungo la linea Insubrica sono compresi tra $N300^\circ$ e $N340^\circ$ per l'immersione, con inclinazioni variabili da 40° a 60° .

Dal Giogo delle Laste sino alla Valle di Pascolo Verde la linea ha sempre an-

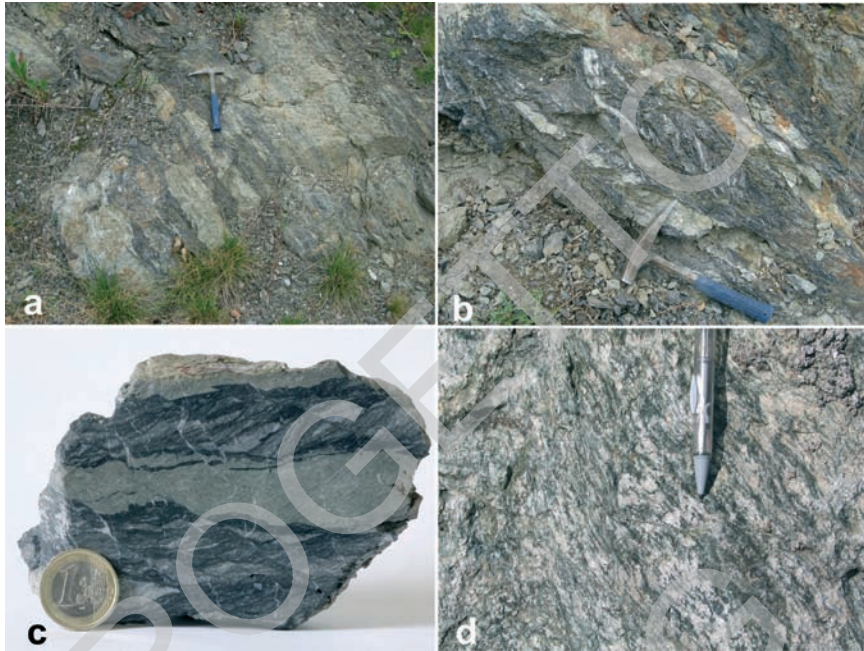


Fig. 106 - Rocce di faglia lungo la linea Insubrica a San Zeno, Merano: a) livelli di ultracataclasiti lungo la linea Insubrica; b) ultracataclasiti foliate a tetto delle tonaliti (gneiss austroalpini); c) campione delle rocce di faglia milonitico-cataclastiche di figura b; d) tonaliti milonitiche.

damento NE-SW. La zona di taglio posta al contatto è costituita da ultramiloniti di basso grado, alle quali si sovraimpangono sottili livelli di spessore massimo metrico di cataclasiti nere a grana molto fine. In prossimità del contatto affiora una fascia di tonaliti, non sempre continua e con spessore massimo di pochi metri. Corpi tonalitici più potenti (un centinaio di metri) con anfiboli centimetrici isorientati affiorano nella Valle del Pascolo Verde. Sia la granodiorite (IVG), sia le tonaliti (TLG) al contatto con gli gneiss del basamento Austroalpino sono localmente deformate da zone milonitico-cataclastiche di spessore metrico.

Gli gneiss, i marmi e le quarziti appartenenti all'Austroalpino, localizzati lungo il tetto della linea Insubrica, sono invece molto più deformati e hanno spesso tessitura milonitica, con foliazione orientata parallelamente alle ultramiloniti presenti lungo il contatto principale (Fig. 106).

I marmi, in particolare, affiorano poco a monte del contatto in livelli metrici e sono sempre fortemente boudinati (Fig. 107). Risultano a volte attraversati trasversalmente da vene di estensione di spessore fino a metrico poste in prossimità del contatto. Complessivamente le giaciture della foliazione milonitica e

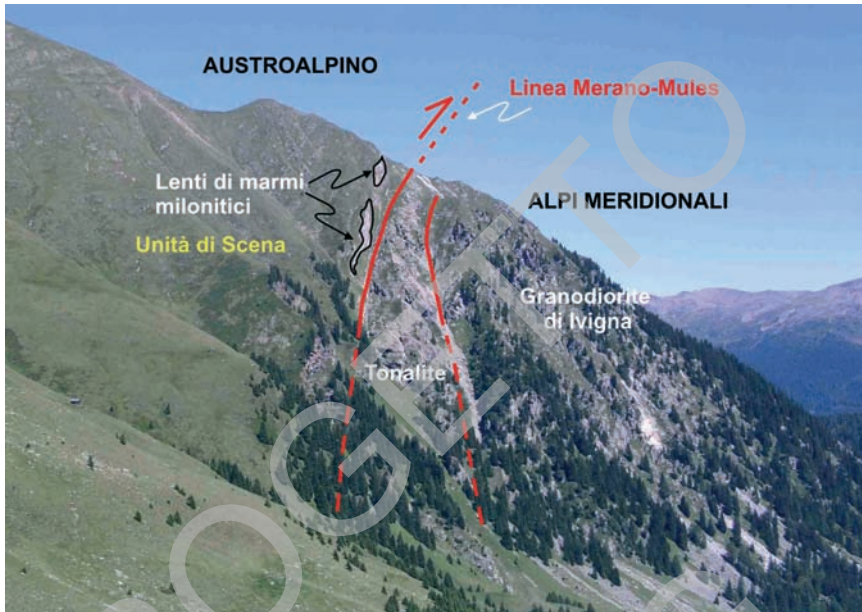


Fig. 107 - Vista panoramica della linea Insubrica (Merano-Mules) in Val Sarentino, nei pressi della Valle del Pascolo Verde (vista verso nord).

delle fasce cataclastiche di contatto sono poco variabili: l'immersione è compresa tra $N300^\circ$ e $N320^\circ$ con inclinazione tra 40° e 50° . Si riconoscono, soprattutto all'interno dei marmi, lineazioni d'estensione disposte quasi lungo l'immersione. Lineazioni d'estensione meno marcate, con analogia orientazione, si riconoscono anche in altri settori nelle quarziti dell'Austroalpino in prossimità della faglia.

Nella Valle del Pascolo Verde e nel circo che si apre a SE del Monte delle Fosse, la Granodiorite di Ivigna presenta localmente alcune fasce milonitiche di spessore limitato. Lo sviluppo di una foliazione milonitica si osserva negli affioramenti situati in sinistra idrografica della valle del Pascolo Verde. L'intensità della deformazione va aumentando avvicinandosi alla zona di faglia. Si passa da strutture protomilonitiche (ad esempio, appena a N del rudere nel fondovalle a quota 1668 m), in cui la granodiorite assume una tessitura leggermente occhidina, a settori caratterizzati da una forte riduzione della grana e da uno sviluppo sempre più intenso della foliazione (Fig. 108).



Fig. 108 - Fasce deformative duttili (ultracataclasiti e miloniti) nella Granodirite di Ivigna nei pressi del contatto con la linea Merano-Mules, (Valle del Pascolo Verde, Val Sarentino).

3.2. - LE LINEE TETTONICHE INTERNE ALL'AUSTROALPINO

3.2.1. - Linea del Thurnstein

Nella parte più meridionale dell'unità di Tessa, nei pressi del Castello del Thurnstein (San Pietro, a SW di Tirolo), è presente un'importantissima linea tettonica, almeno in parte nota già in passato (DAL PIAZ GB., 1936; DIETZEL, 1960) e segnalata già sul foglio Merano a scala 1:100.000, che ha dato luogo a una serie di interpretazioni controverse (SPIESS, 1995; SPIESS, 2001a; VIOLA *et alii*, 2001). Tale struttura è indicata dalla presenza di un'ampia fascia milonitica, denominata milonite del Thurnstein (VIOLA *et alii*, 2001) in facies di scisti verdi, che coinvolge ortogneiss e paragneiss. La zona di taglio è orientata circa ENE-WSW con inclinazione variabile da medio a basso angolo e presenta generalmente linee di estensione suborizzontali, mentre gli indicatori cinematici connessi a strutture s-c, s-c' e a porfiroclasti asimmetrici di K-feldspato, suggeriscono un

senso di taglio normale-sinistro (Fig. 101). Secondo VIOLA *et alii* (2001), queste miloniti potrebbero rappresentare la prosecuzione verso SW della linea del Passo Giovo, a sua volta connessa alla prosecuzione della linea del Brennero. Seguendo questa interpretazione, le miloniti del Giovo risulterebbero dislocate di circa 15 km verso sud dalla trascorrente sinistra della Passiria fino ad assumere l'attuale posizione a ovest di Merano.

Anche secondo i nuovi dati raccolti, le miloniti del Thurnstein rappresentano sicuramente il limite meridionale dell'unità di Tessa, qui a contatto con le unità che costituiscono la Falda dell'Ortles-Campo. La stessa fascia milonitica sembra inoltre proseguire lungo il lato destro idrografico della Val Venosta al piede del versante settentrionale della Guardia Alta di Naturno. Miloniti appartenenti a questa zona di taglio sono esposte di fronte a Tel in bassa Val Venosta. Le notevoli differenze nella composizione ed evoluzione tettono-metamorfica delle unità che costituiscono rispettivamente il letto della linea del Giovo e della linea del Thurnstein rendono improbabile l'interpretazione proposta da VIOLA *et alii* (2001). Inoltre, la differente orientazione delle lineazioni d'estensione, osservata nelle miloniti presenti lungo le due linee è un altro argomento a sostegno per la separazione delle due fasce milonitiche, come suggerito anche da ROSENBERG *et alii* (2007). L'apparente rigetto tra le miloniti del Giovo e del Thurnstein potrebbe essere in parte legato alla presenza di un'originaria zona di trasferimento che collegava le due differenti fasce, poi ripresa in tempi più recenti dalla faglia della Passiria. Seguendo quest'ultima interpretazione, il rigetto lungo la linea della Passiria potrebbe essere inferiore a quanto suggerito in precedenza.

3.2.2. - Linea di Rio Masul

Questa zona di taglio ha notevoli dimensioni, estendendosi lungo l'intero versante N del Rio Masul, in destra idrografica dalla Punta del Re fino al greto stesso del Rio Masul a SE di Saltusio. Si tratta di una fascia di micascisti e gneiss a tessitura milonitica, comprendenti anche ortogneiss milonitici con rari livelli di anfiboliti. Dove la deformazione è più intensa e localizzata, gli scisti sono in realtà costituiti da livelli di ultramiloniti, a grana molto fine e con bassa percentuale di porfiroclasti. La foliazione milonitica è marcata dall'isorientazione di mica chiara, clorite e quarzo a nastri. Localmente sono osservabili strutture di tipo s-c e sui piani di foliazione si osserva una lineazione preferenziale data dall'allineamento di granuli di quarzo. I valori di giacitura sono abbastanza costanti: l'immersione è compresa nella maggior parte dei casi tra N310° e N330°, con inclinazione tra 50° e 75°. La lineazione presenta valori di immersione compresi tra N300° e N320°, con inclinazione intorno a 40°-50°. In particolare (Fig. 101), sono rappresentate le strutture misurate lungo la strada Verdines-Talle, in prossimità del ponte sul

Rio Masul e lungo la strada che da Maso di sotto porta all'abitato di Viadacqua.

Questa zona di taglio è separata, a sud dalla linea Merano-Mules, da una porzione di basamento meno deformata appartenente all'unità di Scena, costituita da micascisti a granato e staurolite e da gneiss a biotite, granato e sillimanite, piegata dalla fase D_3 e spesso interrotta da fasce cataclastiche, ma non particolarmente interessata dall'intensa deformazione duttile presente lungo la zona di taglio in questione.

La zona di taglio milonitica di Rio Masul è stata successivamente riattivata in parte in regime fragile, come evidenziato da fenomeni di cataclasi più o meno intensa. Sono diffusi i livelli millimetrici di cataclasi lungo i piani di foliazione, mentre localmente, spesso in corrispondenza degli impluvi, si osservano fasce cataclastiche di spessore metrico, colore nero, grana fine, che a volte si impostano parallelamente alla foliazione milonitica, mentre altre volte la tagliano trasversalmente. Queste zone cataclastiche hanno generalmente direzione compresa tra $N60^\circ$ e $N80^\circ$ e inclinazione compresa tra 50° e 80° . Le fasce cataclastiche più superficiali, caratterizzate da intensa fratturazione e minore riduzione di grana, sono abbastanza rare lungo la linea di Rio Masul, indice probabilmente di una scarsa riattivazione durante le ultime fasi di movimento. Le fasce cataclastiche di maggior spessore affiorano lungo la strada che porta all'abitato di Viadacqua e a sud della Punta del Re, dove raggiungono spessori anche metrici. Le caratteristiche strutturali di questa fascia deformativa risultano particolarmente ben esposte lungo la cresta meridionale della Punta del Re e lungo il sentiero che porta sulla Punta della Cervina dal versante della Val Passiria. Anche lungo il versante sinistro orografico del Fiume Passirio, poco più a S del Rio Masul, sono stati osservati dei livelli cataclastici localizzati di spessore decimetrico.

In prossimità di questa zona di taglio sono state anche osservate faglie inverse ENE-WSW e sistemi coniugati di faglie trascorrenti compatibili con la cinematica delle zone milonitiche. Alcuni affioramenti di difficile accesso, ricchi di pseudotachiliti, associate a faglie di questo tipo, sono presenti nella parte alta dell'alveo di Rio Masul a quota 1600 m circa.

3.2.3. - *Linea di Pennes*

Questa zona di taglio, il cui spessore raggiunge alcune centinaia di metri, si estende dalla Valle di Sottomonte in Val Sarentino (Fig. 101), all'alta Valtellinese in Val Passiria, al vallone di Rio Graves e oltre verso il fondovalle della Val Passiria, passando a sud della Cima dell'Alpetta e a nord del Monte Prantago. La linea si interrompe in prossimità del Fiume Passirio, dove risulta dislocata dalla linea della Passiria.

Si tratta di una grande zona di taglio comprendente l'intera unità di Pennes,

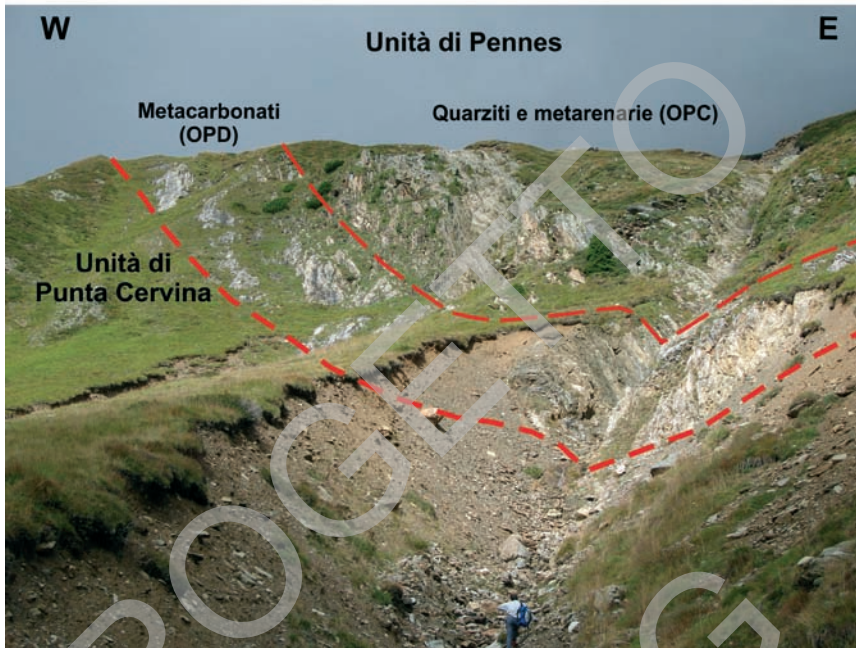


Fig. 109 - Zona milonitica al contatto con l'unità Pennes alla testata della Valle di Sottomonte (Val Sarentino). Sono ben visibili i metasedimenti dell'unità.

costituita da un'ampia fascia di ortogneiss chiari a tessitura marcatamente milonitica e da alcune scaglie di metasedimenti appartenenti alla copertura sedimentaria dell'Austroalpino (Fig. 109). La zona di taglio si estende verso est per alcune decine di chilometri, comprendendo potenti scaglie di dolomie del Triassico (Dolomia a *Diplopora anulata* Auct.) e metaconglomerati di probabile età permo-triassica, noti anche come “Verrucano di Mules”. Dove la deformazione è più intensa e localizzata sono presenti livelli di ultramiloniti scure, a grana molto fine.

La zona di taglio presenta una struttura complessa, acquisita con tutta probabilità nel corso di più eventi deformativi. E' presente, in generale, una foliazione milonitica marcata dall'isorientazione di mica chiara, clorite e quarzo a nastri, sviluppata sia nei metaconglomerati che nei livelli di ortogneiss inglobati all'interno del settore più deformato. I valori di giacitura sono abbastanza costanti: l'immersione è compresa nella maggior parte dei casi tra N320° e N350°, con inclinazione compresa tra 50° e 75°. In molti punti si riconoscono lineazioni d'estensione date da allineamenti di lamelle di clorite e da quarzo, con giacitura variabile, da quasi *dip-slip* a obliqua, probabilmente connesse ad una prima fase di movimento di tipo inverso.



Fig. 110 - *Ortogneiss milonitici della zona di taglio di Pennes, si notano strutture s-c' indicanti un taglio destro (Valle del Rio Bianco).*

Verso S questa zona di taglio si trova a contatto con una porzione di basamento meno deformata, costituita da paragneiss a bande a cianite e clorite e paragneiss a biotite prevalente con frequenti fasce milonitico-cataclastiche dirette NE-SW di spessore da decimetrico a metrico, con presenza di clorite e mica chiara.

La zona di taglio milonitica è stata poi riattivata in un regime prossimo alla transizione fragile-duttile e poi marcatamente fragile, come evidenziato da fenomeni di cataclasi più o meno intensa. L'intera zona appare caratterizzata da una cinematica destra con componente leggermente obliqua, probabilmente responsabile della verticalizzazione delle strutture. Lungo i principali contatti e all'interno della zona di deformazione sono ben visibili zone di taglio caratterizzate da strutture di tipo s-c accompagnate spesso da piani c', con senso di movimento destro (Fig. 110). Sono inoltre diffusi i livelli metrici di ultracataclasi di colore nero, grana fine, che a volte si impostano parallelamente alla foliazione milonitica, mentre altre volte la tagliano trasversalmente. I piani cataclastici mostrano valori di immersione compresi tra N180°-200° e N320°-350° con inclinazioni di 65°-70°. Sui piani di taglio sono spesso presenti fibre di crescita in quarzo indicanti un movimento trascorrente destro; altri piani sono diretti NE-SW e mostrano movimenti di tipo inverso (Fig. 110).

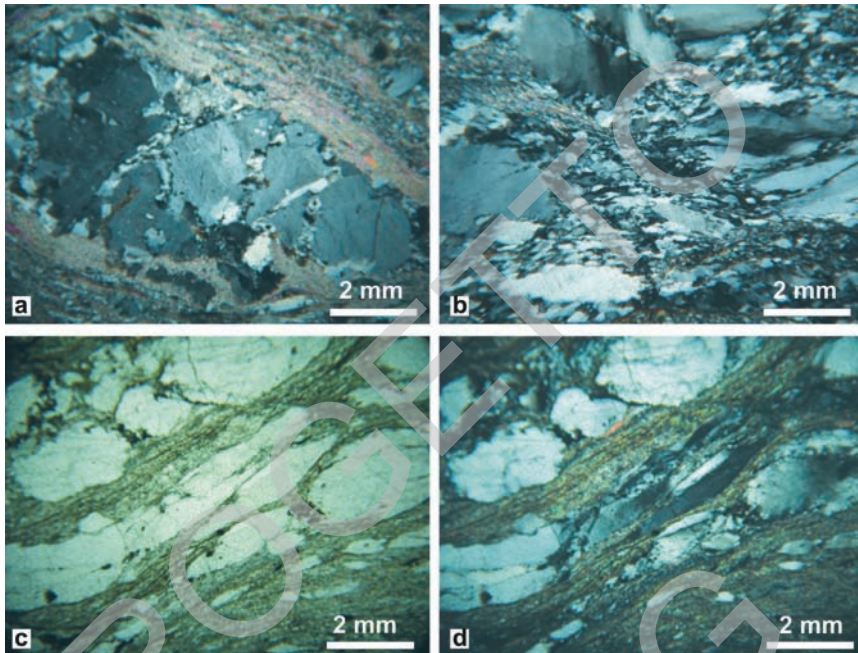


Fig. 111 - Microstrutture delle rocce di faglia presenti lungo la linea di Pennes: a) porfiroclasto fratturato di K-feldspato avvolto da un'incipiente foliazione milonitica individuata da sericite; b) ricristallizzazione dinamica del quarzo nello stesso campione della fig. a; c) fillonite con lenti e livelletti di quarzo con elevato aspect ratio dato da ricristallizzazione dinamica; d) stessa immagine di fig. c a nicol incrociati.

3.2.4. - Linea delle Giudicarie nord / linea della Passiria

La linea delle Giudicarie nord coincide, a sud di Merano, con le fasce di cataclasiti sovrimeste alle miloniti, che rappresentano il contatto tra Austroalpino e Sudalpino; è costituita dal sistema di faglie trascorrenti sinistre, sovrimesto alle miloniti precedentemente formatesi durante il sovrascorrimento tra le due unità. La struttura è orientata NNE-SSW e si segue con relativa continuità da Castel d'Ultimo a Castel Monteleone. Il piano di faglia principale presenta immersioni a N300° ed inclinazioni intorno ai 70° ed è associato, generalmente, alla presenza di fasce di cataclasiti e brecce di faglia, che suggeriscono una deformazione a livelli strutturali superficiali (Fig. 101). Gli indicatori cinematici evidenziano un movimento trascorrente sinistro con *pitch* compreso tra 0° e 30°. Associati al piano principale, sono presenti piani con movimenti inversi con la stessa direzione ma inclinati di 40°-45°.

La prosecuzione a nord delle trascorrenti tardive del sistema delle Giudicarie, attraverso la Valle dell'Adige e la città di Merano, è problematica, a causa delle estese coperture quaternarie che ne nascondono il decorso. La linea Merano-Mules sembra essere nettamente dislocata poco a nord di Merano in corrispondenza dell'alveo del Fiume Passirio con un rigetto orizzontale apparente compreso tra 0.5-1 km e una forte variazione locale di giacitura, forse connessa ad effetti di trascinamento prodotti dai movimenti trascorrenti.

A nord di Merano, la linea della Giudicarie nord assume il nome di linea della Passiria nord (SPIESS *et alii.*, 2001a). La struttura principale è poco evidente, in quanto è nascosta dalle alluvioni recenti che ricoprono il fondovalle. La presenza di un'importante struttura NNE-SSW è comunemente testimoniata dall'andamento perfettamente rettilineo della Val Passiria e, soprattutto, dalla marcata differenza dell'assetto strutturale presente lungo i due fianchi della valle, che risultano caratterizzati da unità con evoluzioni tettono-metamorfiche molto differenti. Inoltre, tutte le principali linee di taglio presenti lungo il versante sinistro della Passiria si interrompono in corrispondenza del fondovalle, risultando in parte (linea di Pennes) deflesse dalla trascorrenza sinistra verificatasi lungo la linea della Passiria. L'analisi mesoscopica, condotta su numerosi affioramenti di cataclasiti presenti in prossimità dell'alveo, evidenzia la presenza di strutture con geometria e cinematica compatibile con quella della linea della Passiria, anche se dominano sistemi di tipo secondario con caratteristiche geometriche e cinematiche spesso complesse. La linea della Passiria s'interrompe in corrispondenza della linea del Giovo all'altezza di San Leonardo in Passiria, oltre il limite del foglio.

3.2.5. - *Faglia della Forst (linea della Passiria sud)*

Questa faglia è stata identificata ed in parte descritta da SPIESS *et alii* (2001a), che la interpretano come un ramo meridionale della linea della Passiria (linea della Passiria sud; Fig. 101). Visto il decorso della struttura, riteniamo più adatto il termine di faglia della Forst. La faglia risulta di notevole importanza anche dal punto di vista sismotettonico (Fig. 113), in quanto gli epicentri del terremoto del 2003 sembrano essere allineati lungo la stessa (CAPORALI *et alii*, 2005).

Rappresenta la zona di taglio che, dall'abitato di Foresta, in corrispondenza dello stabilimento della Forst, prosegue verso S lungo l'impluvio del Wassertal Graben fino oltre il Giovo di San Vigilio. Separa il settore occidentale, costituito dall'unità di Pejo (falda Ortles-Campo) dalla parte più orientale, costituita dalla scaglia di Marleno. Il decorso della struttura è individuato da fasce di dimensioni variabili a seconda della posizione, costituite da miloniti e sovrimposte cataclasiti e ultracataclasiti. All'altezza del Maso Senn am Egg, a quota 700 m, lungo uno spaccato artificiale, si può osservare una fascia di quarziti milonitiche e ultrami-

lonitiche con spessore decametrico. Le miloniti risultano crenulate da pieghe con asse suborizzontale parallelo alla direzione delle miloniti stesse. In prossimità dello stesso impluvio, sia a quota 700 m che più in alto a quota 1000 m circa, si vedono invece livelli di cataclasiti e ultracataclasiti neri di spessore massimo intorno al metro. Nelle vicinanze del Giogo di San Vigilio la faglia è riconoscibile anche morfologicamente, perché provoca la formazione di una depressione longitudinale molto pronunciata, che si estende dalla chiesetta di San Vigilio verso N per un chilometro circa. Proprio nei dintorni della chiesetta affiorano dei *boudins* di marmi e gneiss pegmatitici intrafoliali alla foliazione milonitica, legata alla presenza della faglia. Più a S di questa località si continua a seguire una fascia di cataclasiti fino alla sorgente dell'Orso, a quota 1785 m. E' possibile che la porzione meridionale della faglia della Forst si suddivida in più faglie minori. Una probabile continuazione meridionale potrebbe essere rappresentata dalla fascia di deformazione fragile che pone a contatto gli ortogneiss (*OOR*) con i micascisti a granato e staurolite (*OMI*) nell'impluvio orientato N-S situato a E della malga di Guggenberger, vicino al punto quotato 1749 m. Da questa località verso S le cataclasiti si trovano poi sia al contatto tra le due litologie che disperse al loro interno in fasce minori. Allo stesso sistema potrebbe essere legata la fascia di cataclasiti e ultracataclasiti che affiorano pochi metri più a S della Malga di Naturno per uno spessore di alcune decine di metri. Questa fascia di cataclasiti potrebbe confluire nella faglia della Forst in prossimità della chiesetta di San Vigilio.

Alla faglia della Forst sono legate anche una serie di fasce cataclastiche e milonitiche minori, con piani di movimento sub-paralleli ai piani osservati lungo la faglia; queste si riconoscono soprattutto negli impluvi a SW di San Felice, nel comune di Marleno, a quota 1000 m, ma anche a quota 1400 m, come pure negli impluvi minori che si trovano tra la frazione di S. Giuseppe e il Maso Senn am Egg.

I piani della foliazione milonitica misurati lungo la faglia principale e lungo le faglie minori adiacenti danno valori di immersione compresi tra N290° e N330°, con inclinazioni variabili tra 28° e 80°, mentre la foliazione cataclastica ha valori di immersione compresi tra N300° e N360°, con inclinazioni tra 30° e 75°. Simili cataclasiti si osservano lungo le pareti rocciose presenti sopra al cosiddetto "Giardino delle Rose" poco ad ovest del paese di Quarazze, all'interno delle quali si possono osservare lenti di pegmatiti. All'interno della fascia deformativa sono presenti pure rocce di colore nerastro a grana finissima, spesso con porfiroclasti asimmetrici che rappresentano una transizione tra comportamento fragile e duttile e corrispondono agli stadi deformativi più recenti.

La faglia della Forst prosegue dalla zona di Quarazze verso la bassa Val Passiria, attraversando la zona della Croce di Tirolo e congiungendosi con la linea della Passiria nord, vera e propria, a monte di Rifiano e di Caines. In questo tratto la struttura cambia leggermente orientazione, formando una *restraining bend* a carattere marcatamente transpressivo. Numerose fasce cataclastiche a scala da

metrica a decametrica sono presenti nella zona della Croce di Tirolo, lungo l'impluvio tra Caines e Bosco di Valle, sul versante idrografico destro della Passiria a monte di Rifiano e lungo la SS 44 tra Rifiano e Saltusio, individuando una fascia non sempre continua con direzione prevalente NE-SW. I piani di taglio hanno immersioni comprese tra N130° e N170° e sono subverticali a monte di Tirolo, mentre immergono a N310°-350° con inclinazioni minori (50°-80°) nelle fasce più a nord (Fig. 101).

Dove la deformazione è più concentrata, le ultracataclasiti coesive presenti sono di colore grigio-nero e risultano caratterizzate da intensa fratturazione (alcune fasce a monte di Tirolo e di Caines). Sono presenti anche protomiloniti con orientazione parallela ai principali piani di taglio, con protoliti non sempre riconoscibili. Sul versante idrografico destro della bassa Val di Sopranes (tra il torrente Finele e la strada che risale la valle) e lungo l'impluvio a monte di Caines, l'intensità della deformazione cataclastica è invece discontinua. Nella zona di Rifiano e più a nord la cataclasi è osservabile con maggiore continuità laterale e si è probabilmente impostata su paraderivati; sono presenti fasce milonitiche di spessore metrico non riattivate dalla deformazione cataclastica. In questo settore, una datazione Ar-Ar su pseudotachiliti campionate lungo la strada di Vernurio, ha dato un'età radiometrica di 17.3 ± 1.1 Ma (MÜLLER *et alii*, 2001).

3.2.6. - Sistemi di faglie NNE-SSW e NE-SW della Val Passiria

A ovest del ramo principale della linea della Passiria sono presenti numerose faglie minori orientate tra N-S e NE-SW, che attraversano l'alto crinale roccioso che collega la Cima di Gigot alla Cima della Motta.

Le faglie di questo sistema mostrano notevoli evidenze morfologiche, con scarpate e contropendenze ancora ben riconoscibili soprattutto negli alti circhi della Valle Sopranes e della Val Clava-Valle di Vals, dove terminano contro il crinale della Punta di Ulsen-La Clava. Numerosi laghetti glaciali e depressioni risultano allineati lungo queste strutture (Lago Lungo, Lago Nero, Laghi delle Casere).

In questo sistema rientrano le faglie Valico - Giogo Verde, Cima Rosa-Giogo di Valle, Giogo di Quaira-II Corno, Punta Alta-La Clava, Cima della Casera-Forcella di Saltusio, dirette NNE-SSW, generalmente con immersione verso W e tetto ribassato al massimo di alcune decine di metri.

Le faglie NE-SW del Giogo di Quaira e della parte più bassa del Rio di Tel mostrano componenti di movimento di tipo trascorrente sinistro quasi puro e risultano parallele a filoni andesitici tardoalpini (f_3). Si osservano, inoltre, strie più recenti indicanti movimenti di tipo normale-sinistro. Le faglie con direzione tra NNE-SSW e N-S presenti in corrispondenza del Valico e lungo la parte alta

dell'incisione valliva del Rio di Tel mostrano movimento prevalentemente di tipo normale (Fig. 102). Livelli cataclastici legati alla faglia Valico-Giogo Verde sono osservabili presso il Lago Nero, a nord del Lago Verde, presso il Giogo Verde e al Valico. La foliazione cataclastica presenta valori di immersione compresi tra N330° e N350° con inclinazione tra 30° e 50°. Le faglie Punta Alta-La Clava e del Giogo di Quaira-II Corno sono anche associate a filoni tarsoalpini con livelli cataclastici impostati parallelamente al contatto tra filone e incassante. Qui le cataclasi si sono sviluppate su fasce milonitiche di spessore centimetrico con tessiture s-c'.

Fasce cataclastiche di spessore metrico sono presenti lungo la valle che si estende dalla Forcella di Saltusio verso NNE, all'interno della quale sono state riscontrate evidenze di movimento di tipo normale, con il tetto ribassato a W. Questa fascia prosegue sul versante S della Clava, perdendosi in uno dei canali a E della Cima della Casera. Altre fasce cataclastiche di spessore metrico sono state osservate in Val Clava ad ovest di Punta Alta, con direzione N20°, a nord di Giogo di Valle con direzione N-S, a nord di Cima Nera con *trend* NW-SE e lungo la Valle del Tempo con direzione N20°.

Per quanto riguarda la cronologia delle strutture, in prossimità di Rio di Sotto (Val Clava), sono stati riconosciuti tre distinti sistemi di faglie: il primo costituito da faglie normali NNE-SSW di cui si è già accennato, il secondo da faglie E-W trascorrenti destre e l'ultimo da faglie normali N-S. Il sistema trascorrente destro E-W è successivo alle faglie normali NNE-SSW e precedente a quelle N-S.

Un'altra importante faglia sinistra-normale appartenente a questo sistema è ben visibile in corrispondenza della Forcella Johannes (2858 m). La faglia è diretta NNE-SSW, immerge ad W e presenta un rigetto verticale di almeno 100 metri ed un rigetto orizzontale probabilmente superiore (Fig. 112).

Sul colle compreso tra le due Cime Bianche è presente un'altra faglia avente direzione NNW-SSE con carattere trascorrente destro e della quale non è stato valutato il rigetto. Altre strutture di minor importanza sono presenti in corrispondenza della Bocchetta della Grava e 700 m a W del passo Gelato.

Nel settore occupato dalla porzione sommitale dell'unità di Tessa e di Monteneve sono stati riconosciuti sistemi di faglie trascorrenti subverticali diretti NNW-SSE, ben individuabili in quanto dislocano i potenti livelli di marmo che affiorano sulla sinistra idrografica della Valle di Plan. Nei pressi del Rif. Petrarca (2875 m) sono presenti faglie sinistre oblique distensive con andamento NNE-SSW. Sopra il Rif. Petrarca, lungo il sentiero che conduce all'Altissima, a quota 3000 m, si possono notare dei livelli di marmo sub-orizzontali dello spessore di qualche metro, dislocati da due faglie normali orientate NNW-SSE con un rigetto di qualche metro. A queste si aggiunge un sistema di faglie N-S normali aventi inclinazione compresa tra 40° e 60°.



Fig. 112 - *Faglia sinistra-normale in corrispondenza della Forcella Johannes (2858 m).*

3.3. - LE LINEE TETTONICHE INTERNE ALLE ALPI MERIDIONALI

3.3.1. - *Linea della Val Nova*

Questa linea ad andamento NE-SW subparallelo alla linea Merano-Mules è presente con continuità da Merano fino al limite est del foglio, formando il contatto principale sudorientale della Granodiorite di Ivigna (Fig. 101). In particolare, nel settore della Val Nova la linea pone a contatto la granodiorite con diverse formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino e con l'Arenaria di Val Gardena. Più a nord il contatto è con il basamento dell'unità di Bressanone. Il contatto è ben esposto in due punti: nell'incisione subito a N di Malga Sant'Osvaldo, a quota 2100 circa, e nella zona della Parete Rossa.

Nel primo punto il contatto è caratterizzato dalla presenza di una fascia cataclastica di circa 40 metri di spessore. A letto le filladi sono ridotte ad una cataclaste argillosa per uno spessore di circa un metro, mentre più in basso si presentano relativamente integre. La granodiorite invece presenta una fascia di 7-10 metri in cui è ridotta ad un sabbione per lo più sciolto, dove si osservano fasce foliate con strutture da flusso cataclastico, caratterizzate dalla presenza di porfiroclasti di forma subsferica costituiti da feldspato, che risulta incluso in una finissima

matrice argillosa (*gouge*). Ancora più in alto è presente una fascia di una ventina di metri, sicuramente più compatta, in cui la roccia granitica pur cataclasata ed intensamente fratturata non raggiunge il grado di disaggregazione sottostante e presenta nuclei integri di dimensioni centimetriche. Il contatto tra queste due fasce è marcato da piani di taglio netti di spessore centimetrico in cui la roccia assume colore nero e grana finissima (ultracataclasi). Questi piani presentano immersione variabile tra N310° e N330° con inclinazione sui 30°-40° e movimenti *dip-slip* di tipo inverso. Piani analoghi si ripetono a distanza di qualche metro nelle porzioni superiori unitamente a piani con blande evidenze di riattivazioni trascorrenti sinistre. Ancora più in alto è presente una fascia di graduale passaggio alla roccia integra in cui è diffusa un'intensa fatturazione con nuclei integri che raggiungono dimensioni metriche. I piani di taglio di questo tipo sono a loro volta dislocati da piccole faglie trascorrenti oblique, sia destre (NW-SE) che sinistre (N-S e NNW-SSE), connesse alla stessa direzione di compressione, ma formatesi per una permutazione locale degli assi principali di sforzo, avvenuta successivamente alle fasi di sovrascorrimento (Fig. 101). Nello stesso canalone, a quote inferiori (quota 2060 m), è presente un piano orientato circa E-W, che pone a contatto le filladi con le ignimbriti della formazione di Gargazzone in cui si misurano, piani N160/70° e N350/80° trascorrenti destri.

Nella zona della Parete Rossa, la granodiorite di Ivigna presenta la stessa tipologia di fasce deformative, mentre a letto è presente prima una scaglia tettonica di 40 metri costituita da ignimbriti della formazione di Gargazzone ridotte ad un sabbione cataclastico incoerente, e quindi l'Arenaria di Val Gardena, che a parte una zona di pochi metri cataclasata, si presenta praticamente indeformata. In questo punto il piano di contatto ha giacitura N340/55. Proseguendo lungo il contatto in direzione SW non sono più esposte in affioramento le fasce cataclastiche; si osservano però, sia sottili fasce milonitiche di pochi decimetri di spessore, immergenti a N330 di 50°, sia piani di faglia con immersione N315/80° e N320/70° e strie orizzontali.

Verso est, nella zona centrale, il contatto è ben esposto in un canalone poco a NE del Giogo di Pietramala, dove, dal basso si osservano filladi (*BSS*) milonitiche nerastre con immersione media della foliazione milonitica intorno a N310°-330° ed inclinazioni accentuate (70°-80°). Alla base dell'incisione la roccia si presenta abbastanza coerente mentre, proseguendo verso l'alto sono sempre più frequenti le fasce in cui è ridotta in scaglie centimetriche immerse in una matrice argillosa. Localmente, dove sono presenti strie meno inclinate (N272/25°), sono state osservate strutture s-c, con apparente movimento destro (le strie sono su un piano N334/80°, il piano "c" della struttura, essendo il piano "s" orientato: N176/80°). Le filladi milonitiche affiorano per un buon centinaio di metri di dislivello. Proseguendo verso l'alto, prima di arrivare al contatto con la granodiorite di Ivigna, affiora un livello di metavulcaniti (*BSI_d*) debolmente orientate con porfiroclasti

centimetrici di feldspato. Il contatto principale è parzialmente coperto, a causa della fortissima cataclasi che riduce in sabbia i litotipi intrusivi.

Molto più a NE in un canalone in località Lavina è possibile misurare il piano di contatto con giacitura circa N320/70°. Immediatamente a letto del piano di faglia è presente un livello di argille piuttosto compatte ascrivibili a processi di flusso cataclastico, mentre al tetto dello stesso sono state osservate delle pseudotachiliti che inglobano frammenti spigolosi di graniti cataclastici. Alla base poi sono presenti filladi milonitiche che, per alcune decine di metri dal contatto, sono ridotte a scaglie piuttosto incoerenti.

La linea della Val Nova, vista la notevole potenza di rocce cataclastiche associate, caratterizza fortemente la morfologia del paesaggio. L'assetto dell'ammasso roccioso, infatti, fa sì che si impostino intensi fenomeni di erosione accelerata su tutto il versante in sinistra idrografica della Valle delle Seghe e anche nella zona di Merano 2000 lungo l'intero versante sud dell'Ivigna.

Procedendo verso NE, sembra che l'importanza della linea della Val Nova vada man mano scemando ed assuma invece sempre maggiore importanza una linea subparallela che corre all'interno del corpo plutonico 600-700 m ad ovest della precedente. Infatti, mentre fino all'altezza del canalone di località Lavina la linea della Val Nova è caratterizzata ancora da un notevole spessore di cataclasi, già solo circa 1 km più a N (Dosso della Chiesa), la fascia cataclastica si riduce interessando solo la granodiorite, e ancora più verso nord, all'altezza del fondovalle della Valle del Pascolo Verde, essa è praticamente assente. Di contro, lungo la linea più interna si osservano intensissimi processi di cataclasi a spese delle rocce granitiche talora ridotte a sabbia e comunque generalmente ad un *gouge* caratterizzato da frammenti di dimensioni centimetriche per uno spessore di una decina di metri.

Si segnala infine che nella bassa Val Nova, a partire dalla zona di M. Vernone e precisamente da Albereto, lungo il letto della linea della Val Nova, si apre progressivamente verso SW una scaglia tettonica di 200-300 metri di spessore, in cui sono presenti le filladi dell'unità di Bressanone unitamente a piccoli lembi del Conglomerato basale (CGB).

3.3.2. - Linea di Foiana

Un'altra importante linea tettonica presente a sud di Merano è la linea di Foiana. Si tratta di una faglia a componente transpressiva sinistra con piano ad alto angolo (50°-70°) orientato mediamente NNE-SSW (Fig. 101). La struttura corre all'incirca parallelamente alla linea delle Giudicarie nord ad una distanza di 4-5 km verso est, all'interno del Sudalpino.

Nell'adiacente foglio Appiano, la linea di Foiana ha andamento quasi N-S

nel settore meridionale, dove mette a contatto le vulcaniti permiane ad W, con la successione sedimentaria mesozoica ad E; nel settore nord l'andamento diventa NNE-SSW ed il contatto avviene tra le unità del basamento Sudalpino (unità di Bressanone e Granodiorite di Monte Croce) ad ovest e la successione permio-mesozoica ad est.

Nel foglio Merano è presente solo la terminazione settentrionale della linea per una lunghezza di circa un chilometro, prima che essa sparisca sotto le alluvioni recenti della Valle dell'Adige. In questa zona la linea pone a contatto la granodiorite di Monte Croce ad W, con la successione vulcanica permiana ad E. Il piano di faglia ha un andamento molto rettilineo, presenta immersioni a N290°-300° ed inclinazioni da 70° a subverticali, con indicatori cinematici che evidenziano movimenti transpressivi sinistri; a questi sono associati anche piani ad alto angolo con immersione a N120° e cinematica da transpressiva a transtensiva sinistra. Il piano di faglia è associato a fasce cataclastiche di spessore relativamente ridotto e ad evidenti specchi di faglia.

4. - NEOTETTONICA, FAGLIE ATTIVE E CENNI SULLA SISMICITÀ DELLA REGIONE (A. Zanchi)

L'area studiata è sicuramente interessata da movimenti di tipo neotettonico *s.l.*, alcuni dei quali risultano tuttora attivi, come dimostrato dalla sismicità presente nell'area e dai numerosi studi a carattere geologico-strutturale effettuati nelle Alpi centro-orientali, riguardanti anche reti permanenti GPS e livellazioni geodetiche (FORCELLA *et alii*, 1982; SLEJKO *et alii*, 1989; KHALE *et alii*, 1997; CASTALDINI *et alii*, 1992; BRAUNMILLER *et alii*, 2002; FAH *et alii*, 2003; PERSAUD & PFIFFNER, 2004; D'AGOSTINO *et alii*, 2005; REINECKER *et alii*, 2005; SERPELLONI *et alii*, 2005; TESAURO *et alii*, 2005; CAPORALI *et alii*, 2005; DEICHMANN & BAER, 1990; AGLIARDI *et alii*, 2009a, b).

L'intera regione è caratterizzata da una microsismicità confinata nella crosta superiore, sempre più frequente nel settore più interno della catena e concentrata lungo l'Engadina, la Valtellina e la Val Venosta (SLEJKO *et alii*, 1989; FAH *et alii*, 2003; ECOS, ETHZ-Red Puma, Harvard CMT sources). Nelle Alpi centrali sono conosciuti almeno 200 eventi di Magnitudo (M_W) compresa tra 2 e 4.9 nel periodo 1975-2008. Uno dei più importanti eventi sismici si è verificato il 17-07-2001 con M 4.8 ed epicentro situato nei pressi di Merano, con tutta probabilità in corrispondenza della zona del Monte di San Vigilio (CAPORALI *et alii*, 2005). Esso è stato causato da rottura lungo una faglia trascorrente sinistra NE-SW, la cui orientazione e cinematica sono perfettamente compatibili con le osservazioni strutturali effettuate lungo la faglia della Forst e lungo la sua prosecuzione verso

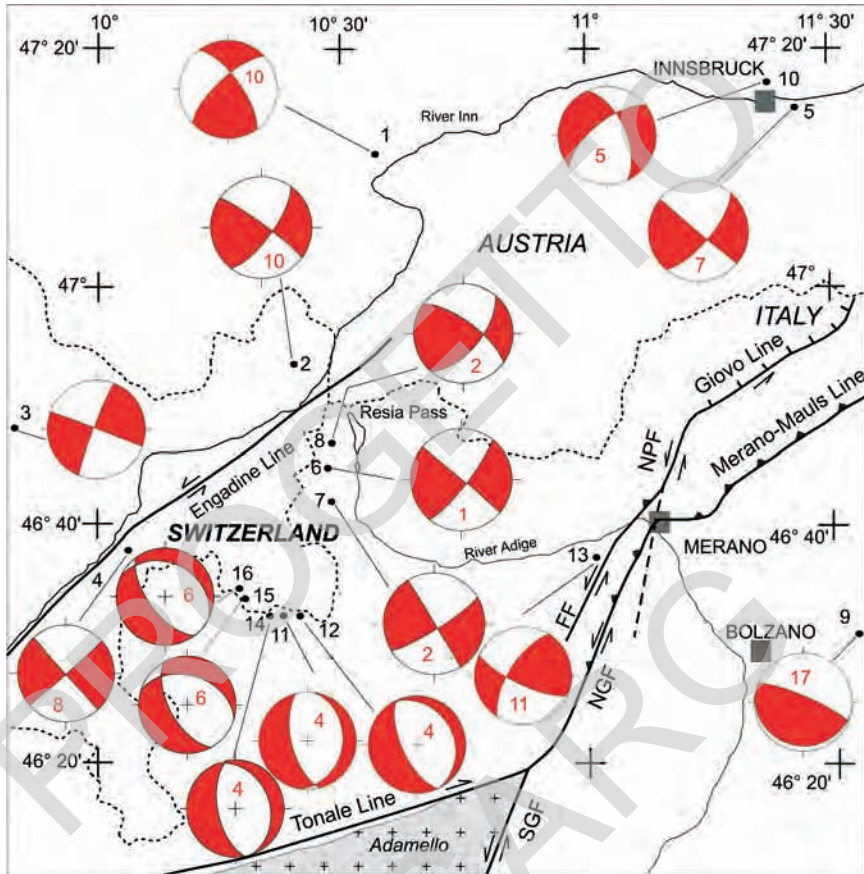


Fig. 113 - Principali meccanismi focali nelle Alpi Centrali, modificato da AGLIARDI *et alii* (2009b). Il numero in rosso all'interno di ogni plot indica la profondità in chilometri del sisma. Vedi il testo per le fonti e ulteriori spiegazioni.

nord nella linea della Passiria. Non sono comunque stati osservati fenomeni di rottura superficiale. Il terremoto del 2001, durante il quale hanno perso la vita due persone e che ha provocato piccoli danni per un raggio di alcune decine di chilometri dall'epicentro, indicherebbe che anche la parte più settentrionale del sistema delle Giudicarie è tuttora attivo.

I meccanismi focali identificati nelle Alpi centrali (Fig. 113) indicano una prevalenza di movimenti trascorrenti, connessi a movimenti lungo faglie NNE-SSW sinistre e/o trascorrenti destre orientate NW/WNW-ESE, come previsto da FORCELLA *et alii* (1982) e CASTALDINI *et alii*, (1992) sulla base dell'analisi di foto aeree. Terremoti legati a faglie normali orientate da N-S a NNW-SSE, con mecca-

nismi normali-obliqui, sono pure presenti soprattutto nella zona a nord di Bormio, poco ad ovest del Passo dello Stelvio.

Le analisi effettuate da AGLIARDI *et alii* (2009b) indicano che queste strutture siano compatibili con una direzione di massima compressione orizzontale orientata all'incirca tra N-S e NNW-SSE, associata a una direzione di compressione minima anch'essa orizzontale con direzione circa E-W. Permutazioni locali tra l'asse di compressione massima e quello intermedio potrebbero aver causato l'attivazione delle faglie normali della zona di Bormio.

Tali direzioni di compressione risultano perfettamente compatibili con la spinta indotta dalla placca Adriatica su quella Europa (D'AGOSTINO *et alii*, 2005; SERPELLONI *et alii*, 2005).

A buona parte delle strutture tettoniche presenti a N-NW di Merano, tra il M. Mutta ed il Gigot, sono associate in alcuni punti morfostrutture ancora ben conservate, caratterizzate dalla presenza di piccole scarpate ed allineamenti morfologici marcati. Mancano tuttavia indizi morfologici di attività tettonica recente quali dislocazioni da faglia o deformazioni entro depositi quaternari recenti. Molte delle strutture descritte nei precedenti capitoli, aventi cinematica compatibile con quella dei meccanismi focali dei terremoti descritti, potrebbero quindi essersi attivate in periodi relativamente recenti ed essere potenzialmente ancora attive.

Da segnalare una piccola faglia normale in depositi quaternari osservata presso l'orto botanico di Merano (Castel di Nova). Il piano di dislocazione immergente a N260° con inclinazione di 65° e con rigetto verticale di 30 cm interessa depositi glaciali del sistema del Garda. Questi ultimi sono composti da un diamicton sovraconsolidato (*till* di alloggiamento), nel quale sono intercalati occasionali livelli e lenti di ghiaie e sabbie laminate. Nonostante l'estrema regolarità e continuità del piano, la presenza di un versante acclive potrebbe suggerire che si tratti di strutture legate a fenomeni gravitativi superficiali e quindi di origine non tettonica. In ogni caso, l'orientamento delle strutture osservate è compatibile con il campo di stress indicato dalla sismicità recente in questo settore delle Alpi.

Piccole faglie con orientazione NNE-SSW e cinematica transtensiva sembrano dislocare di pochi metri anche le creste presenti nell'alta valle di Ulfas verso La Piccola Clava.

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

(M. Cucato con contributi di P. Macconi, V. Mair, A. Zanchi)

1.- STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE

Il territorio rappresentato dal foglio Merano è un territorio di media-alta montagna, caratterizzato da alti valori di energia del rilievo, grazie ai grandi dislivelli che vengono raggiunti su brevi distanze. Come è stato descritto nel capitolo dedicato alla geomorfologia (vd. cap. II), l'assetto geologico regionale e le strutture tettoniche presenti hanno un importante condizionamento non solo nello sviluppo delle valli, ma anche nel profilo sovente asimmetrico delle stesse, con versanti a franapoggio tipicamente presenti in Val di Plan, Val Passiria, Val di Clava, ma anche in altre valli minori. La presenza di importanti linee tettoniche è accompagnata da fasce cataclastiche e milonitiche di notevole ampiezza, in ogni caso da un elevato stato di fratturazione degli ammassi rocciosi coinvolti. Circa $\frac{3}{4}$ delle aree di substrato sono composte da rocce metamorfiche che presentano caratteristiche geotecniche da scadenti a discrete.

Questo quadro parziale ritrae tutta una serie di fattori predisponenti che concorrono nell'interpretare la diffusione e l'origine di tutta una serie di fenomeni franosi che si osservano con diversa distribuzione in varie località del foglio.

In termini di distribuzione areale dei fenomeni una particolarità del foglio da sottolineare è la grande diffusione dei fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV), che interessano circa il 10 % della superficie, con situazioni che vedono coinvolti interi versanti, quale ad es. il versante destro della Val Venosta, nel tratto che compare nel foglio. Per la descrizione di tali fenomeni si rinvia al paragrafo successivo.

Le frane di crollo in roccia ed il distacco di singoli blocchi sono fenomeni che interessano le zone più acclivi dei versanti, modellate in rocce lapidee, predisposte al fenomeno per la presenza di fratture opportunamente orientate. I fenomeni sono tanto più pericolosi quanto più la caduta di blocchi coinvolge direttamente i centri abitati o le vie di comunicazione sottostanti o come conseguenza del rotolamento a valle dei blocchi stessi. Tra le aree più interessate a tali fenomeni vi sono la Val d'Adige tra Sinigo e Postal, la Val Venosta tra Foresta e la stretta di Tel e più in generale il versante sinistro della stessa valle, oltre che la Val Passiria. Un'area soggetta a crolli è, ad esempio, la parete rocciosa sopra la zona industriale di Sinigo, per la quale sono documentati eventi di crollo di singoli blocchi, ripetuti nel tempo, con invasione della sede stradale e danneggiamento delle abitazioni sottostanti. Un'altra zona in cui sono stati segnalati numerosi fenomeni di crollo di detrito sulla sottostante S.S. della Passiria è la parete rocciosa poco a S di Saltusio.

I fenomeni di scivolamento rotazionale possono interessare sia le coltri quaternarie sia il sottostante substrato roccioso, talora con una fenomenologia complessa. Alcuni esempi di grandi frane di scivolamento in roccia, caratteristiche in Val Passiria, sono state citate nel comma V.5.4.3. Frane di scivolamento rotazionale a spese delle coltri quaternarie sovente si associano a frane di colata, sia lenta che rapida. I fenomeni sono più accentuati nei pendii dove sono presenti terreni incoerenti o pseudocoerenti che assumono caratteristiche scadenti dal punto di vista geomeccanico, soprattutto a seguito dell'imbibizione da parte delle acque di ruscellamento superficiale, anche a seguito dell'incremento dell'infiltrazione per disboscamento o pascolamento intensivo; in altri casi sono importanti i fenomeni di scalzamento al piede. Una grande frana di scivolamento rotazionale che coinvolge il substrato roccioso e la copertura glaciale soprastante è presente in località Prà del Bosco in Val di Clava. Il fenomeno, che ha un'estensione superiore ad 1 km², si sviluppa su di un versante a franapoggio costituito da paragneiss piuttosto fratturati, con copertura di *till*. Si osservano numerose scarpate secondarie attive, con altezza anche di 10-15 m. Il fenomeno ha causato il lesionamento di alcuni edifici ed il danneggiamento della sede stradale. Il periodico riattivarsi della frana sembra potersi legare allo scalzamento al piede da parte del Rio di Clava e ad infiltrazioni d'acqua nella parte intermedia e superiore del versante.

Colate lente di detrito si sono verificate allo sbocco della Val d'Ultimo a spese della coltre quaternaria, innescate a seguito di un periodo di precipitazioni intense. Sovente in Val d'Ultimo si osservano fenomeni di piccola entità (smottamenti, piccole frane per scivolamento rotazionale), che coinvolgono la coltre quaternaria superficiale incoerente, che si muove in corrispondenza del contatto con i sottostanti depositi glaciali o di contatto glaciale sovraconsolidati.

2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) (A. Zanchi)

Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) sono fenomeni che si sviluppano per effetto di una lenta e continua deformazione di grandi ammassi rocciosi, coinvolgendo estese porzioni di versante, se non l'intero versante stesso. I fenomeni, che si accompagnano anche ad un elevato stato di fratturazione degli ammassi rocciosi, sono solitamente caratterizzati dalla presenza di morfostutture tipiche quali trincee, contropendenze, scarpate, presenti in più settori, ma soprattutto nel tratto superiore del versante coinvolto nel movimento. Per una più dettagliata trattazione del problema si rimanda alla letteratura (AGLIARDI *et alii*, 2001; 2009a e b; SOLDATI *et alii*, 2006).

All'interno delle aree coinvolte nelle DGPV le giaciture degli strati o dei piani di scistosità presentano valori molto variabili; molto spesso i buoni affioramenti sono scarsi e gli ammassi rocciosi presentano un elevato grado di fratturazione. Vengono di seguito descritte le principali DGPV presenti nel foglio.

La DGPV di Velloi in Val Venosta

La DGPV di Velloi (Fig. 114) coinvolge un'ampia porzione del versante sinistro della Val Venosta sopra Lagundo, pari a circa 6,5 km², compresa tra la valle del Tovo di Tel e la valle del Rio Grab, estendendosi verso l'alto fino alla base della parete sottostante il Giogo di Mezzo (2353). Le aree interessate dal fenomeno sono caratterizzate dalla presenza di paragneiss ed ortogneiss dell'unità di Tessa.

Un profilo ideale del versante mostra nella parte superiore un ripiano, talora accompagnato da una debole contropendenza, seguito verso il basso da un lieve rigonfiamento che caratterizza la parte inferiore del versante stesso. In particolare, la forma dipenderebbe dall'abbassamento delle parti superficiali lungo profonde ma continue superfici di rottura, con conseguente dilatazione del massiccio roccioso (FORLATI *et alii*, 1993). La traccia in superficie di tale piano di scivolamento è probabilmente sepolta dalle coltri detritiche che si sviluppano alla base delle pareti che fanno da corona, ma è comunque ben individuabile sulla base dell'analisi morfologica.

Morfostutture caratteristiche, quali trincee, scarpate e controscarpate si riconoscono in particolare nella zona compresa tra l'abitato di Velloi e Plars di sopra o presso Malga Costa di sopra. Tali morfostutture hanno direzione all'incirca E-W nelle zone altimetricamente più elevate, per poi assumere direzione circa ENE-WSW in prossimità dell'abitato di Velloi. La scarpata sommitale presenta direzione compresa tra E-W e ESE-WSW e sembra essere direttamente condizionata dalla presenza di sistemi di fratturazione aventi analoga orientazione, ben visibili soprattutto lungo le pareti rocciose poste ad E della DGPV. Depressioni connesse a tali strutture sono particolarmente evidenti nella parte più alta del dissesto.



Fig. 114 - Panoramica sulla DGPV di Velloi in Val Venosta. Sullo sfondo la dorsale M. Mutta-Cima Rosa-Gigot; il solco a destra è quello del Rio Grab, che termina nel conoide di Lagundo. A sinistra, sullo sfondo, parte dell'area coinvolta nella DGPV della Malga di Gaiano.

Le trincee presentano profondità non molto marcate, che nella zona altimetricamente più elevata raggiungono comunque un'altezza di 20-30 m ed assumono una lunghezza complessiva di circa 500 m. In vicinanza di tale settore le trincee sono meglio evidenziate anche per la presenza di "horst" in roccia che si ergono in modo evidente dal terreno circostante. L'apertura di queste depressioni raggiunge i 10 m, soprattutto nelle zone più elevate. Nella zona dell'abitato di Velloi, se da una parte la profondità delle trincee e l'altezza delle scarpate diminuisce, dall'altra la lunghezza di queste aumenta. In particolare, è possibile seguire con una certa continuità una di queste strutture per circa 1500 m. Numerose controscarpate, con associate deboli depressioni, caratterizzano tutta la parte inferiore del versante tra Mass.^a bassa e Velloi.

Le DGPV della Malga di Gaiano e di Tablà in Val Venosta

Una seconda DGPV caratterizza il settore di versante immediatamente adiacente, ad occidente, al dissesto sopra descritto. La deformazione gravitativa coinvolge un'area di circa 2,5 km², tra la Malga di Gaiano ad W ed il Tovo di Tel a E

(Fig. 71); superiormente si estende sin quasi alla base della parete dominata da Il Valico (2441 m).

La morfologia è caratteristica, “a gradoni”, marcata dalla presenza di controscarpate e trincee. Gli ammassi rocciosi sono fortemente suddivisi ed attornati da grandi accumuli di detrito a grossi blocchi.

Nella DGPV della Malga di Gaiano le trincee e le scarpate sono caratterizzate da una direzione all'incirca NE-SW e da lunghezze che possono raggiungere i 500 m. Le scarpate sono morfologicamente piuttosto evidenti e raggiungono altezze di circa 5 m. In alcuni tratti le superfici di movimento si sviluppano in corrispondenza di preesistenti discontinuità tettoniche, come ad esempio sul Tovo di Tel dove la superficie di distacco coincide con un piano di faglia. Quest'ultima è testimoniata dall'allineamento, lungo una frattura entro il *sackung*, di alcuni filoni basico-intermedi (f_v), la cui messa in posto è avvenuta lungo fratture di analoga orientazione.

La DGPV di Tablà si estende da Malga Tablà (1788 m) fino alla base del versante (Fig. 71); la delimitazione è mal definita sia a monte sia ad E. In effetti, è dubbio se sia coinvolta nel movimento anche la dorsale rocciosa che la separa dalla DGPV della Malga di Gaiano. Rispetto a quest'ultima i caratteri morfologici sono meno pronunciati; in ogni caso si individua una zona quasi pianeggiante, a debole pendenza, nella parte superiore del versante, presso la Malga di Tablà, e un debole rigonfiamento nella parte inferiore dello stesso.

La DGPV della Guardia Alta di Naturno-M. S. Vigilio-Marlengo (Val Venosta)

Sul versante destro della Val Venosta, a N della cresta della Guardia Alta di Naturno, prendono sviluppo tutta una serie di morfostrutture che si ritrovano sulla sommità della dorsale divisoria con la Val d'Ultimo (Fig. 3), fino ad arrivare a Foresta spostandosi progressivamente a NE, così come su tutto il versante sottostante. Si tratta di uno dei più estesi fenomeni di DGPV noti dell'Alto-Adige, qui indicato con il nome di DGPV della Guardia Alta di Naturno-M. S. Vigilio-Marlengo, caratterizzato da un'estensione complessiva di circa 35 km² e segnalato per la prima volta in SOLDATI *et alii* (2006).

Al suo interno si possono individuare settori di versante caratterizzati dalla presenza di numerose morfostrutture, talora concentrate in aree ristrette. Le più evidenti si osservano in prossimità del Colle Scabro, dove a valle della scarpata principale affiorano almeno tre sistemi distinti di contropendenze, su cui si impostano trincee in roccia, aventi orientazione ENE-WSW, parallela alla cresta del versante. La DGPV risulta chiaramente delimitata ad E dalla Faglia della Forst, qui diretta NE-SW, mentre più ad W sembrerebbe essere condizionata da sistemi di fratturazione con direzione compresa tra E-W e ENE-WSW, paralleli al decorso della Val Venosta. A quota 1600 m, presso la località “Bosco Alto”, sono ben visibili due trincee lunghe 300-400 m, disposte “en échelon”, parallelamente al versante. Altre trincee dirette E-W, di dimensioni simili, sono visibili in altre



Fig. 115 - Panoramica sul versante sinistro della Val Venosta tra Rablà (a destra) e Naturno (a sinistra, appena fuori foto); in primo piano il paese di Rablà. La cima al centro della foto è M. della Chiesa (3081 m), a sinistra di esso, a partire all'incirca dalla metà del versante, si sviluppa la DGPV di Naturno.

distinte località. A N della Malga Buco del Topo (versante a N della Guardia Alta) sono invece state cartografate trincee aventi direzione prevalente N-S, accanto a scarpate secondarie e a controscarpate anch'esse dirette N-S oppure NE-SW. Sistemi complessi di contropendenze sono visibili inoltre presso Masi Praticelli, alcune con una lunghezza di circa 1 km, presso l'abitato di Rio di Lagundo e presso Maso Plazgun: tutte hanno direzione circa E-W.

Alcuni scavi effettuati sul fondo del laghetto presente poco ad E della Malga di Naturno, sviluppatosi in corrispondenza di una contropendenza, hanno evidenziato la presenza di depositi torbosi, che hanno dato un'età ^{14}C di circa 3000 anni BP, correlabile all'età del bronzo. L'età recente dei depositi, unitamente alla presenza di piccole opere di sbarramento della depressione, suggerisce che si possa trattare di una palude formata a seguito di interventi antropici connessi all'utilizzo dei pascoli alti presenti nell'area (SOLDATI *et alii*, 2006).

La DGPV di Naturno (Val Venosta)

La DGPV di Naturno si sviluppa sul versante soprastante al paese omonimo, con un'estensione di circa 3,5 km², su di un dislivello di circa 1000 m; il limite superiore è ben marcato morfologicamente e corrisponde sostanzialmente con il limite del bosco (Fig. 115).

La DGPV, impostata nei litotipi dell'unità di Tessa, è fortemente influenzata dalla presenza di sistemi di fratture e faglie di tipo probabilmente estensionale, ad andamento ENE-WSW, che interessano l'intero versante, condizionandone direttamente l'evoluzione morfologica.

La DGPV di S. Orsola (Val Passiria)

L'intero versante sinistro della Val Passiria di fronte a Saltusio è interessato da una serie di morfostrutture, molto evidenti soprattutto nella parte più elevata del versante. La maggior parte delle trincee e contropendenze ha orientazione compresa tra N-S e NNE-WSW ed è concentrata tra i 1800 ed i 2100 m di quota. Piccole scarpate e contropendenze sono ben visibili anche nelle parti alte dei versanti lungo i contrafforti di Punta Cervina e di Punta del Re. Nella zona del Rifugio di Punta Cervina le scarpate dislocano chiaramente morfologie e depositi inquadriati nel subsistema di Malga Fontana Bianca. Nella parte inferiore del versante le morfostrutture risultano meno evidenti; sono tuttavia presenti alcuni ripiani morfologici e contropendenze poco marcate, a probabile controllo gravitativo. A causa del limitato rigetto delle morfostrutture presenti alle quote più alte, la delimitazione areale dell'area soggetta a DGPV è stata ristretta al settore posto al di sotto dei 1825 m di quota, dove il fenomeno è più generalizzato. Ciò nonostante, si osserva che una buona parte delle morfostrutture presenti nella spianata sopra il Rifugio di Punta Cervina si estende lateralmente coinvolgendo le dorsali in roccia ai due fianchi, anche se non sono presenti nicchie sommitali continue e morfostrutture tali da giustificare un coinvolgimento completo della parte alta del versante in un'unica struttura gravitativa continua.

La DGPV di Prantago (Val Passiria)

In Val Passiria, di fronte a S. Martino in Passiria, si può identificare una DGPV nel settore di versante a valle del M. Sega (2060 m), caratterizzata da un'estensione di circa 2,5 km². Tra gli elementi diagnostici caratteristici si può notare un versante caratterizzato da un debole rigonfiamento nel tratto inferiore, una scarpata sommitale, alla base della quale si può individuare la traccia della superficie di scivolamento che ha guidato il movimento (Fig. 116). Inoltre, la presenza di



Fig. 116 - Panoramica sul versante sinistro della Val Passiria di fronte a S. Martino in Passiria (in primo piano); al centro la DGPV di Prantago (vd. testo). Le cime sullo sfondo sono Punta delle Laste (2326 m), a sinistra, e M. Sega (2060 m), al centro.

numerose trincee e contropendenze che compaiono lungo tutto il versante costituiscono altre importanti manifestazioni di questo fenomeno.

L'analisi dell'orientazione delle foliazioni ha permesso di suddividere il disesto in almeno due settori caratterizzati da una diversa entità della dislocazione: nel settore altimetricamente più elevato, nonostante le rocce del basamento appaiano intensamente fratturate, i dati strutturali relativi alla foliazione, complessivamente congruenti, indicano che la deformazione è stata meno intensa. Nel settore altimetricamente più basso, al contrario, i dati giacitureali mostrano una grande dispersione dei valori, indicando una mobilitazione totale degli ammassi rocciosi.

La DGPV di Punta di Mataz in Valle di Ulfas (Val Passiria)

Una piccola DGPV è presente lungo il versante destro della Valle di Ulfas sul versante dominato dalla Punta di Mataz (2179 m). Il fenomeno è evidenziato da un marcato sdoppiamento di cresta, ben visibile a N di Cima Mataz. La DGPV è condizionata da sistemi di fratture NE-SW, estendendosi a SW lungo lo stesso versante, verso la Piccola Clava.

La DGPV della Valle di Sottomonte (Val di Pennes)

Un fenomeno di deformazione gravitativa profonda di versante, ancora in uno stadio embrionale di sviluppo, è stato riconosciuto sul versante sinistro della Valle di Sottomonte, sull'angolo NE del foglio, la cui scarpata principale è localizzata sulla cresta E della Guardialta (2746 m). Tale fenomeno è responsabile dello sviluppo sul versante di numerose controscarpate e scarpate con direzione prevalentemente NE-SW, parallela quindi alla direzione della linea Insubrica. Sdoppiamenti di cresta sono stati riconosciuti lungo lo spartiacque che collega la Cima dell'Alpetta (2536 m) alla Guardia Alta. La scarpata principale mostra un rigetto apparente di oltre 50 m.

La superficie complessiva dell'area in deformazione è di circa 2,7 km². L'assenza di accumuli di frana al piede del versante e la presenza di ammassi rocciosi non del tutto sbloccati suggeriscono uno stadio evolutivo giovanile di questa deformazione. Per questo motivo in carta è stata riportata unicamente l'ubicazione delle principali morfostrutture, mentre non è stato possibile delimitare arealmente il fenomeno.

Per quanto riguarda l'origine di questo processo, un fattore innescante è la presenza di potenti fasce cataclastiche presenti in prossimità sia della cresta, sia del piede del versante, connesse al decorso delle zone di taglio che delimitano l'unità di Pennes. Tali fasce presentano andamento NE-SW, parallelo quindi alle morfostrutture osservate.

3. - IDROGEOLOGIA

Gli acquiferi principali individuabili nell'area del foglio sono classificabili in:

- (a) *Acquiferi a permeabilità primaria*, ovvero per porosità, corrispondenti ai corpi sedimentari quaternari, quali i depositi ghiaiosi dei fondovalle e dei conoidi affluenti, dei depositi glacialigenici e gravitativi. I depositi alluvionali di fondovalle sono sede di una falda freatica comunicante con i corsi dei fiumi e dei torrenti che li attraversano, ma in alcuni casi possono ospitare anche falde confinate in pressione. I depositi gravitativi o di origine mista presenti sui versanti possono costituire degli acquiferi freatici a carattere locale, talora in comunicazione con quello di fondovalle, caratterizzati da una forte variazione stagionale. I depositi glaciali di ablazione e di contatto glaciale possono essere sede di acquiferi di modesta importanza, mentre i depositi glaciali d'alloggiamento costituiscono delle coltri o dei livelli impermeabili. Le falde che si sviluppano nei depositi quaternari possono alimentare alcune sorgenti di utilizzo locale.
- (b) *Acquiferi a permeabilità secondaria*, per fratturazione, che si sviluppano nei litotipi del basamento roccioso. Nelle rocce metamorfiche la permeabilità secondaria si lega alla densità di fratturazione e al grado di allentamento delle fratture. Le rocce del Gruppo Vulcanico Atesino e dei corpi plutonici e subvulcanici costituiscono un mezzo sostanzialmente impermeabile, che tuttavia può presentare una permeabilità secondaria per fessurazione se attraversato da faglie e diaclasi, e dunque può ospitare un acquifero con falda confinata. I litotipi a prevalente componente carbonatica (calcari, calcareniti, marmi), sono poco diffusi nell'area del foglio e in taluni casi intercalati a formazioni terrigene o calcareo-terrigene, sostanzialmente impermeabili. Per essi, eventuali acquiferi presenti sono legati prevalentemente alla fratturazione degli ammassi, mentre il ruolo della dissoluzione deve ancora essere documentato.

Il sistema idrogeologico della Val d'Adige, a sud della confluenza del Tovo di Tel (Val d'Adige s.s. e conca di Merano) può essere convenientemente schematizzato in quattro Unità idrogeologiche principali, procedendo dal piano campagna in profondità (cfr. anche AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998):

- acquifero superficiale freatico (a superficie libera), contenuto nelle ghiaie, ghiaie e blocchi e ghiaie e sabbie dei fiumi principali e dei conoidi tributari. Tale acquifero presenta gli spessori maggiori nella zona apicale dei conoidi, la cui sedimentazione è controllata da processi di trasporto torrentizio ed in massa, con netta prevalenza dei sedimenti grossolani, con massi che possono arrivare ad 1-2 m³. Spessori minori, anche dell'ordine di pochi m, si hanno nella zona distale degli stessi, dominata dalla presenza di matrice fine limosa, o nelle aree di palude bonificate e di piana alluvionale transizionale ad esse. In

dettaglio lo spessore varia dai 70-80 m per i settori corrispondenti ai conoidi di Tel e di Lagundo, nonché per quello di Maia, del F. Passirio e per il settore prossimale del conoide del Rio Valsura, per portarsi a valori compresi tra i 60 ed i 40 m per la Val d'Adige a nord di Marlengo e per la fascia medio-distale del conoide del Rio Valsura. Gli spessori meno elevati (15-30 m) sono individuabili in corrispondenza dei settori distali dei conoidi di Maia, Cermes, nel fondovalle tra l'ippodromo di Maia e Sinigo, nonché nel settore centrale della valle, all'incirca a sud della Stazione di Lana-Postal. La profondità media della falda freatica dal p.c. varia da circa 30-40 m nei settori apicali e medio-prossimali dei conoidi fino a valori tra 2 e 8 m nel fondovalle dell'Adige. I valori più bassi (< 2 m) si hanno nelle aree depresse delle paludi bonificate (ad es. ad est di Lana di sotto ed a sud di Postal), artificialmente drenate dalla rete di canali e scoli. Nella conca di Merano il regime piezometrico stagionale pone in evidenza un minimo annuo nei mesi di marzo-aprile ed un massimo nel mese di agosto. In questo settore della Val d'Adige l'acquifero freatico è alimentato per gran parte dalle dispersioni in alveo del F. Adige e del F. Passirio. L'escursione della falda freatica ottenuta come differenza tra i valori minimi e massimi misurati nell'anno medio risulta piuttosto eterogenea: da notare tuttavia che in tutta la parte a nord di Cermes-Sinigo tale valore supera i 5 m, raggiungendo valori massimi (8-10 m) nella zona di Marlengo, probabilmente in relazione all'intenso interscambio con il F. Adige.

- acquifero multifalda a carattere semiconfinato, generalmente soggiacente ad un acquifero freatico di modesto spessore, composto da un'alternanza di livelli ghiaioso-sabbiosi di origine fluviale, sede di acquiferi in pressione, separati da livelli limoso-argillosi a bassa permeabilità; tale acquifero è intercettato dai pozzi dell'acquedotto di Merano presenti presso Sinigo.
- acquitarde regionale profondo, rappresentato da una potente serie di sedimenti fini (sabbia fine, limo ed argilla), attribuibile ad una sedimentazione con caratteri prevalentemente di tipo lacustre. Le indagini geofisiche condotte nella conca di Merano (AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998; JO-ANNEUM RESEARCH, 1999; CUCATO & FELBER, 2002) consentono di collocare questa idrostruttura al di sotto dei 210 m circa dal p.c. fino a circa 620 m dal p.c. nel settore più profondo della valle.
- substrato roccioso che costituisce a scala regionale il substrato impermeabile.

I caratteri idrogeologici della Val Venosta sono noti solo per la parte più superficiale del complesso alluvionale qui presente, specificatamente per i primi 50 m, in quanto mancano dati sui sedimenti sottostanti e non è nota la profondità del substrato roccioso. Il grande complesso dei due conoidi coalescenti del Rio di Tel (Parcines-Rablà) e del Tovo di Tel (Tel), caratterizzato dalla presenza di sedimenti grossolani poco classati e talora con lenti o livelli ricchi di matrice fine,

ospitano una falda freatica alimentata prevalentemente dalla dispersione delle acque provenienti dai due rii sopraccitati. Tuttavia una differenza principale tra i due è strettamente connessa ai caratteri geomorfologici del conoide del Tovo di Tel, il quale è fortemente inciso dal rio che lo attraversa, questo fa sì che la zona non satura sia notevolmente più estesa in spessore soprattutto nel settore apicale. La piana alluvionale del F. Adige tra Naturno e Rablà ospita un acquifero multifalda a carattere semiconfinato. Le stratigrafie di numerosi pozzi presenti in zona indicano la presenza comune nei primi 20 m del sottosuolo di almeno uno o due livelli caratterizzati da bassi valori di permeabilità, connessi a sedimentazione di bassa energia (sabbia fine, limo, torba), intervallati da corpi sedimentari a discreta-buona permeabilità (sabbia e ghiaia, ghiaia sabbiosa). La ricarica della falda è prevalentemente da parte dalle dispersioni del F. Adige.

Tra le principali valli affluenti, la Val Passiria si caratterizza per la presenza di un fondovalle costituito da alluvioni grossolane (ghiaie e blocchi) con buon grado di permeabilità, sede di una falda freatica direttamente connessa al fiume Passirio che ne è la fonte primaria di alimentazione.

Principali sorgenti e caratteristiche delle acque

In provincia di Bolzano, accanto alle sorgenti non captate o captate nella rete acquedottistica con circuito a carattere più o meno locale, vi sono le acque minerali utilizzate per l'imbottigliamento (D.L. 25/01/1992 n.105), oppure utilizzate in passato a scopo curativo come "bagni rustici". Recentemente il settore delle acque utilizzate per "Bagni rustici non terapeutici effettuati a scopo rilassante secondo la tradizione locale" è stato disciplinato dal Decreto del Presidente della Giunta Provinciale 10/02/1998 n. 4. Lo stesso vale per le acque termali utilizzate a fini terapeutici (legge 24/10/2000 n. 323). Nell'anno 2000 la Giunta Provinciale di Bolzano ha riconosciuto come minerali le acque di 30 sorgenti dell'Alto Adige. Esse sono state selezionate tra un gran numero di fonti utilizzate nel tempo nei bagni rustici locali, dove venivano eseguite cure idropiniche e bagni o già imbottigliate e commercializzate. Tra queste le sorgenti minerali che ricadono nell'area del foglio Merano sono indicate nella Tabella 8, ove sono anche indicati i principali parametri caratteristici.

L'acqua minerale dei Bagni di Egarto sgorga a 550 m s.l.m. in località Tel (comune di Parcines), a sud-ovest della vecchia stazione ferroviaria. Essa è sicuramente conosciuta dal 1430, ma si pensa che già i romani ne utilizzassero le sorgenti. Gli antichi Bagni di Egarto attingevano acqua da diverse sorgenti: quella sulfurea che emerge direttamente nell'edificio, veniva utilizzata principalmente per bagni, mentre quella ferruginosa veniva utilizzata per cure idropiniche. Una terza sorgente detta "delle betulle" che sgorga nel bosco a monte dell'edificio è stata classificata come acqua minerale.

Anche la sorgente del Bagno Taufer, che emerge sopra Cermes a 625 m di

Tab. 8 - *Principali sorgenti minerali del foglio Merano.*

Sorgente	Bagni di Egarto	Bagno Taufer	Bagni dell'Orso	Grande galleria
Comune	Parcines	Cermes	Lana	Lana/Cermes
Località	Tel (stazione)	Monte Taufer	S. Vigilio	S. Vigilio
Quota (m s.l.m.)	506	615	1530-1640	1504
Portata (l/s)	0,05	0,12	1,2-5,1	4,5-50
T (°C)	9,2	9,8	5,5	6,2
Conducibilità (µS/cm)	530	410	49	80
Caratteristiche chimiche	iodata, con tracce di Al, Li, Br	iodata, con tracce di Br e Li	radioattiva	radioattiva, fluorata, iodata, con tracce di As
Classificazione	leggermente mineralizzata	leggermente mineralizzata, ferruginosa	minimamente mineralizzata, fluorata	leggermente mineralizzata, fluorata

quota, è nota da molto tempo, probabilmente già dal XIV secolo. Essa è classificata come acqua leggermente mineralizzata ferruginosa.

Negli anni '30 dello scorso secolo, presso la malga dei Bagni dell'Orso, nel territorio del Gioigo San Vigilio, furono trovate alcune sorgenti che presentavano una considerevole radioattività. In conseguenza di ciò si iniziò la captazione, anche con lo scavo di gallerie artificiali, e lo studio delle singole sorgenti. La sorgente dei Bagni dell'Orso viene imbottigliata dal 1960 e commercializzata come Acqua Minerale Merano, Fonti di San Vigilio.

Dopo la scoperta delle sorgenti radioattive dei Bagni dell'Orso studi idrogeologici dimostrarono che attraverso la costruzione di una galleria sarebbe stato possibile derivare molta più acqua. Così nel 1940, ad una quota di oltre 1500 m s.l.m., iniziò la costruzione della galleria lunga più di 1 km, ultimata nel 1942. Le acque che vengono captate nella Grande Galleria di S. Vigilio sono acque debolmente radioattive, leggermente mineralizzate, fluorate, simili ai Bagni dell'Orso. Le acque sono utilizzate per uso termale nelle terme di Merano, dove giungono allo stabilimento termale per mezzo di una condotta forzata, compiendo un dislivello di ben 1220 m prima di arrivare a Merano. Queste acque presentano valori di temperatura compresi tra 4,3-11,9 °C alla sorgente e devono essere riscaldate prima del loro utilizzo all'interno delle terme.

4. - CAVE E MINIERE (*M. Cucato e V. Mair*)

L'attività estrattiva è prevalentemente rivolta all'escavazione di inerti, ghiaie e sabbie, quasi esclusivamente utilizzati nell'industria edilizia. Le cave principali sono sui depositi alluvionali grossolani dei fondovalle o dei conoidi di origine mista, ma anche sui depositi di versante. Tra le cave presenti sul fondovalle sono da ricordare le escavazioni sviluppatesi da più di una decina d'anni, a più riprese, sul conoide del Rio Valsura a N di S. Agata ed in prossimità della zona industriale di Lana. Nell'area è presente una coltre superficiale di sabbia di spessore di 1-2 m poggiante su ghiaie sabbiose con lenti di sabbia. L'escavazione, che ha raggiunto localmente la profondità di circa 15 m dal p.c., consente di estrarre volumi di materiali di buona qualità che vengono destinati, previa vagliatura, al mercato locale. Altre cave significative sono presenti in Val Passiria, ad est di Tirolo ed a nord di Six (S. Martino in Passiria), dove in entrambi i casi vengono scavate le ghiaie del fondovalle del F. Passirio, anche qui raggiungendo profondità di una decina di m, pur mantenendosi al di sopra della falda freatica. Più modeste sono invece le escavazioni in Val Venosta, generalmente su settori a ridosso dell'attuale corso del F. Adige. Le cave in cui è terminata l'attività estrattiva sono state rimodellate con riempimento di materiali inerti di minor pregio e con il recupero ambientale dei terreni soprattutto alla melicoltura.

Nella cava Gerloswald (a nord-est di S. Martino in Passiria) vengono estratti "massi ciclopici" di ortogneiss granitoidi biotitici, utilizzati per scogliere, sistemazioni stradali, ecc.. Altre cave che estraggono massi per questa tipologia di impiego sono sui due fianchi dell'apice del conoide del Rio di Nova.

Tra le cave di materiali lapidei è da segnalare la cava Möltner Joch a nord del M. Meltina dove viene estratta arenaria dalla formazione dell'Arenaria di Val Gardena. Sempre nella stessa formazione erano attive, in un recente passato, per brevi periodi, alcune piccole cave in località Schuster nel comune di Verano. Nel passato l'escavazione di porfido è avvenuta a NE di Sinigo, alla base del versante sotto Castel Verruca, dove venivano estratti blocchi dalle lave rioldacitiche della formazione di Monte Luco.

Per concludere, ricordiamo la cava Weisswand, a mezza costa sul versante destro della Val Venosta, di fronte a Parcines, dove vengono coltivati i marmi dell'Unità di Pejo, utilizzati come base per la produzione di intonaci.

A ridosso del Castello di Nova esisteva una "cava d'argilla", dove si estraevano materiali fini e dai depositi glaciolacustri qui presenti, destinati all'industria dei laterizi. Oggi l'area è stata rimodellata e ricomposta dal punto di vista ambientale e fa parte dei giardini Trautmannsdorf.

L'unica miniera ormai abbandonata presente nell'area del foglio Merano è situata lungo il corso del Rio Masul, poco ad est di Verdines. La miniera si trova

intorno a quota 1150 m, sul versante sinistro del Rio Masul, e presenta mineralizzazioni a muscovite, berillo, tormalina e granato. Le mineralizzazioni si localizzano lungo un filone pegmatitico (*OGA*), che interseca i micascisti a sillimanite (*OVM*) dell'unità di Scena. La miniera è stata attiva per brevi periodi nello scorso secolo, a partire dagli anni '30 fino alla 2^a Guerra Mondiale. In una prima fase si estrasse muscovite in cristalli decimetrici da impiegare come isolante elettrico, solo successivamente, durante l'ultima guerra mondiale, si provò ad estrarre berillo, presente in cristalli pluridecimetrici, per ottenere l'omonimo metallo che aveva acquistato crescente importanza nel campo della tecnologia bellica (missili tedeschi V1 e V2 dove "V" è l'iniziale della parola *Vergeltungswaffe* che significa arma della rappresaglia). L'estrazione si esaurì subito a causa delle difficoltà logistiche e della limitata estensione del giacimento (BAUMGARTEN *et alii*, 1998).

5. - EVENTI ALLUVIONALI (P. Macconi)

Numerosissime sono le notizie storiche di alluvioni che hanno colpito la città di Merano, legate al F. Adige o al F. Passirio o a piene concomitanti. Gli eventi di maggior gravità attribuibili al F. Adige risalgono al 1604, al 1789, anno in cui la piana alluvionale a valle di Merano venne completamente allagata, al 1817, al 1821, quando fu il Passirio a sbarrare e provocare l'esondazione dell'Adige, e al 1868, con gravi danni a Foresta e Lagundo. Merano venne inoltre colpita anche dalle grandi alluvioni del 1882 e del 1885, che interessarono un po' tutta la Val d'Adige, che per molti mesi divenne una distesa acquitrinosa, con ampi specchi lacustri. Le successive piene, a parte una rotta d'argine a Sinigo nel 1917, ebbero conseguenze solo a valle di Merano.

Il versante sinistro della Val d'Adige a monte di Merano, presenta versanti con pendenze piuttosto elevate, suoli relativamente poco profondi, coperti da vegetazione termofila ed ampie zone spoglie. Nelle zone un tempo dedicate al pascolo intensivo si sono sovente instaurati diffusi fenomeni erosivi. I bacini sono quindi estremamente reattivi, soprattutto ai fenomeni temporaleschi, dove prevalgono i deflussi superficiali. Questo tipo di comportamento idrologico, unito alla notevole disponibilità di detriti nelle aree erosive sopra il limite del bosco e negli alvei stessi, spiegano l'elevata frequenza dei fenomeni alluvionali su questo versante. Il Rio Lana, immediatamente ad est di Naturno, ha più volte provocato danni alla viabilità, interrompendo la S.S. 38, ed invaso i frutteti circostanti. Sono noti infatti 9 eventi di debris-flow, di cui 5 negli ultimi 10 anni. La realizzazione di una vasca di deposito ha parzialmente alleviato questi problemi.

Poco più ad est incontriamo il Rio di Tel, caratterizzato da un bacino di dimensioni nettamente maggiori (32 km²), che si incunea all'interno del Gruppo di

Tessa, raccogliendo diversi rivi minori incisi in valloni e circhi glaciali. L'attività morfodinamica del bacino, che sfocia sul grande conoide di Rablà, è testimoniata anche dai 21 eventi alluvionali registrati a partire dal 1503 fino al 2009, sia sull'asta principale che sugli affluenti. Di particolare violenza gli eventi del 1772 e del 1868, quest'ultimo caratterizzato da fenomeni di trasporto torrentizio e di *debris-flow* che interessarono quasi tutto il settore occidentale del conoide di Rablà.

Il Tovo di Tel, con una testata di bacino caratterizzata da diffusi fenomeni erosivi e franosi, alimenta in modo significativo il trasporto solido dell'Adige a valle della diga di Tel. La realizzazione della centrale idroelettrica ha reso opportuna la sistemazione della confluenza in modo da facilitare lo smaltimento dei detriti e ridurre così il pericolo di occlusione. Gli eventi di *debris-flow* più recenti, risalgono agli anni 1987, 2003, 2004 e 2009.

Tra Lagudo e Merano troviamo tre rii, il Rio Grab, il Rio di Mut ed il Rio di Quarazze, caratterizzati da bacini poco estesi ma estremamente ripidi, con tempi di risposta molto brevi e per questo considerati pericolosi. Infatti nell'evento alluvionale del luglio 1850, che ha interessato il bacino del Rio di Quarazze, persero la vita 8 persone. La pericolosità di tali rivi è indirettamente testimoniata anche dalla presenza di opere di sistemazione, anche di notevole fattura e dimensione, risalenti a diverse epoche storiche.

A valle di Merano, sempre sul fianco sinistro della valle, i maggiori affluenti dell'Adige sono il Rio di Nova ed il Rio di Sinigo, i cui bacini si sviluppano nel rilievo compreso tra il Picco Ivigna ed Avelengo. Il Rio di Nova, caratterizzato da un bacino con ampie zone in dissesto e da profonde incisioni, ha una lunga storia di eventi alluvionali, soprattutto nella seconda metà del XIX° secolo. Dei 23 eventi noti sono da menzionare quelli degli anni 1372, 1613, 1757 1889, 1902. Dopo una lunga serie di interventi di sistemazione e stabilizzazione l'attività del torrente si è ridotta drasticamente. Anche l'adiacente bacino del Rio Sinigo presenta ampie aree erosive nella zona di testata, oggetto recentemente di estesi interventi di risistemazione, prevalentemente di tipo bioingegneristico. Tra gli eventi registrati (in tutto 7) è da menzionare il recente alluvionamento torrentizio del 2007, che ha causato seri danni al sistema di briglie risalente al 1956.

Il versante destro della Val d'Adige è caratterizzato da bacini secondari di media pendenza, suoli relativamente profondi, coperture boschive continue e ben consolidate e fenomeni erosivi relativamente limitati. Gli eventi alluvionali sono meno frequenti e con una magnitudine mediamente minore rispetto ai corsi d'acqua del versante opposto. Nel 2000 e nel 2002 le intense precipitazioni hanno provocato danni su questo versante, ma con maggiore gravità e diffusione nell'adiacente Val d'Ultimo. Il bacino di questa valle, attraversato dal Rio Val-sura, è secondo per estensione dopo quello del F. Passirio (rispettivamente 320 e 415 km²). Della serie di eventi che hanno colpito la cittadina di Lana, situata sulla

parte orientale dell'ampio conoide alluvionale costruito dal Rio Valsura, sono da citare le piene negli anni 1758, 1789, 1868, 1882, 1906, 1907 e, di recente, 1960. Vale la pena di sottolineare come la realizzazione nel secolo scorso di una serie di bacini idroelettrici lungo la Val d'Ultimo abbia profondamente alterato il regime idrologico e idraulico del Rio Valsura.

Il Passirio prima di immettersi nell'Adige, attraversa la città di Merano, dove numerose sono le vestigia dei grandi sforzi compiuti dall'uomo nel corso dei secoli per difendersi dalle frequenti alluvioni. Il fenomeno di maggior interesse che ha caratterizzato il comportamento del Passirio, è la ripetuta formazione e svuotamento di un lago di sbarramento per frana (Kummersee), creatosi a valle di Corvara in Passiria. La prima formazione del "Kummersee" risale al 1401. Il rapido svuotamento di tale lago, negli anni 1419, 1503, 1512, 1572, 1721, 1772, 1773, 1774, ha provocato ondate di piena con gravissime conseguenze per l'intera Val Passiria e per Merano: circa 400 le vittime solo nel 1419. Sei degli otto eventi si sono verificati in autunno (settembre-ottobre), da correlare con l'incremento delle precipitazioni in questo periodo.

Per quanto riguarda le alluvioni legate direttamente a fenomeni meteorologici, il confronto delle numerose fonti ha permesso di individuare circa una cinquantina di eventi, a partire dal 1318. Nell'ultimo secolo le piene di maggior rilievo risalgono al 1901, 1918, 1927, 1965, 1966, 1987 e 1999.

Nel tratto vallivo tra San Leonardo in Passiria e Merano, il Passirio raccoglie le acque di diversi affluenti, in passato più volte responsabili di fenomeni di sbarramento o di deviazione del fiume principale.

I corsi d'acqua più pericolosi si trovano sul fianco sinistro della valle: il Rio Lega, il cui impluvio è scavato sul ripido ed instabile versante roccioso della Punta delle Laste, registra 4 eventi nell'ultimo secolo, dei quali i più recenti risalgono al 2009 ed il più grave al 1950 con ben 10 vittime; il Rio di Belcolle (3 eventi registrati), il Rio di Graves, del quale un evento di piena nel 1940 causò 8 morti, ed il Rio di Masul per il quale sono noti 3 eventi alluvionali, l'ultimo nel 1988.

ABSTRACT

The new Merano sheet (scale 1:50,000) depicts one of the most complex portions of the central-eastern Alps, extending across the Insubric line. The mapped area includes the Southern Alps, exposed SE of the fault system, and a large area belonging to the Austroalpine domain NW of it.

Several tectono-metamorphic units have been distinguished in the **Austroalpine domain**, based on the definition of their structural and metamorphic evolution and on the occurrence of brittle to ductile shear zones along their boundaries.

In the SW part of the sheet four units have been distinguished: the **Ultimo** and **Tonale units** belonging to the **Tonale nappe**, the **Marlengo tectonic slice** and the **Pejo unit**, the last one related to the **Ortler-Campo nappe**.

The **Ultimo unit** extends in a small area between the N-Giudicarie and the S. Elena lines and consists of two-micas staurolite and kyanite paragneiss (*TUN*), and orthogneiss (*TUO*).

The **Tonale unit** crops out along the lower segment of the Ulten Valley, forming the northern end of the unit. It is separated from the Ultimo unit by the mylonites of the S. Elena line and from the Marlengo tectonic slice by brittle-ductile shear zones. In the northern part, the Tonale unit is directly juxtaposed to the Southalpine basement along the N-Giudicarie line. The unit mainly consists of sillimanite gneiss (*TTP*) with minor amphibolites (*TTA*), often with garnet (*TTA_a*). Pegmatite dykes (*OGA*) crosscutting the S_2 foliation occur close to the Insubric line. The structural setting of this unit is very complex, due to the occurrence of pervasive cataclastic shear zones possibly coeval to the activity of the Periadriatic fault system.

The **Marleno slice** forms a 5 km wide, sinuous, NNE-SSW trending strip extending between Rifiano and the southern boundary of the sheet. The unit is bounded by the left-lateral cataclastic shear zones of the Forst fault, by the Pavicolo line, the N-Giudicarie line, and finally by the Passeier line N of Merano separating its NE part from the Scena and Punta Cervina units. The unit forms a complex wedge between the Ortler-Campo and the Tonale nappes to the south, whereas to the north it crops out between the Texel unit and the Southalpine basement. The Marleno tectonic slice has been defined due to its peculiar composition. In fact, no pegmatite and marble layers, common in the Ortler-Campo nappe, occur in this unit. In addition, the regional trend of the S_2 foliation is almost different from the one shown by the surrounding units, suggesting a sharp structural separation. The unit includes quartzite gneiss (*OUP*), banded gneiss (*OUP_a*), garnet, staurolite and kyanite mica schists (*OUM*), with orthogneiss (*OOR*), leucocratic orthogneiss (*OUO*), quartzite (*OUQ*) and amphibolite (*OUA*).

The **Pejo unit** forms the entire southern slope of the Vinschgau Valley between Naturno and Forst, extending from the Adige river up to the watershed and also beyond it. The Forst fault separates this unit from the Marleno tectonic slice, whereas to the north it is separated from the Texel unit by the Thurnstein mylonites, which show a normal to left-lateral kinematics. The Pejo unit displays a medium-grade metamorphism, probably Variscan in age, followed by an Alpine greenschist facies re-equilibration. Two micas gneiss (*OOP*) with a pervasive mylonitic foliation dominate along the Vinschgau Valley below 1700 m a.s.l. They are often associated with migmatitic-like layers and lenses of foliated Permian pegmatite dykes (*OGA*), and orthogneiss (*OOG*). Amphibolite (*OAF*) and marble layers (*OMA*) also occur. In the upper part of the unit, garnet and staurolite mica schists (*OMI*) are exposed, with minor amounts of amphibolite (*OAF*), marble (*OMA*), and quartzite (*OQU*). Metadiorites (*OGD*) and metagabbros (*OGD_a*), possibly Permian in age, intrude the unit.

The **Texel (Tessa) unit**, including most of the Tessa massif, crops out west of the Passirio river extending to the Monteneve unit to the north. The Passirio fault to the east and the Thurnstein mylonites to the south also bound the unit. Two main features characterize the Texel unit: the Parcines orthogneiss (*OTH*), which are considered Lower Palaeozoic (Caledonian) meta-intrusives, and the occurrence of a penetrative Alpine metamorphism. The Texel unit displays a polyphase metamorphic evolution with a dominant syn- D_2 amphibolite facies imprint of Alpine age, followed by a pervasive greenschist facies retrogression during a D_3 event. Eclogites (D_1) are locally preserved as small boudins within garnet amphibolites. Garnet amphibolites with plagioclase or amphibole+plagioclase symplectites are also widespread. An HP syn- D_1 metamorphic event is also recorded in the metapelites of the unit. Radiometric data constrain the eclogitic event at 85 Ma. The Texel unit mainly consists of banded paragneiss (*OTP*), garnet- and stau-

rolite-mica schists (*OTM*), with amphibolite (*OTF*) with eclogitic relics (*OTE*), quartzite (*OTQ*), thick marble layers (*OTB*), and calc-schists (*OTC*). The upper part of the unit, rich in marble and calc-schists layers forming the transition between the Texel and the Monteneve unit, was previously related to the so called “Laas Serie” attributed by several authors to the Monteneve unit. Nice folds with superposed interference patterns resulting from the D_{1+2} and D_3 deformational events are exposed in the high peaks of the Tessa massif. Steeply plunging folds characterize the last important stage of ductile deformation (D_3) especially in the Pfossen Valley close to the boundary with the Monteneve unit. The Parcines orthogneiss (*OTH*) largely extends in the central-southern part of the unit forming a large WSW-ENE trending body including also well preserved meta-intrusive (*OTL*) with relics of intrusive textures.

The **Monteneve unit** is exposed in a small area along the high mountain ridge separating Italy from Austria in the NE part of the sheet. The contact with the underlying Texel unit is often marked by discontinuous mylonitic shear zones. The Monteneve unit here includes mica schists with large garnets (*OSF*), amphibolite (*OSA*), often rich in garnet (*OSA_a*), thick garnet-rich quartzite layers (*OSQ*), marbles (*OSB*), and calc-schists (*OSC*). This peculiar lithological association has been traditionally considered as a monometamorphic unit, that experienced only Alpine metamorphism with peak metamorphic conditions close to the eclogite-amphibolite facies transition. We suggest that at least 3 different deformational events affected the unit, the last one (D_3) being in common with the evolution of the Texel unit. The Monteneve unit is deeply involved in the D_3 folds, also affecting the tectonic boundary with the Texel unit.

East of the Passirio River, four tectono-metamorphic units are exposed: the **Scena, Punta Cervina, Pennes and S. Leonardo units**. Common features are a general pre-Alpine radiometric age of minerals, and the occurrence of important NNW-dipping shear zones marking their tectonic boundaries, which are sharply cut by the late Tertiary left-lateral Passirio fault.

The **Scena unit** extends in the southernmost part of the area between the Insubric and Rio Masul lines. It mainly consists of garnet-staurolite-sillimanite gneisses (*OV_P*) and mica schists (*OV_M*) with minor amphibolites (*OV_A*), and amphibolic gneisses. Mylonitic marble layers (*OV_B*), and quartzite (*OV_Q*) occur close to the Insubric line. The occurrence of sillimanite replacing garnet and, locally, of K-feldspar within garnet-biotite gneisses, indicates higher temperatures with respect to the nearby Punta Cervina and S. Leonardo units during the Variscan evolution. A large pegmatite dyke (*OGA*) crops out at the old mine of Rio Masul.

The **Punta Cervina unit** is directly located north of the Scena unit forming a NW-SE trending belt developed in the hanging wall of the Rio Masul shear zone. The Punta Cervina unit is bounded to the north by the mylonites of the Pennes

unit. The Punta Cervina unit consists of garnet-kyanite-staurolite gneiss (*OCP* and *OCP_a*), with large kyanite crystals (up to 10 cm). Minor amounts of amphibolite (*OCA*), quartzite (*OCQ*), and thick layers of granitic gneisses (*OCO*) also occur. The km-thick high-angle NW-dipping shear zone of Rio Masul, forms the southern part of the unit; it consists of mylonitic gneisses (*OCX*) including other lithologies characterized by a pervasive mylonitic fabric with superimposed discrete cataclastic fault zones often injected by pseudotachylyte veins. Fine-grained ultramylonites show greenschist facies conditions with stable biotite. The kinematics of the shear zone strongly recalls the Merano-Mules line, showing an almost along-dip stretching lineation and a top-to-the SE shear sense.

The **Pennes unit** forms a few km large stripe between the S. Leonardo unit to the north and the Punta Cervina unit to the south. This poorly known unit represents an important intra-Austroalpine shear zone extending from the Passirio Valley to Vipiteno out of the mapped area. It includes mylonitic orthogneiss (*OPG*) and deformed but poorly metamorphic metasediments. Metaconglomerates with metasandstones (*OPC*), and carbonates (*OPD*), belonging to the Permian to Triassic Austroalpine sedimentary cover, are preserved along the Sarentino-Passiria watershed. The shear zone shows a complex polyphase evolution recording a progressive exhumation from ductile to brittle condition. A mylonitic fabric with white mica, chlorite and quartz ribbons occurs both in metasandstones and in the deformed orthogneiss. Stretching lineations mainly suggest a motion of the top to the S/SW. The mylonitic shear zone is overprinted by right-lateral brittle-ductile shear zones.

The **S. Leonardo unit** crops out in the NE part of the sheet, north of the Pennes unit. It extends up to the normal left-lateral Giovo fault out of the Merano sheet. It mainly consists of retrogressed garnet-staurolite gneisses (*OJP*), with orthogneiss derived from a granitic protholith (*OJO*), showing large K-feldspar porphyroclasts (*OJF*). Mica schists (*OJM*), quartzite (*OJQ*) and amphibolite boudins (*OJA*) have been also mapped.

The **Southern Alps** domain is localized in the SE sector of the Sheet, SE of the Insubric Line, and is characterized by the absence of any Alpine metamorphic overprint.

This domain includes a Variscan metamorphic basement, intruded by lower Permian acid plutons (Ivigna and Monte Croce bodies) and several related dykes. The basement is covered by:

- a) a thick Lower Permian sub-aerial volcanic sequence (Athesian Volcanic Group);
- b) an Upper Permian-Lower Triassic sedimentary cover of continental and shallow water marine sediments (Valgardena Sandstones and Werfen Fm).

The metamorphic basement mainly consists of garnet bearing phyllites (+ biotite, muscovite, plagioclase, chlorite) and acid meta-volcanites (“porfiroidi”

Auct.) with minor muscovite quartzites and metabasites. The metamorphism is Variscan (350-320 Ma) and the metamorphic grade reached the greenschist facies (garnet sub-facies) with a metamorphic peak around $T \sim 460\text{-}520^\circ\text{C}$ (for $P \sim 0.3\text{-}0.5$ GPa).

The S_2 schistosity is cut by many rhyodacitic dykes and by two huge intrusive bodies: the Ivigna Granodiorite and the Monte Croce Granodiorite; both of them form NE-SW elongated plutons emplaced ~ 285 Ma very close to the Insubric Line and are composed by granodiorite - monzogranite calcalkaline rocks. Their emplacement was related to an extensional-transtensional regime in the Lower Permian, which produced voluminous basic to acid volcanic and plutonic rocks in the Southern Alps. The volcanic activity, during a span of 10 Ma (285-274 Ma), gave rise to the **Athesian Volcanic Group** and to the formation of large calderas: a thick succession (up to 2000 m outside this Sheet) of lavas and pyroclastic flow deposits (lapilli *tuff* - ignimbrites) with minor pyroclastic surge. The composition ranges from andesitic to rhyolitic with a general evolution from basic-intermediate to acid.

Continental silico-clastic sedimentary deposits are present at the base (Conglomerato Basale) and inside the volcanic sequence. The basal conglomerate is clearly erosive on the metamorphic basement and starts the volcanic cycle, which is covered by the Upper Permian Valgardena sandstones, a continental silico-clastic formation, erosive on the upper volcanic formations (IGG or ORA). The sedimentary cover ends in this area with the Werfen Fm (Upper Permian *p.p.* - Olenekian *p.p.*): an alternation of carbonate-silico-clastic deposits of shallow water marine sediments, representing a general marine transgression.

In the Merano sheet area, the Austroalpine units are juxtaposed to the South Alpine domain along the Insubric Line (**Periadriatic fault system**), which includes two different branches, both representing a restraining bend of the fault. They are: the NNE-SSW trending N-Giudicarie line south of S of Merano, and the NE-SW trending Merano-Mules line east of the town, both dipping at high angle respectively to WNW and NW, and showing an important N-side-up component. Oligocene magmatism is recorded along the line by the occurrence of thin foliated tonalite bodies (*TLG*). Radiometric ages on mylonites and pseudotachylytes along the North Giudicarie segment of the fault also suggest deformation around 30 Ma, possibly continuing up to 22 Ma (MÜLLER *et alii*, 2001).

The N-Giudicarie line forms the northern termination of the Giudicarie fault system. The hanging wall consists of paragneiss of the Tonale unit intruded by poorly deformed pegmatite dykes. Low grade S-C mylonites show a superimposed cataclastic fabric mainly indicating a left-lateral motion of the fault. The footwall comprises the low grade phyllite of the Bressanone unit showing contact metamorphism with the Permian Mt. Croce granodiorite.

The Merano-Mules is a NW-SE trending high-angle reverse fault. Quartz-rich

mylonites, calc-mylonites and phyllonitic layers showing an almost along-dip lineation occur along the fault, suggesting a top to SE motion of the Austroalpine domain. Strongly sheared pseudotachylytes injecting mylonitic gneiss belonging to the hanging wall of the fault near Merano. A late cataclastic imprint is given by discrete fault zones consistent with the ductile structures. The Merano-Mules fault is clearly displaced by a splay of the Passirio fault, showing a left-lateral offset of about 1 km across the Passirio River just N of Merano.

As regards the **Quaternary deposits**, four main unconformity-bounded stratigraphic units (UBSU) have been recognized.

The Monte Spinale supersyntheme (Upper and Middle Pleistocene) is set up: it includes a part which is subdivided into synthemes (Caldaro syntheme and Sonvigo syntheme) and another part which is undifferentiated. All deposits are formed before the LGM.

The Caldaro syntheme is composed by alluvial and mixed (fluvial and/or debris flow and/or avalanche) deposits, which crop out in the Passiria Valley and at Castel Tirolo, with a thickness locally up to 200 m. These deposits testify a refilling phase of the Val Passiria, with a valley floor ~ 50-80 m higher than today, which is joined by the stream fans coming from both the valley mountainsides. Four C-14 ages allow attributing these deposits to the Upper Pleistocene, inside the Marine Isotope Stage (MIS) 3.

Inside the Sonvigo syntheme (Upper and Middle (?) Pleistocene) are only present lodgement tills. The top of the unit is marked by a buried soil, over which there are tills attributed to the LGM. Carbons present inside this soil have given an age of 56000 yrs BP. This age allow attributing these deposits to a glacial event which can be set inside the lower part of the Upper Pleistocene or inside the Middle Pleistocene.

The Garda syntheme (Upper Pleistocene) is made up of deposits formed during the phases of increase, maximum expansion and retirement of the local valley glaciers during LGM. The main unit is prevalently formed by till deposits up to 100 m thick. This unit is composed by two subsynthemes linked to the retirement phase: the San Pancrazio subsyntheme in the Ultimo Valley, characterized by glacial deposits associated to the first Late-glacial phases, and the Malga Fontana Bianca subsyntheme with glacial and rock-glacier deposits probably related to the last glacial re-advance phases.

The Postglacial Alpine syntheme (PTG) (Upper Pleistocene p.p. - Holocene) formed after the local LGM expansion. It includes different kinds of deposits. In the Adige Valley there are mainly alluvial and debris-flow/torrential fan deposits; C-14 ages allow calculating average sedimentation rates of 2-2,7 m/1000 years (in places with mainly coarse-grained sedimentation). Outside the Adige Valley gravitational and debris-flow deposits prevail. Inside the PTG there is also the Amola subsyntheme which includes deposits from the Little Ice Age to the present.

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHHEME (PTG)

Gravels, sometimes with boulders, sands, silts and muds horizontal- or cross-bedded (alluvial deposits). Silts, sands and peats, horizontally bedded (swamp and peat deposits). Matrix- and clast-supported massive diamicton, with poorly sorted gravel and sand intercalations (mixed origin deposits, debris-flow deposits). Matrix- and clast-supported massive diamicton with clasts in the class size from gravels to boulders of local provenance (landslide deposits, rock glacier, undifferentiated till). Gravels with partially open to open-work framework, with angular clasts of local provenance (slope and crinival deposits). Silts and gravelly sands, matrix-supported diamicton, massive (colluvial deposits). Anthropogenic deposits. The upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness up to over 100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P. – PRESENT

AMOLA SUBSYNTHEME (PTG₁)

Matrix- and clast-supported massive diamicton (undifferentiated and ablation till). Horizontal- or cross-bedded gravels (alluvial deposits). Matrix- and clast-supported massive diamicton with clasts in the class size from gravels to boulders of local provenance (rock glacier). Gravels with partially open to open-work framework, with angular clasts of local provenance (slope deposits). Soil absent or thick up to 7 cm. Absent to very low coverage of lichen or vegetation. Lower boundary unconform with PTG or SGD₈; the upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness up to over 100 m.

UPPER HOLOCENE P.P. – PRESENT

GARDA SYNTHEME (SGD)

Massive diamicton, sandy-silty matrix, packed to closed-packed, with subrounded to subangular heterometric clasts with sometimes striated and faceted (lodgement till). Matrix- and clast-supported massive diamicton (undifferentiated and ablation till). Gravels, sands crudely bedded (glaciofluvial and alluvial deposits). Matrix-supported diamicton, massive or crudely bedded, closed-packed (mixed origin deposits). Sands, gravels and laminated silts, locally interbedded with the previous facies (ice-contact and glaciolacustrine deposits).

Erosional lower boundary with CLD, SOI, MS; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconform with SGD₄, SGD₈ or PTG. Thickness up to 100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MALGA FONTANA BIANCA SUBSYNTHÈME (SGD₈)

Matrix- and clast-supported massive diamicton with clasts and boulders of local provenance (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, sandy-silty matrix, with subrounded to subangular heterometric clasts (lodgement till). Matrix- and clast-supported massive diamicton, gravels and boulders of local provenance sometimes with partially open-work framework (rock glacier). Erosional lower boundary with the bedrock or SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconform with PTG or PTG₁. Thickness up to 60 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

S. PANCRAZIO SUBSYNTHÈME (SGD₄) - (Valsura Hill-torrent basin)

Gravels, sandy gravels, massive or crudely bedded, matrix- and clast-supported massive diamicton with subrounded to subangular heterometric clasts (ice-contact and mixed origin deposits). Massive diamicton, sandy-silty matrix, interbedded with the previous facies (lodgement till). Packed deposits with glacitectonic structures. Mainly metamorphic lithotypes. Erosional lower boundary with the bedrock, MS or SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconform with PTG. Thickness up to 100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MONTE SPINALE SUPERSYNTHÈME (MS)

Gravels, bouldery- or sandy gravels crudely bedded, with sand intercalations or lenses (glaciofluvial and alluvial deposits). Closed-packed deposits sometimes with weak cementation. Low to strong weathering. Erosional lower boundary; the upper boundary is unconform with SGD or SGD₄. Thickness up to 60 m.

MIDDLE PLEISTOCENE (?) – UPPER PLEISTOCENE P.P.

CALDARO SYNTHÈME (CLD) - (F. Passirio basin and Castel Tirolo area)

Gravels, sandy gravels crudely bedded, with sand intercalations or lenses (glaciofluvial and alluvial deposits). Matrix-supported diamicton, massive, with poor-sorted sand and gravels intercalations or lenses, horizontal to cross-stratification (mixed origin deposits). Packed to closed-packed deposits. Low to strong weathering. Erosional lower boundary; the upper boundary is unconform with SGD or PTG. Thickness up to 200 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

SONVIGO SYNTHÈME (SOI) - (T. Talvera basin)

Massive diamicton, sandy-silty matrix, packed to closed-packed, with subrounded to subangular heterometric clasts with mainly granitic lithotypes (lodgement till). Erosional lower boundary; the upper boundary is unconform with SGD or PTG. Thickness up to 40 m.

MIDDLE PLEISTOCENE (?) – UPPER PLEISTOCENE P.P.

LATE-ALPINE MAGMATISM

Intrusive bodies and ubiquitous dikes of Eocene-Miocene age

BASIC-INTERMEDIATE DYKES (f_y)

Black, dark green or grey-green basic-intermediate dykes, porphyric, with pyroxene, brown amphibole and plagioclase. Thickness: 0,1-5 m. They cut the Ivigna pluton.

Andesites characterized by a middle-fine grained, grey or greenish ground mass, with phenocrysts of amphibole, plagioclase \pm biotite and garnet. (Telliti Auct.; Tell, Guardia Alta di Naturno, Val Clava).

ULTRABASIC DYKES (f_u)

Black picro-basalt dykes with microcrystalline texture made by ortopyroxene, brown amphibole and clinopyroxene. dm-m thickness. They cut the Ivigna and Monte Croce Granodiorite.

Intrusive bodies along the Periadriatic line

TONALITE (TLG)

Small tonalite, quartz-diorite and quartz-gabbro bodies “Lamelle periadriatiche Auct.” They show a phanocrystalline texture with pronounced orientation of the black amphibole and biotite, which stand out against the whitish quartz-feldspar component. Thickness: from dm up to 20-30 m.

OLIGOCENE

SOUTHERN ALPS

MYLONITIC LIMESTONES (MOC)

Yellowish white carbonate rocks with cataclastic/mylonitic texture. They form a tectonic lens along the Giudicarie Line at Maso Zmailer (Scena): in this locality the strong deformation keep us from attributing the lens to any formation.

PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

WERFEN FORMATION

This formation is set up by a complex alternation of multi-colour, shallow water, marine carbonate and terrigenous sediments. It's subdivided into nine members. In the Sheet's area only the first six ones crop out. The lower boundary is sharp and paraconcordant on GAR.

OOLITE A GASTEROPODI AND CAMPIL MEMBER (WER₅₋₆)

Red, micro-gasteropods and bivalve bearing silty limestones, calcareous siltites and oolitic-bioclastic calcarenites (WER₅); red, fine grained arenites and siltites in cm-thick beds with minor silty-arenaceous dolomites, yellow granular dolomites, and red to grey marls (WER₆). Thickness: 35 m.

ANDRAZ HORIZON AND SIUSI MEMBER (WER₃₋₄)

Yellowish vacuolar marly dolomites and red siltites (WER₃); alternation of yellowish marly and marly-siltous limestones with oolitic-bioclastic calcarenites (WER₄). Thickness: 40 m.

TESERO AND MAZZIN MEMBERS (WER₁₋₂)

Yellowish grey coarse-grained oolitic dolomites in thick beds, with cavities and gypsum nodules (WER₁); yellowish grey limestones or marly-siltous dolomitic limestones and marls in cm-thick bands (WER₂). Thickness: 15-35 m.

UPPER PERMIAN P.P. – LOWER TRIASSIC (OLENEKIAN P. P.)

VAL GARDENA SANDSTONES (GAR)

Red, grey or whitish sandstones in middle to thick beds, alternated with red or grey marly siltites and marls. Parallel lamination or more frequently cross and festoon cross lamination occur as sedimentary structures. Locally, at the base, small lenses of micro-conglomerates are present.

UPPER PERMIAN P.P.

PERMIAN MAGMATISM**ATESINO VOLCANIC GROUP****ORA FORMATION**

In this Sheet only occurs:

PREDONICO MEMBER (ORA₁)

Rhyolitic welded red Lapilli-tuff and tuff with subvertical sharp fracturation. Abundant sanidine, plagioclase and quartz phenocrysts (1-2 mm) are present inside a felsitic fluidal ground mass (ignimbrites). Aphanitic juvenile inclusions are frequent. Discontinuous grey-black **vitrophyric levels (ORA_{1a})** can be found at the base, in which the ground mass shows perlitic fracturation and eutaxitic texture. The lower boundary is sharp and discordant on AGO, IGG and COV. Thickness: up to 150 m.

LOWER PERMIAN P.P.

VERANO FORMATION (COV)

Red, massive conglomerates and arenites with irregular bedding. Thick to very thick amalgamated beds are sometimes interlayered by thin siltite levels. Cm to dm, exclusively volcanic, clasts are scattered inside the arenaceous matrix. The arenites often show abundant siltite matrix and rarely laminations. Well stratified Arenaceous-pelitic facies occur at the base. The lower boundary is sharp and erosive on IGG and AGO. Thickness: up to 250 m.

LOWER PERMIAN P.P.

AVELENGO FORMATION (AGO)

Purple or light/dark orange rhyodacitic lavas with massive or fluidal structure. The texture is strongly porphyritic with idiomorphic plagioclase, biotite and quartz phenocrysts inside a microcrystalline ground mass. Locally (Pian della Forcella), at the base, polychrome stratified and poorly coherent tuffs occur. The lower boundary is sharp on IGG. Thickness: up to 200 m.

LOWER PERMIAN P.P.

GARGAZZONE FORMATION (IGG)

Black or greenish-grey welded rhyodacitic lapilli-tuff. Usually this rock is clearly subdivided into very regular slabs (1-30 cm) by subvertical fractures. Abundant plagioclase, quartz, biotite and pyroxene crystals are scattered inside the felsitic and fluidal ground mass (ignimbrites). Fiamme and porphyritic juvenile inclusions are frequent. At the top the rock shows a strongly fluidal structure. The lower boundary is sharp and concordant or discordant on ICL and RTO. Thickness: 50-800 m.

LOWER PERMIAN P.P.

CASTEL LEONE FORMATION (ICL)

Red, more or less welded, rhyodacitic lapilli-tuffs: they can be massive or show alignments parallel to the pyroclastic flow. Small (< 1 mm) white plagioclase, quartz, biotite and pyroxene crystals occur inside a felsitic and fluidal ground mass. Abundant fiamme and reddish volcanic lithic inclusions are present. In the Castel Verruca zone, **lavas (ICL_a)** occur with colour and composition very similar to those of the lapilli-tuff. Locally **epiclastites (ICL_b)** can be observed at the top of the succession: arenites and conglomerates with limited thickness (30m). The lower boundary is sharp on MLC and RTO. Thickness: up to 200 m.

LOWER PERMIAN P.P.

SARENTINO FORMATION (RTO)

Dark red-purple up to grey-green (locally black) andesite-dacite lavas. The texture is aphyric to porphyritic with rare pink-white idiomorphic plagioclase

phenocrysts, inside an homogeneous ground mass. Block-lavas facies are diffuse. Locally well stratified arenites and conglomerates lens with volcanic composition occur. The lower boundary is sharp and discordant on BSS, CGB, ROH and MLC. Thickness: up to 150 m.

LOWER PERMIAN P.P.

RIO DEI RONCHI FORMATION (ROH)

Volcanoclastic grey-green arenites with andesitic composition and medium-thick massive beds. Lenses of cm metamorphic quartz and dacite-rhyodacite volcanic pebbles occur. Stratified, dark grey-black fine grained andesitic tuffs are present, alternated with pink coarse grained rhyodacitic tuffs. They show cm-dm massive and homogenous beds with thin parallel and/or cross laminations. Medium-fine grained, light pink or beige **rhyodacitic lapilli-tuff (ROH_a)** rich in feldspar, quartz and mafic crystals. They show a massive structure with grey-green fiamme and an irregular fracturation. Chaotic breccia tuffs locally occur. The lower boundary is sharp and discordant on BSS, paraconcordant on CGB e MLC. Thickness: up to 300 m.

LOWER PERMIAN P.P.

MONTE LUCO FORMATION (MLC)

Compact rhyodacitic lavas with pinkish-brown up to purple or green colour. The structure is massive or with flat or wavy flow bands. The texture is porphyritic with abundant euhedral pink plagioclase (2-4 mm), biotite, pyroxene and less frequent quartz phenocrysts; they are scattered inside a quartz-feldspar homogeneous ground mass. Block-lavas facies locally occur. **Epiclastites (MLC_b)** are present: polygenic clasts-supported conglomerates, grey arenites and siltites-dark pelites alternations. The lower boundary doesn't crop out. Thickness: up to 300 m.

LOWER PERMIAN P.P.

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Polygenic clasts-supported conglomerates, characterized by metamorphites, black quartzites, rare volcanites and grey-brown arenites clasts. Beds are lenticular, medium-thick, generally amalgamated with erosive basal contact. The lower boundary is sharp and erosive on the Southern Alps metamorphic basement. Thickness: up to 70 m.

LOWER PERMIAN P.P.

PLUTONIC, SUBVOLCANIC BODIES AND DYKES

RIO DESERTO RHYODACITE (DRD)

Porphyritic rhyodacite dome made by a light brown compact rock with euhedral mm plagioclase, quartz and biotite phenocrysts inside a microcrystalline felsitic ground mass. This rock locally shows a magmatic foliation. The body intruded between the metamorphic basement top and the volcanic succession base.

LOWER PERMIAN P.P.

RHYODACITIC DYKES (f_c)

Porphyritic and microcrystalline rhyodacitic dykes with light beige to green colour. The thickness ranges from m to dam, the structure is massive and the texture is characterized by plagioclase, quartz and biotite phenocrysts inside a microcrystalline felsitic ground mass. They cut the Southern Alps metamorphic basement and part of the Permian volcanic succession.

LOWER PERMIAN P.P.

IVIGNA GRANODIORITE (IVG)

White, massive rock with phanocrystalline heterogranular texture made by quartz, k-feldspar, plagioclase and biotite crystals (1-6 mm). Inside this rock cm-dm, dark, mafic, microgranular enclaves occur.

LOWER PERMIAN P.P.

MONTE CROCE GRANODIORITE (GMR)

White, massive granodioritic-monzogranitic intrusion. The texture is phanocrystalline, medium-grained with plagioclase, quartz, k-feldspar, biotite and less frequent amphibole and pyroxene. The granodiorite contains cm-m, dark, mafic, microgranular, tonalitic enclaves of oriented ellipsoidal shape.

LOWER PERMIAN P.P.

METAMORPHIC BASEMENT

BRESSANONE UNIT

PHYLLITE (BSS)

Silver to leaden colour, more or less quartz-rich, sometimes garnet-bearing phyllites. They contain quartz, white mica, chlorite, plagioclase ± biotite, ilmenite and graphite. Garnet and albitic-oligoclasic plagioclase porphyroblasts can be observed. White nodules and levels of quartz are frequent. Locally harder layers of quartz-muscovitic schists (± garnet, plagioclase, chlorite and biotite) occur. In some places crystals dimension can reach that of micaschists. **Cornubianite (BSS_a)**:

massive, light colour rock with plagioclase and biotite. This rock shows a poorly evident foliation and can be found close to the contact with GMR and IVG.

MUSCOVITIC QUARTZITE (**BSQ**)

Layers and lenses of impure quartzites inside the phyllites. They are composed by prevailing quartz, muscovite ± garnet, pyrite and/or graphite.

FELSIC METAVOLCANITE (Porfiroidi Auct.) (**BSI**)

Massive or poorly foliated rocks with augen texture, composed by quartz, muscovite, k-feldspar, plagioclase, biotite, chlorite ± pyrite and graphite. The augen texture is characterized by euhedral and geminate porphyroclasts of white or pink k-feldspar and less abundant porphyroclasts of plagioclase and quartz.

Big augen metavolcanite (BSI_a): they show k-feldspar porphyroclasts reaching 3-4 cm of diameter. These rocks have been interpreted as metamorphosed felsic volcanites and volcanoclastites.

METABASITE (**BSA**)

Dark metamorphic rocks with a not well developed schistosity, composed by amphibole, plagioclase, epidote, chlorite and titanite. They form a few meters lens at Talleralb (Sarentino valley).

AUSTROALPINE SYSTEM

MAGMATIC INTRUSIVE

PEGMATITE (**OGA**)

Pegmatitic dykes and lenses, up to 40 m thick, coarse grained and variably foliated. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite, ± biotite, ± garnet, ± tourmaline. Locally (Rio Masul) megacrystals of beryl and garnet are recovered. Radiometric dating provided permian ages.

BUCO DEL TOPO METADIORITE (**OGD**)

Metadiorites locally preserving textural relics of magmatic origin, composed of quartz, plagioclase, amphibole, biotite, white mica, ± chlorite, ± garnet, ± epidote. Coarse grained **metagabbros (OGD_a)** are composed of amphibole, plagioclase, epidote, biotite, quartz, ± garnet. Garnet is post-kinematic in both lithologies.

PERMIAN ?

BASIC TO INTERMEDIATE FOLIATED DYKES (**f_p**)

Dark green coarse grained mafic dykes, cross-cutting the main basement foliation.

They are constituted of amphibole, plagioclase, biotite and in case garnet. Texture is typically massive with magmatic relics. Some weak foliation is formed by biotite and rarely amphibole (Tschigot). (Diabasic dykes Auct.)

METAMORPHIC UNITS

MONTENEVE UNIT

MICASCHISTS WITH GARNET PORPHYROBLASTS (OSF)

Phyllitic micaschists and coarse-grained micaschists containing garnet, amphibole and biotite porphyroblasts up to 1-2 cm. They are transitional to quartzitic micaschists and they are characterized by the occurrence of amphibole and carbonatic layers.

QUARTZITE (OSQ)

White or grey, medium- to fine grained quartzite, with garnet porphyroblast up to 1-2 cm. Gradually transitional to quartzitic schists related to the increase of white mica proportions. Planar schistose texture formed by white mica and stretched quartz. Biotite and plagioclase are locally present.

AMPHIBOLITE (OSA)

Medium-grained dark green amphibolite with planar schistosity, rarely banded by amphibole and plagioclase layers. Large prismatic elongated radiating amphibole crystals are observed on the contact surface with micaschists (Garbenschiefer). **Garnet amphibolites (OSA_a)** are medium- to coarse grained, and typically characterized by the occurrence of garnet, amphibole and biotite in porphyroblasts larger than cm.

SILICATIC MARBLE (OSB)

Medium-grained marbles with texture variable from massive to mylonitic. Millimetric layers of silicates may occur, including porphyroblasts of white mica, chlorite, zoisite/clinozoisite, and tremolite.

CALC-SCHISTS (OSC)

Calc-schists are white to brown and show sporadic mm to cm size silicate layers. They contain quartz, white mica, chlorite, titanite, plagioclase and locally diopside and biotite.

*TEXEL UNIT***BANDED PARAGNEISS (OTP)**

Banded paragneisses are composed of alternating quartz-feldspathic and phyllosilicatic-rich layers. They are medium to fine grained and they contain quartz, plagioclase, biotite, white mica, \pm garnet, \pm staurolite, \pm kyanite, \pm tourmaline, \pm chlorite. The foliation, defined by biotite and to a minor extent by white mica, is parallel to the banding. Garnet, staurolite and kyanite are observed macroscopically at Laghetti della Mutta. Eventually muscovite-rich facies are observed (Velloi).

MICASCHISTS (OTM)

Micaschists are silver-grey in colour, medium grained and are composed of quartz, white mica (muscovite and minor paragonite), plagioclase and variable proportions of biotite. Garnet, staurolite and kyanite are small on the outcrops. Locally they show static growth of millimetric plagioclase. **Quartzitic micaschists (OTM_a)** are quartz-rich facies. Tourmaline occurs as centimetric and acicular crystals.

QUARTZITE (OTQ)

Fine-grained, white to grey quartzites. Massive to schistose planar textures vary as a function of the relative abundance of mica component (white mica, biotite). Plagioclase, chlorite and in places garnet are minor but possible components.

PARCINES ORTHOGNEISS (OTH)

Coarse grained, biotite-rich orthogneisses show K-feldspar porphyroblasts up to 5 cm in size. White mica is rare. A mylonitic foliation formed by biotite has been recognized close the southern boundary of the body. **Metatexites** and “**migmatitic gneisses**” (OTH_a) developed by magmatic injection of the Parcines intrusive body. Leucocratic veins are commonly aplitic and rarely microgranitic, garnet is locally visible (Maso Greiter, Parcines).

GRANITOID ORTHOGNEISS (OTL)

Granitoid orthogneisses contain two micas, biotite as dominant, locally with amphibole (Monte Sella, Malga di Fagls) and K-feldspar porphyroclasts (Colganda, Monte Spico, Lago Fagls). Textures are typically foliated, but in places augen types form. **Leucocratic-muscovitic orthogneisses (OTL_a)** are mostly equigranular and rarely contain K-feldspar porphyroclasts.

AMPHIBOLITE (OTF)

Dark-green banded amphibolites alternatively rich in plagioclase or amphibole. They are composed of amphibole, plagioclase, epidote, quartz, and are eventually

rich in biotite (Val di Sopranes). Locally they are intercalated with carbonates (calcite \pm siderite), which have karstic weathering (Val di Ulfas, Val Mezzana). **Garnet amphibolites (OTF₂)** are observed in layers or boudins characterized by subeuhedral garnet porphyroblasts ranging in size from millimetre to 2 centimetre.

GARNET AMPHIBOLITE WITH ECLOGITIC RELICS (OTE)

Metric boudins of amphibolites show relics of eclogitic assemblages. They typically display centimetric subeuhedral garnet porphyroblasts, sodic clinopyroxene, zoisite, titanite, phengitic white mica and amphibole. They are commonly banded in alternating clinopyroxene, garnet and amphibole rich layers (Valle di Ulfas, Saltusio, S.Martino in Passiria).

SILICATIC MARBLE (OTB)

Medium- to fine grained, calcitic and dolomitic marbles, white to yellow in colour, sometimes saccharoid. White mica, phlogopite, zoisite/clinozoisite, amphibole, quartz and chlorite occur in millimetre thick layers.

CALC-SCHISTS (OTC)

Yellow to brown, fine-grained fissile calc-schists, which contain macroscopic white mica and chlorite, eventually zoisite and amphibole. They sometimes show coarse-grained calc-silicate lenses (titanite, diopside) (Cima Grava).

S. LEONARDO UNIT

BANDED PARAGNEISS (OJP)

Medium- to fine-grained banded paragneisses, characterized by alternating quartz-feldspathic and phyllosilicate layers. Biotite is very common and occasionally two-mica bearing. Quartz, plagioclase, biotite, minor white mica, \pm garnet, \pm staurolite, \pm kyanite, \pm tourmaline, \pm chlorite.

MICASCHISTS (OJM)

Medium grained silver-grey micaschists, composed of quartz, biotite, white mica, plagioclase, \pm garnet, \pm kyanite, \pm staurolite, \pm tourmaline. In case they show post-kinematic porphyroblasts of plagioclase. Locally they may grade to quartzitic micaschists (undifferentiated).

QUARTZITE (OJQ)

Medium-grained, grey to whitish quartzites with schistose texture. They are constituted of quartz, white mica, \pm chlorite. They outcrop in layers of metric to decametric thickness.

ORTHOgneiss WITH FELDSPAR PORPHYROCLASTS (OJF)

Medium- to coarse grained granitoid orthogneisses characterized by feldspar porphyroclasts (eventually plagioclase) up to 3-5 cm in size. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, rare white mica, \pm chlorite (Valle di Rio Bianco, M.ga Valtellese).

GRANITOID ORTHOGNEISS (OJO)

Medium- and in case coarse-grained orthogneisses with augen texture; they are composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, and rare white mica, \pm chlorite. K-feldspar is typically present as a porphyroblast up to 2 cm in size (Punta delle Laste). Locally they display abundant feldspar and scarce biotite (Valtellese).

AMPHIBOLITE (OJA)

Thick amphibolite boudins, up to 10 m thick, show a foliation related to alternating amphibole and plagioclase rich layers. Texture is medium- to fine grained. They are constituted of amphibole, plagioclase, quartz, \pm garnet and \pm biotite. The schistosity is defined by amphibole and biotite.

*PENNES UNIT***METACARBONATE (OPD)**

Dolomites and limestones weakly metamorphosed, grey to black on broken surface, yellow to brown when weathered. They may present allochemical components of mm size; they may grade to terrigenous lithologies, grey or green sandstones and shales. This unit stands for preserved horizons of permo-triassic cover up to 1 to 10 m thick (Valle di Rio Bianco).

METACONGLOMERATE (OPC)

Medium- to coarse grained polymictic metaconglomerates, clast supported. 60% of clasts are composed of centimetre size sub-rounded to sub-angular clasts of quartzites. White mica (10%) and green-purple sericite can be recognized on the matrix. A weakly pervasive schistosity is defined by scarce phyllosilicates.

GRANITOID ORTHOGNEISS WITH WHITE MICA (OPG)

Medium- to fine grained orthogneisses, in places with augen texture. They are composed by quartz, plagioclase, K-feldspar, white mica, \pm chlorite, \pm biotite. K-feldspar porphyroblasts are visible only where deformation is less pervasive (Cima dell'Alpetta, Valtellese). Locally they can show mylonitic or ultramylonitic structure, with fine-grained texture and abundant chlorite (Valtellese e nella Valle di Rio Graves).

*PUNTA CERVINA UNIT***KYANITE-STAUROLITE PARAGNEISS (OCP)**

Medium-grained banded paragneisses composed of quartz, plagioclase, biotite, white mica and variable amounts of garnet, kyanite, staurolite and chlorite. Locally kyanite is particularly abundant in veins or pegmatoids, which have quartz, feldspar and biotite (Punta Cervina, Cima di Pegno). **Paragneisses with porphyroblasts of plagioclase and kyanite (OCP_a)** are characterized by static metablasts of kyanite and plagioclase which are well noticeable in outcrop.

QUARTZITE (OCQ)

Medium-grained quartzites with mylonitic texture outcrop as layers up to 50 m thick. They are characterized by quartz, white mica and chlorite.

GRANITOID ORTHOGNEISS (OCO)

Medium- to coarse-grained foliated orthogneisses with augen, locally mylonitic, texture (Rio Masul). The mineralogical assemblage is quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, minor white mica, ± chlorite. They are in places leucocratic with essentially white mica and minor chlorite (Punta Cervina).

AMPHIBOLITE (OCA)

Medium-grained amphibolite boudins of metric size with schistose texture, defined by millimetric layers of plagioclase and/or amphibole. They are composed of amphibole, plagioclase, quartz, ± biotite, ± chlorite. Locally characterized by garnet porphyroblasts (Punta Cervina).

RIO MASUL MYLONITE (OCX)

Medium- to fine-grained schists and mylonitic gneisses locally form ultramylonitic and ultracataclasis layers up to centimeter or decimeter thick. Quartz, plagioclase, white mica, chlorite, ± biotite. Mylonitic foliation is defined by white mica, chlorite and ribbons of quartz, rare lithons with relics of white mica and biotite.

*SCENA UNIT***SILLIMANITE PARAGNEISS (OVP)**

Banded paragneiss with plagioclase, quartz, biotite, white mica, ± garnet, ± chlorite, ± staurolite, ± sillimanite. Fibrolitic sillimanite and biotite replace garnet and in places are observed on the main foliation (Giogo delle Laste).

SILLIMANITE MICASCHISTS (OVM)

Silver-gray medium-grained micaschists are composed of quartz, white mica, plagioclase, biotite, \pm garnet \pm sillimanite, \pm staurolite, \pm K-feldspar. Garnet is replaced by static growth of sillimanite. Locally plagioclase metablasts form statically.

QUARTZITE (OVQ)

Fine-grained whitish quartzites, with mylonitic texture when approaching the Insubric Line. They are essentially composed of quartz, white mica, biotite, \pm plagioclase, \pm chlorite.

AMPHIBOLITE (OVA)

Medium- to fine-grained amphibolitic schists occur in decimetric to metric layers. They are composed of amphibole, plagioclase, minor quartz, epidote, biotite, chlorite, rutile, \pm garnet. Locally they grade to amphibolitic gneiss.

MARBLE (OVB)

White, yellow to pink medium- to fine-grained marbles mostly of mylonitic textures, in lenses up to 10 m thick close to the Insubric Line. Rare silicate-bearing layers (phlogopite, epidote, tremolite) are found.

*ORTLES-CAMPO NAPPE: PEJO UNIT***TWO-MICA GNEISS (OOP)**

Medium- to fine grained gneisses, in case mylonitic, characterized by quartz-feldspathic lenses and layers. They are constituted of quartz, feldspars, biotite, white mica, \pm chlorite, \pm garnet, and they may grade to quartzitic micaschists. Static biotite and andalusite have grown either crosscutting or parallel to the foliation (Giogo di Marleno).

KYANITE-STAUROLITE MICASCHISTS (OMI)

Medium- to coarse-grained micaschists composed of quartz, plagioclase, biotite, garnet, \pm white mica, \pm chlorite, \pm staurolite. Quartzitic lenses and centimetric porphyroblasts of garnet are common. Chlorite commonly replaced biotite and fibrolitic sillimanite replaced garnet (Colle Scabro).

QUARTZITE (OQU)

Rare metric lenses of light grey, medium- to fine-grained quartzites, with schistose texture. They are composed of quartz, biotite, white mica \pm chlorite.

ORTHOGNEISS (OOG)

Medium- to coarse-grained schistose to augen orthogneisses. They are composed by quartz, abundant K-feldspar, plagioclase, white mica and minor biotite. Locally biotite can be abundant (Tel).

AMPHIBOLITE (OAF)

Metric to centimetric boudins of medium- to fine-grained foliated amphibolite, in places pervasively crenulated. They are constituted of amphibole, plagioclase, quartz, epidote, \pm biotite, \pm garnet, \pm white mica, \pm chlorite, \pm titanite, \pm apatite.

MARBLE (OMA)

White-yellow medium- to fine-grained schistose calcitic marbles, in places mylonitic. Accessory minerals are white mica, quartz, epidote, amphibole and chlorite. Locally calc-silicates are associated with marbles (Guardia Alta di Naturno).

*MARLENGO SLICE***QUARTZITIC GNEISS (OUP)**

Medium-grained two-mica gneisses. Components are quartz, feldspars, biotite, white mica, \pm garnet, \pm chlorite. Biotite- and amphibole-bearing layers locally occur, as well as quartz-feldspar biotitic gneisses (Passeggiata Tappeiner). Quartz amount increases in places and gneisses grade to quartzites (Monte S. Vigilio).

Banded gneisses (OUP_a): medium- to fine-grained two mica gneisses. A banded structure is composed of alternating quartz-feldspathic and phyllosilicate layers.

GARNET-STAUROLITE-KYANITE MICASCHISTS (OUM)

Silver-grey medium-grained micaschists; they are composed of quartz, white mica and plagioclase, and minor biotite. Characteristic minerals are garnet, staurolite, and kyanite, poorly visible on the outcrop. Conspicuous amounts of post-kinematic porphyroblasts of plagioclase may lead to gneissic textures.

QUARTZITE (OUQ)

Rare metric layer of medium- to fine-grained schistose quartzites. They are constituted of quartz, biotite, white mica \pm chlorite.

ORTHOGNEISS (OOR)

Medium- to coarse-grained granitoid orthogneisses, characterised by planar schistosity, often grading to augen type. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, white mica, \pm chlorite. On the transitional lower and upper

portions white mica is more abundant than biotite. This layer has been considered part of the Pejo unit in the adjacent sheet 026 - Appiano.

LEUCOCRATIC ORTHOGNEISS (OUO)

Gray to white medium-grained granitoid orthogneisses, characterised by planar schistosity, locally mylonitic-cataclastic. They are constituted of K-feldspar, plagioclase, quartz, white mica. Accessory minerals are biotite, chlorite and rarely amphibol. Locally they show aplitic texture.

AMPHIBOLITE (OUA)

Medium-grained foliated amphibolite. They are composed by amphibole, plagioclase and epidote. Accessory minerals are biotite, chlorite, titanite and rutile. Garnet is millimetric and rare.

TONALE NAPPE: ULTIMO UNIT

TWO-MICA PARAGNEISS (TUN)

Grey two-mica paragneisses; biotite and white mica define a schistose texture. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, ± garnet, ± staurolite, ± kyanite.

ORTHOGNEISS (TUO)

Biotite-bearing mylonitic-cataclastic granitoid orthogneisses; they are constituted of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, ± white mica, ± chlorite. They form a single layer a few tens of meters thick close to the adjacent sheet Appiano.

TONALE NAPPE: TONALE UNIT

SILLIMANITE PARAGNEISS (TTP)

Two-mica paragneisses; planar schistosity is formed by biotite and white mica. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, ± chlorite, ± garnet, ± sillimanite.

AMPHIBOLITE (TTA)

Metric boudins of medium-grained amphibolite; schistosity is defined by amphibole, plagioclase, epidote and less biotite, chlorite and rutile. **Garnet amphibolite (TTA_a)** with milimetric and subeuhedral garnet.

APPENDICE 1

Ubicazione dei campioni delle unità austroalpine su cui sono state eseguite analisi geochimiche.

Campione	Sigla	Litologia	Unità	X (metri)	Y (metri)
O1	CA13122	Ortogneiss Parcines (OTH)	Tessa	657766,987	176593,237
O2	GB13292	Ortogneiss Tipo Parcines (OCO)	Punta Cervina	670700,126	176775,706
O3	GB13966	Ortogneiss Tipo Parcines (OUO)	Marlengo	665031,005	171975,54
O4	PC01310	Ortogneiss Tipo Parcines (OCO)	Punta Cervina	672943,784	178911,877
O5	CA13442	Ortogneiss Tipo Parcines (OCO)	Punta Cervina	676411,894	180651,238
O6	AC13206	Ortogneiss leucocratici (OTL)	Tessa	667214,558	176788,425
O7	CA1348	Ortogneiss leucocratici (OTL)	Tessa	657947,631	179012,884
O8	GB13971	Ortogneiss leucocratici (OUO)	Marlengo	664668,338	172305,237
O9	GC13711	Ortogneiss leucocratici (OTL)	Tessa		
O10	GB131263	Ortogneiss (OOR)	Marlengo	663483,917	168942,606
O11	CA13420	Ortogneiss (OCO)	Punta Cervina	677180,389	182708,038
O12	GB131345	Vena leucocratica (TTP)	Tonale	661369,751	165365,688
O13	GB131000	Pegmatite (OGA)	Pejo	655422,009	164591,994
O14	PC13249	Ortogneiss leucocratici (OJO)	San Leonardo	671273,941	184595,028
O15	PC13144	Ortogneiss (OJF)	San Leonardo	671426,816	183697,583
O16	CA13219	Ortogneiss (OTL)	Tessa	667426,697	178772,756
O17	SZ13156	Ortogneiss (OTL)	Tessa	665673,035	179231,585
O18	SZ13179	Ortogneiss (OTL)	Tessa	664972,351	178939,85
A1	GB13442	Anfiboliti (OAF)	Scena	671384,019	174216,103
A2	PC13104	Anfiboliti (OCA)	Punta Cervina	673491,711	178258,079
A3	GB13964	Anfiboliti (OUA)	Marlengo	665225,826	171804,697
A4	GB 131181	Anfiboliti (OUA)	Marlengo		
A5	Ulfas-1	Eclogiti anfibolitizzate (OTE)	Tessa	664537,801	183472,802
A6	Ulfas-2	Eclogiti anfibolitizzate (OTE)	Tessa	664537,801	183472,802
A7	GB13174	Eclogiti anfibolitizzate (OTE)	Tessa	664537,966	183472,853
A8	GB13333a	Anfiboliti (OVA)	Scena	673016,888	176894,442
A9	GB131537	Metagabbro (OGDa)	Pejo	653594,634	164150,97
A10	GB131085	Metadorite (OGD)	Pejo	653520,75	163801,034

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1956) - *Carta geologica delle tre Venezie, Foglio 10, Bolzano*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia
- AA.VV. (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia.
- AA.VV. (2007) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT.
- AA.VV. (2009) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 025 "Rabbi"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- ACQUAFREDDA P., BARGOSSÌ G.M., CAGGIANELLI A. & ROTTURA A. (1997) - *Emplacement depths of Permian granitoids from central-eastern Southern Alps: estimates from hornblende-plagioclase thermobarometry*. *Miner. Petrogr. Acta*, **40**: 45-53.
- ADAMI C., JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1964) - *Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige)* - *Rend. Soc. Min. It.*, **20**: 3-23.
- AGLIARDI F., CROSTA G.B. & ZANCHI A. (2001). *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. *Engineering Geology*, **59**: 83-102.
- AGLIARDI F., CROSTA G.B., ZANCHI A. & RAVAZZI C. (2009a) - *Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy*. *Geomorphology*, **103/1**: 113-129. doi:10.1016/j.geomorph.2007.09.015
- AGLIARDI F., ZANCHI A., CROSTA G.B. & RAVAZZI C. (2009b) - *Tectonic vs. Gravitational morpho-structures in the Central-Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the belt*. *Tectonophysics*, **474**: 250-270. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.019
- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI C., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1994) - *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine Belt*. *Proc. Symp. CROP - Alpi Centrali, Sondrio 20-22 October 1993*, MONTRASIO A. & SCIESA E. Eds., *Quaderni Geod. Alpina e Quatern.*, **2**: 25-39.
- ANDREATTA C. (1934) - *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasti di rocce intrusive (Analisi strutturale di rocce, IV)*. *Period. Mineral.*, **5**: 3-21.
- ANDREATTA C. (1937) - *Studio petrografico del complesso eruttivo di Monte Croce in Alto Adige*. *Period. Mineral.*, **8**: 3-125.
- ANDREATTA C. (1942) - *Sulle rocce eruttive del gruppo Ortles-Cevedale*. *Rend. R. Acc. Ital., Classe Sc. Fis. Mat. Nat.*, **3**: 289-304.
- ANDREATTA C. (1949) - *Notizie sulla costituzione del complesso effusivo permiano del Trentino-Alto Adige*. *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, Anno VI*, 1-8.
- ARGAND E. (1909) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1911a) - *Le nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. *Mat. Carte Géol. Suisse*, **31**: 1-26.
- ARGAND E. (1911b) - *Le nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environants*. *Essai de Carte Structurale. Mat. Carte Géol. Suisse, Carte Spec.*, **64**, 3 tav. profil.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. *Ecolg. Geol. Helv.*, **14**: 146-204.
- AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) - *Studio degli acquiferi montani, da Resia a Domegliara, e degli acquiferi di Pianura. Seconda fase, Rapporto sulle indagini geofisiche; Sezioni idrogeologiche; Superficie del substrato roccioso alla scala 1:200.000*. Relazione inedita, a cura di r.t.i. Hydrodata S.p.A. & BETA Studio S.r.l.
- 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 in scala 1:50.000, foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, 184 pp.

- BAGGIO P. & DE VECCHI G. (1969) - *Testimonianze dell'orogenesi ercinica nel Pennidico degli Alti Tauri sud-occidentali. Evidence of the Hercinian orogeny in the Penninic zone of the southwestern Hohe Tauern*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (1): 285-287.
- BAGGIO P. & DE VECCHI G. (1974) - *Testimonianze dell'orogenesi ercinica nel Pennidico degli Alti Tauri sud-occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (1): 285-287.
- BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G.O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZANETTIN B., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZULIAN T. (1971). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 4: "Merano"*. Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, 164 pp., Roma.
- BARGOSSI G.M., AVANZINI M., MAIR V., MORELLI C., NERI C. & SAPELZA A. (1999b) - *The Monte Luco volcanic sequence (Bolzano-Trento area)*. In: G.Cassinis et alii (Eds.): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites - Field Trip Guidebook*, 25-26, Pavia.
- BARGOSSI G.M., BONDI M., LANDINI F. & MORTEN L. (1981) - *Il plutone di Monte Croce (Alto Adige, Nord Italia)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38** (1): 155-162.
- BARGOSSI G. M. & D'AMICO C. (1988) - *Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino - Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 131-157.
- BARGOSSI G.M., D'AMICO C. & SCIPIONI P. (1983) - *Posizione degli Strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina del Trentino-Alto Adige*. Rend. Soc. Geol. It., **5**(1982): 31-137.
- BARGOSSI G.M., D'AMICO C. & VISONÀ D. (1979) - *Hercynian plutonism in the Southern Alps. A brief report*. In Sassi ed., IGCP n. 5 Newsletter, **1**: 7-32.
- BARGOSSI G.M., DI BATTISTINI G. & MONTANINI A. (1993) - *The andesitic ignimbrites from the Lower Permian volcanic sequence in the Val di Cavè and Val di Fregio area (Trento, N Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **36** : 1-17.
- BARGOSSI G.M., LUCCHINI F. & MORTEN L. (1978) - *Masserelle periadriatiche affioranti lungo la Linea Insubrica fra Malè (Val di Sole) e Rumo (Val di Non)*. Studio petrografico-modale. Miner. Petrogr. Acta, **22**: 13-28.
- BARGOSSI G.M., MAIR V., MAROCCHI M., MORELLI C., MORETTI A. & PICCIN G. (2007) - *A mega volcano-tectonic collapse between Bolzano and Trento during the Lower Permian*. MinPet 2007 Abstracts. Mitt. Österr. Miner. Ges. **153**: 34.
- BARGOSSI G.M., MAIR V., MORELLI C., & SAPELZA A. (1999a) - *The Athesian Volcanic District (Bolzano-Trento area): a general outline*. In: G. Cassinis et alii (Eds): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites - Field Trip Guidebook*: 21-24, Pavia.
- BARGOSSI G.M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1996) - *Petrografia delle magmatiti permiane*. In: *Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale*, pp. 12-18. A.Bosellini, C.Neri & M.Stefani (a cura di). 78a Riunione Estiva della SGI, San Cassiano (BZ), 16-18 settembre 1996.
- BARGOSSI G. M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C. A. (1998) - *Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 23-41.
- BARSCHE D. (1996) - *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin.
- BARTH S., OBERLI F., MEIER M., BLATTNER P., BARGOSSI G.M. & DI BATTISTINI G. (1993) - *The evolution of a calc-alkaline basic to silicic magma system: Geochemical and Rb-Sr, Sm-Nb, and ¹⁸O/¹⁶O isotopic evidence from the Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex, northern Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**: 4285-4300.
- BAUMGARTEN B., FOLIE K. & STEDINGK K. (1998) - *Auf den Spuren der Knappen. Bergbau und Mineralien in Südtirol*. Tappeiner, Athesia.
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN S.K. & RAIH M. (1992) - *Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a*

- reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**: 87-93.
- 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 orogenic dyke magmatism in the Alps*. Mem. Soc.Geol. It., **26**: 341-359.
- BECCALUVA L., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1979) - *Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **6**: 321-329.
- BELLIENI G. & SASSI F.P. (1981) - *New chemical data and a review on the South-Alpine "Pre-Hercynian riolitic plateau" in the Eastern Alps*. IGCP No 5 Newsletter, **3**: 22-27.
- BERTOTTI G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1993) - *Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: the Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano - Lake Como area (Southern Alps)*. Tectonophysics, **226**: 271-284.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glarus et du bassin houllier du Nord*. Bull. Soc. géol. de France, **12**: 318-330.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M., (1978) - *Hypotesis on a erosional origin related to the Messinian entrenchment*. Marine Geology, **27**: 271-278.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **17** (1): 75-82.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen*. Verhandl. der geol. Reichsanstalt Wien, pp. 217-222.
- BLAAS J. (1902) - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen*. Wagner, Innsbruck.
- BONIN B., BRANDLEY P., BUSSY F., DESMONS J., EGGEMBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERRHANSLI R., PLOQUIN A., QUADT VON A., RAUMER VON J., SCHALTEGGER U., STRYER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993) - *Late Variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement*. In: Raumer von J. & Neubauer F. (Eds). The pre-Mesozoic Geology in the Alps, 169-199. Springer Verlag, Berlin.
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1966) - *Carta geologica dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Camonica (1:50.000) con Schema Tettonico (1:250.000)*. Ist. Min. Petr. Geoch. Univ. Milano, Pubbl. n.176.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *New petrographic and radiometric data on the Ötztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps)*. N. Jb. Miner. Mh., Jg., 1980, 75-87.
- BRANDNER R. & MOSTLER H. (1982) - *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung*. Jahrestagung Österr. Geol. Gesell, Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 80-97.
- BRAUNMILLER J., KRADOLFER U., MANFRED B. & DOMENICO G. (2002) - *Regional moment tensor determination in the European-Mediterranean area; initial results*. Tectonophysics, **356** (1-3): 5-22.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MAKK A. (1990) - *The Lower Triassic sequence of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **88** (1982): 501-598.
- BRONDI A., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPERGER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCALLE L., SOMMAVILLA E. & ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. Studi Trent. Sc. Nat., **53**: 107-218.

- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A. & SABATINI G. (1970) - *Le Vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del Complesso effusivo atesino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **77**: 157-200.
- BRONDI A. & MITTEMPERGHER M. (1974) - *Complesso vulcanico atesino*. In: "Note esplicative, F. 027 Bolzano", Servizio Geologico d'Italia.
- CAPORALI A., BRAITENBERG C. & MASSIRONI M. 2005. - *Geodetic and hydrological aspects of the Merano earthquake of 17 July 2001*. Journal of Geodynamics, **39**: 317-336.
- CARDIN A., PISANI F., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1985) - *Le metapeliti e le anfiboliti del basamento Sudalpino delle Alpi Sarentine*. Mem. di Sc. Geol., **37**: 379-406.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la linea delle Giudicarie ed i Bacini di Collio e Tregiovo (Sudalpino centrale - N Italia)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112**: 1021-1036.
- CASTALDINI D., PANIZZA M. & SLEJKO D. (1992) - *Breve illustrazione di un contributo al sottoprogetto ILP "Carta del mondo delle principali faglie attive" per l'Italia Settentrionale - Il Quaternario*, **5** (2): 287-292.
- CASTIGLIONI B. (1928) - *Ghiacciai delle Venoste Orientali*. Boll. Comit. Glac., **8**: 91-165.
- CASTIGLIONI B. (1929) - *Recensione a: R. v. Klebelsberg, Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Studi Trentini di Sc. Nat., **9**: 115-117.
- CASTIGLIONI B. (1930) - *Ricerche glaciologiche in Alto Adige*. Atti XI Congr. Geogr. Ital., Napoli 22-29 Aprile 1930, **2**: 107-113, 2 tavv. f.t., 1 carta glaciologica alla scala 1:100.000.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000)*. In: DAINELLI G. (a cura di), *Atlante Fisico-Economico d'Italia*, Tav. 3, Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CASTIGLIONI G.B. (1979) - *Geomorfologia*. UTET, 436 pp.
- CAVAZZINI G., DEL MORO A., SASSI F. P. & ZIRPOLI G. (1991) - *New data on the radiometric age of the Southalpine basement in the Eastern Alps*. Convegno in memoria di T. Cocozza, Siena, 21-22 marzo 1991, Abstract Vol. **30**.
- COMIN-CHIARAMONTI P. (1968) - *Il sistema filoniano del massiccio granodioritico di Ivigna nella parte prossima a Merano*. Atti Acc. Rover. Agiati, **218**: 57-72.
- COMIN-CHIARAMONTI P. & STOLFA D. (1981a) - *Il plutone di Ivigna tra Merano e il lago di San Pancrazio (Alto Adige)*. Studi Trent. Sci. Nat. **58**: 23-37.
- COMIN-CHIARAMONTI P. & STOLFA D. (1981b) - *I tipi filoniani del massiccio granodioritico di Ivigna (Alto Adige)*. Studi Trent. Sci. Nat. **58**: 39-58.
- CONTI P. (1997) - *La Falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)*. Mem. Desc. Carta Geol. d'It., **LIII**: 105 pp.
- CUCATO M. & FELBER M. (2002) - *Studio preliminare della successione quaternaria attraversata dal pozzo sperimentale ad uso geotermico di Merano (Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige, Italia)*. Relazione geologica inedita per l'Ufficio Geologia e prove materiali di Cardano (BZ), 28 pp.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, sez. III, **17**: 3-7.
- DAL PIAZ GB. (1931) - *Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona penninica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto (Gr. Paradiso e Gr. Veneziano - Alpi Aurine)*. Ass. Min. Piemonte, 1-3.
- DAL PIAZ GB. (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 Breonice Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Trentina e del Tirolo orientale*. Atti Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29
- DAL PIAZ GB. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi orientali*. - Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., **25**: 392-398.

- DAL PIAZ GB. (1942) - *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del massiccio di Monte Croce con considerazioni sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **5**(2): 179-360.
- DAL PIAZ GB. (Ed) (1953) - *Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100 000. Foglio Adamello (F.20)*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia.
- DAL PIAZ GB. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. In A. CASTELLARIN (Ed.) - Cento anni di geologia italiana. Vol. giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It., 41-70.
- DAL PIAZ G.V. (1993) - *Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In: RAUMER VON J., NEUBAUER F. and (Eds.). The pre-Mesozoic Geology in the Alps, 327-344. Spinger Verlag, Berlin.
- 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 042 "Malè"*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, 144 pp.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S., & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortles-Cevedale massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B-A, **131**: 533-551.
- D'AGOSTINO N., CHELONI D., MANTENUTO S., SELVAGGI G., MICHELINI A. & ZULIANI D. (2005) - *Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed from CGPS measurements*. Geophys. Res. Lett., **32** (19), 4 pp.
- D'AMICO C. (1979) - *General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-peloritani and Sardinia-Corsica*. In: F.P. SASSI (a cura di), IGCP n. 5, Newsletter, **1**: 33-68.
- D'AMICO C. (1986) - *Volcanic sequence in Trentino-Alto Adige*. In: Italian IGCP 203 Group (ed), Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the south-Alpine segment of the western Tethys, Field Guide-book, 16-22 pp.
- D'AMICO C. & GHEZZO C. (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 279-360.
- D'AMICO C., NARDIN M. & SACERDOTI M. (1969) - *Vulcaniti atesine*. In: "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 21 Trento", Serv. Geol. d'Italia, pp. 79, Roma.
- DEICHMANN N. & BAER M. (1990) - *Earthquake focal depths below the Alps and northern Alpine Foreland of Switzerland*. In: European Geotraverse; integrative studies; results from the Fifth earth science study centre. Ed.:European Science Foundation, Strasbourg, France.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRAND CLAUDE P. & MARCHAL M. (1980) - *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major-elements analysis. Its relationships with current nomenclature*. Chem. Geol., **29**: 183-210.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del Massiccio Ortles-Cevedale*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 265-266.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGAR E. (1985) - *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello batholith (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 261-284.
- DEL MORO A., SASSI F. P. & ZIRPOLI G. (1982) - *New radiometric data on the alpine thermal history in the Oetztal-Merano area (Eastern Alps)*. Mem. Sc. Geol., **35**: 319-325.
- DEL MORO A & VISONÀ D. (1982) - *The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy)*. Petrologic and radiometric data. N.Jb. Mineral. Abh., **145**: 66-85.
- DI BATTISTINI G., BARGOSI G.M., SPOTTI G., & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the Late Hercynian volcanic sequence in Trentino-Alto Adige (Northern Italy)*. Rend. Soc. Ital. Petrol., **43**: 1087-1100.
- DI BATTISTINI G., GALLO F., GIAMMETTI F. & VERNIA L. (1990) - *Permian andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **32**: 123-137.
- DIETZEL G.F.L. (1960) - *Geology and Permian paleomagnetism of the Merano region, province of Bolzano, N Italy*. Geologica Ultraiectina, **4**: 58.

- EXNER C.H. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. Verh. Geol. B-A. Wien, 1976: 3-64.
- FAH D., GIARDINI D., BAY F., BERNARDI F., BRAUNMILLER J., DEICHMANN N., FURRER M., GANTNER L., GISLER M., ISENEGGER D., JIMENEZ M.J., KASTLI P., KOGLIN R., MASCIADRI V., RUTZ M., SCHEIDEGGER C., SCHIBLER R., SCHORLEMMER D., SCHWARZ-ZANETTI G., STEIMEN S., SELAMI S., WIEMER S. & WOESSNER J. (2003) - *Earthquake Catalogue Of Switzerland (ECOS) and the related macroseismic database*. Ecl. Geol. Helv., **96**(2): 219-236.
- FELLIN S., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase tertiary fault kinematics and quaternary reactivation in the central-eastern Alps (western Trentino)*. J. Geodyn., **34**: 31-46.
- FELS H. & PAUL-KOCH G. (1985) - *Alluviale Schüttungsfächer innerhalb der unterpermischen Vulkanite Südtirols (Italien)*. Z. dt. geol. Ges., **136**: 167-179.
- FISCHER K. (1965) - *Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern (unter bes. Berücksichtigung des Vinschgaus)*. Mitt. Geogr. Ges. München, **50**: 127-160.
- FISCHER K. (1966) - *Die Murkegel des Vinschgaus*. Der Schlern, **40**: 24-34, Bolzano.
- FISCHER K. (1990) - *Entwicklungsgeschichte der Murkegel im Vinschgau. Fossiler Wald im Gadoria-Kegel erlaubt neuere Datierung*. Der Schlern, **64** (2): 93-96, Bolzano.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.-U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag.
- FLIRI F. (1978) - *Die Stellung der Bändertonvorkommens von Schabs (Sudtirol) in der alpinen Würmchronologie*. Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol., **14**: 115-118.
- FORCELLA F., GALLAZZI D., MONTRASIO A. & NOTARPIETRO A. (1982) - *Note illustrative relative all'evoluzione neotettonica dei Fogli 6 - Passo dello Spluga, 7 - Pizzo Bernina, 8 - Bormio - 17 Chiavenna - 18 Sondrio - 19 Tirano*. da "Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, **513**: 239- 288.
- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P. & MORTARA G. (1993) - *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. Studi Trent. Scienze Nat., Acta Geol., **68**: 71-108.
- FÖRSTER H.J. (1967) - *Kristallization und Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges*. Geol. Rundsch., **56**: 480-494
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous*. In: H. Flugel & P. Faupl «Geodynamics of the Eastern Alps», 379-406.
- FRIZ C. (1967) - *Considerazioni stratigrafico-strutturali sulla zona ad occidente di Vipiteno (Alto Adige)*. Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **79**: 369-385.
- FRIZ C. (1970) - *Conglomerato della Val di Fleres*. Studi Ill. Carta Geol. d'It., Form. Geol., **4**: 1-8.
- FRIZO P. (1983) - *Pre-metamorphic Paleozoic mineralizations of the Austroalpine and Southalpine Basements of the Eastern Alps. Relationships between paleogeodynamics, stratigraphy and metallogenesis*. IGCP No 5 Newsletter, **3**: 41-48.
- FROITZHEIM N., CONTI P. & VAN DAALEN M. (1997) - *Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonic of the Eastern Alps*. Tectonophysics, **280**: 267-293.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden*. Eclogae Geol. Helv., **87**: 559-612.
- FUCHS C.W.C. (1874) - *Studien aus der Umgebung von Meran*. Zeitschr. dt.-österr. Alpenver., **5**: 162-192, Wien.
- FUCHS C.W.C. (1875a) - *Die Umgebung von Meran. Ein Beitrag zur Geologie der deutschen Alpen*. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont., pp. 812-848, 1 geognost. Karte 1:36000 (in Farbe), Stuttgart.
- FUCHS C.W.C. (1875b) - *Geologische Karte der Umgebung von Meran*. Zeitschr. dt.-österr. Alpenver., **6**/1: 66-82, 1 geol. Karte 1:37500, Wien.
- FUCHS C.W.C. (1885) - *Aus der Umgebung von Meran. Studien über Geologie, Klima und Pflanzenleben*. pp.1-33, Ed. Pötzlberger, Merano.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976a) - *Le manifestazioni*

- "andesitiche" polifasiche dell'Alto Adige occiden tale nel quadro geodinamico alpino. Studi Trent. Sci. Nat., **53**: 21-47.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976b) - *The andesitic magmatism in the South- Western Tyrol and its geodynamic significance*. Geol. Rundschau Stuttgart, **65**: 691-700.
- GATTO G.O., LORENZONI S., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1964) - *Paragneiss e gneiss granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago - Monte Sole in Val Senales (Alto Adige)*. Parte I: *Osservazioni geologiche*. Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., Cl. Sc. Mat. Nat., **76**: 1-21.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36** (1): 49-64.
- GREGNANIN A., BARATTIERI M., CORONA P. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): The Basement*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 373-392.
- GREGNANIN A., JUSTIN VISENTIN E. & SASSI F.P. (1969) - *Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige) - Nota I: Gneiss del Tumulo*. Rend. Soc. Min. It., **25**: 166-167
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969a) - *Indagini preliminari geologico- petrografiche sulla zona compresa tra la Valle di Plan e la Val Clava (Alto Adige)*. Rend. Soc. It. Petr., **25**: 439-473.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969b) - *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austriatici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., **18**: 1-56.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972) - *Litostratigrafia, tettonica e petrografia degli scisti austriatici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. Min. Un. Padova, **28**: 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic-crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 13-27.
- GREGNANIN A. & SASSI F. P. (1967) - *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sudalpine delle Alpi Sarentine (alto Adige)*. Mem. Acc. Patavina SS.LL.AA, **79**: 267-281.
- GREGNANIN A. & SASSI F. P. (1969) - *Magmatismo, feldspatizzazione e metamorfismo nel complesso gneissico-migmatitico di Parcines (Alto Adige)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. **18**: 57-131.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): Early-Alpine evolution in Basement and Cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 393-409.
- GRUBENMANN U. (1869) - *Über der tonalitkern def Iffinger bei Meran (Südtirol)*. Viert. Natur. Gesel., **41**: 340-353.
- GRUBENMANN U. (1896a) - *Über einige Ganggestein aus der Gefolgschaft der Tonalite*. Min. Petr. Mitt., **16**: 185-196.
- GRUBENMANN U. (1896b) - *Bericht über Aufnahmen im Gebiete nördlich von Meran*. Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. Mat. Nat., **33**, Vienna.
- GRUBENMANN U. (1897) - *Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der tonalite*. Tsch. Min. Petr. Mitt.
- GUERRA G. (2004) - *Evoluzione tettonometamorfica della Falda Campo (Guardia Alta, S di Merano, Alpi Orientali)*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Milano.
- HABLER G., THÖNI M., SÖLVA H. (2006) - *Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit): P-T-d-t constraints*. Mineral. Petrol., **88**: 269-296.
- HAEBERLI W. (1985) - *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der Versuchsanstalt f.r Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 77. Z.rich. Eidgen.ssische Technische Hochsch.le.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Glurns-Ortler und Erläuterungen*. Wien .
- HAMMER W. (1925) - *Carta geologica delle Tre Venezie, in scala 1:100.000, Foglio 3 - Passo di Resia*. - Sez. Geol. Uff. Idrograf. Magistrato alle Acque, Venezia.

- HAMMER W. (1938) - *Bemerkung zu R. Staub, Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. - Verh. Geol. B.A., 227-237.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKHERT B. (1987) - *A K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study on white micas from the Brixen quartzphyllite, Southern Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **95**: 393-406.
- HANTKE R. (1983) - *Eiszeitalter: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihre Nachbargebiete*. Ott-Verlag, Thun, **3**, 370 pp.
- HELBIG P. & SCHMIDT K. (1978) - *Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges*. Jahrb. Geol. Bundesanst., Austria, **121** (2): 177-217.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HÖCK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 155-181.
- HOINKES G., KOSTNER A. & THÖNI M. (1991) - *Petrologic constraints for eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement*. Mineral. Petrol., **43**: 237-254.
- HSÜ K.J., CITA M.B. & RYAN W.B.F., (1973) - *The origin of the Mediterranean Evaporites*. Init. Rept. Deep Sea Drilling Project, **13**(2): 1203-1231.
- HUNZINKER J.C. (1974) - *Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps*. Mem. Geol. Miner. Univ. Petrova, **31**: 5-51.
- JANÁK M., FROITZHEIM N., VRABEC M., KROGH RAVNA E.J. & DE HOOG J.C.M., 2006. *Ultra-high-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotites in Pohorje, Eastern Alps*. J. Metamor. Geol., **24**: 19-31.
- JOANNEUM RESEARCH (1998) - *Indagine geologica per il progetto di una perforazione geotermica in profondità nel circondario di Merano/Südtirol*. 23 pp. + 7 tavv. f.t. Relazione inedita per la provincia di Bolzano.
- JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1965) - *Gli scisti cristallini dell'Alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige)*. Rend. Soc. Min. It., **21**: 121-142.
- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1971) - *Considerazioni geologico-petrografiche sul "Tratto di Monteneve" (Schneeberger Gesteinzug) (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-40.
- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1973) - *On the Age of white mica porphyroblasts in the Schneeberger schist*. Contr. Min. Petr., **39**: 341-342, Berlin.
- KAVLACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) - *Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South-Alpine basement of the Eastern Alps, Italy)*. Rev. Palaeobotany Palynology, **48**: 311-336.
- KHALE HG., GEIGER A., BUERKI B., GUBLER E., MARTI U., ROTHACHER M., GURTNER W., BEUTLER G., BAUERISMA I. & PFIFFNER O.A. (1997) - *Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements*. In: Results of NRP 20; deep structures of the Swiss Alps. Birkhaeuser Verlag, Basel.
- KLEBELSBERG R. VON (1920) - *Geologisches aus der Umgebung Merans*. Festzeitschr D. u. O. Alpen, 50 Jahre AV- Sekt. Meran.
- KLEBELSBERG R. VON (1923) - *Zur Geologie der Porphyrrplatte zwischen Eisak- und Sarntal*. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923, 49-59.
- KLEBELSBERG R. VON (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zeitschrift für Gletscherkunde, **14**: 266-285, Leipzig.
- KLEBELSBERG R. VON (1927) - *Die Südtiroler Erdpyramiden*. Geologische Charakterbilder von K. Andrie, fasc. 35, 16 pp., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. I-XII + 872 pp., Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1947) - *Meran-Mais und Hall. Von der Geschichte zweier Schuttkegel*. Tiroler Heimat, Bd. II, pp. 13-16, Innsbruck.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Borntraeger, Berlin.
- KOBER L. (1933) *Die erdgeschichtliche Bedeutung der Metamorphiden und das Tauernfenster*. Zentralblatt für Mineralogie Geologie und Palaeontologie Abteilung B Geologie und Palaeontologie. **6**: 305-314.

- KOBER L. (1955) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Mitt. Geol. Ges., Wien.
- KONZETT J. & HOINKES G. (1996) - *Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy*. J. Metam. Geol., **14**: 85-101.
- KOZIOL A.M. & NEWTON R.C. (1989) - *Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments*. Contrib. Mineral. Petrol., **103** (4): 423-433.
- LAUBSCHER H.P. (1974a) - *Central Alps and Jura Mountains*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, **4**: 85-108.
- LAUBSCHER H.P. (1974b) - *The tectonic of subduction in the Alpine system*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 275-283.
- LE BAS J.M., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN R. (1989) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram*. J. Petrol., **27**: 745-750.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell Scientific Publ., pp.1-193.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1965) - *Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistosocristallina della zona Scena-Rio Masul-Picco di Ivigna (Alto Adige)*. Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., **78**: 1-34, Padova.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1966) - *La formazione dei paragneiss pieghettati e la formazione dei paragneiss con intercalazioni sillimanitiche nella zona Merano-Velloio-Venurio (Alto Adige)*. Mem. Acc. Patav. Sci., Lett., Arti, **78**: 501-529.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1969) - *Contributo alla conoscenza della petrografia e della geologia di Monte San Vigilio (Merano-Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **8**: 93-119, Roma.
- LUGEON M. (1901) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, **1**: 723-825.
- LUGEON M. (1902) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. Bull. Soc. Géol. France, **2**: 80-81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - *Sur le grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C.R. Acad. Sci. Paris, **140**: 723-825.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 223-259.
- MAROCCHI M., BARGOSSO G.M., KLÖTZLI U., MAIR V. & MORELLI C. (2005) - *Zircon geochronology, geochemistry and a new stratigraphic Systematic of the lower Permian Athesian Volcanic Group (AG), Southern Alps (Italy)*. Epitome Geitalia 2005, FIST, p. 130.
- MAROCCHI M., MORELLI C., MAIR V., KLÖTZLI U. & BARGOSSO G.M. (2008) - *Evolution of large silicic magma systems: new U/Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Journal of Geology, **116**: 480-498.
- MARTIN S., MONTRESOR L., MAIR V., PELLEGRINI G.B., AVANZINI M., FELLIN G., GAMBILLARA R., TUMIATI S., SANTULIANA E., MONOPOLI B., GASPARI D., SAPIGNI M. & SURIAN N., 2009 - *Note Illustrative della carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, foglio 025 "Rabbi"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 190 pp.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (Northern Italy)*. Geol. Rundschau, **88**: 51-66.
- MASSARI F. (1988) - *Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine Area (Italy)*. In: Cassinis G. (Ed.), *Permian and Permian-Triassic Boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports*. Mem. Soc. Geol. It., **34**: 179-188.
- MASSARI F., CONTI M.A., FONTANA D., HELMOLD K., MARIOTTI N., NERI C., NICOSIA U., ORI G.G., PASINI M. & PITTAU P. (1988) - *The Val Gardena Sandstone and the Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology*. Mem. Soc. Geol., **60**: 229-273.
- MASSARI F. & NERI C. (1997) - *The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-*

- marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy). *Sedimentary Geology*, **110**: 181-221.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Scienze Geologiche, Padova, **46**: 119-243.
- MATTANA U. (1983) - *La recente evoluzione del glacialismo nel Gruppo di Tessa (Alpi Venoste)*. Materiali, Dipart. di Geogr., Univ. di Padova, **6**, 13 pp.
- MAURACHER J. (1981) - *Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr., **27**: 244-245.
- MEIER A. (2003) - *The periadriatic fault system in Valtellina (N-Italy) and the evolution of the southwestern segment of the eastern Alps*. DISS. ETH N°. 15008, 190 pp., Zurigo.
- MEIER A. & MANCKTELOW N. (1997) - *Possible westward continuation of the Pejo fault to the Passo Mortirolo, Upper Valtellina, Italy and its regional significance*. In "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geol. Alp. Quat., **4**: 79.
- MELI S. (1994) - *I porfiroidi sudalpini delle Alpi Orientali: studio petrografico-geochemico*. Ph. D. Thesis, unpublished, University of Padova, Italy, 298 pp.
- MELI S. (1995) - *Porphyroids in the eastern Southalpine basement: a petrographic and geochemical study*. Ph. D. Thesis, University of Padova, Italy, Plinius, **13**: 139-144.
- MELI S. (1998) - *Pre-Variscan volcanic activity in the Eastern Alps: the Southalpine porphyroids*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **78**: 415-432.
- MELI S. & KLÖTZLI U. S. (2001). - *Evidence for Lower Paleozoic magmatism in the Eastern Southalpine basement: zircon geochronology from Comelico "porphyroids"*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **81**(2): 147-157.
- MILLER C., MUNDIL R., THÖNI M. & KONZETT J. (2005b) - *Refining the timing of eclogite facies metamorphism: a geochemical, petrological, Sm-Nd and U-Pb case study from the Pohorje Mountains, Slovenia (Eastern Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., **150**: 70-84.
- MILLER C., THÖNI M., KONZETT J., KURZ W. & SCHUSTER R. (2005a) - *Eclogites form the Koralpe and Saualpe type-localities, Eastern Alps, Austria*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **150**: 227-263.
- MITTEMPERGHER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin., **1**(1): 61-146.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **69** (2): 1-41.
- MODENA G. (1996) - *Interazione tra magmi acidi e basici: il plutone di Ivigna (Alpi meridionali centro-orientali)*. Tesi di Laurea, Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Univ. Bologna, Italia.
- MORELLI C., BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2007) - *The lower permian volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen)*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 195-218.
- MORGANTE S. (1940) - *Il giacimento di Corvara in Val Sarentino*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **14**: 68.
- MORGANTE S. (1971) - *Massa intrusiva di Ivigna-Bressanone e filoni di età incerta*. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Servizio Geologico d'Italia. Foglio **4**: 38-45.
- MORTEN L. (1974) - *La tonalite di Val dei Rivi (Rumo)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 79-90.
- MOSTLER H. (1986) - *Der Nordabschnitt der Bozner Porphyryplatte (Exkursion F am 4. und 5. April 1986)*. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **68**: 105-117.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Diss. ETH Zürich, **12.580**: 135 pp..
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system*. In "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geol. Alp. Quat., **4**: 83-84.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY P.S., VIOLA G. & OBERLI F. (2001)

- *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. International Journal of Earth Sciences, **90** (3): 623-653.
- NERI C. & POSENATO R. (1985) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14/3** (1985): 83-107.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (2004) - *Microtectonics*. Springer Verlag, 366 pp.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., **58**: 63-81.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*, vol. III. Tauschnitz ed., Lipsia.
- PERNA G. (1963) - *Piramidi di terra e piramidi di erosione nel Trentino-Alto Adige*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. a. XXV-XXVI (1962-1963), **14**(2):1-209, Trento.
- PERSAUD M. & PFIFFNER O.A. (2004) - *Active deformation in the eastern Swiss Alps; post-glacial faults, seismicity and surface uplift*. Tectonophysics, **385** (1-4), pp.59-84.
- PERUFFO F. (1936) - *Contributo alla conoscenza della composizione chimica di alcune rocce del massiccio di Monte Croce (Alto Adige)*. Studi Trent. Sci. Nat., **17**: 285-298.
- PETRASECK W. (1904) - *Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen*. Jahrb. K-K. Geol. Reichs., **54**: 47-74.
- PICHLER A. (1868) - *Beiträge zur Geognosie Tirols*. Jb. Geol. R.A., **18**, Wien.
- PICHLER A. (1873) - *Geologisches aus Tirol*. N. Jb. f. Min.
- PICHLER A. (1875) - *Beiträge zur Geognosie Tirols*. N. Jb. f. Min, Stuttgart: 926-936.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1978) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18** (1978): 63-92.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991) - *Caratteri stratigrafici e strutturali del basamento cristallino di Agordo (Belluno)*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 127-34.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1993) *The Agord basement (NE Italy): a 500 ma - long geological record in the southalpine crust*. Estratto da IGCP N.276, Newsletter, **5**, 1992
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1994) - *Il basamento sudalpino orientale: stratigrafia, tettonica varisica e alpina, rapporti copertura basamento*. Studi Geologici Camerti 1994
- POLI S. (1989a) - *Problemi di petrologia ignea e metamorfica delle metabasiti: un esempio dal basamento austroalpino*. Tesi di dottorato, Univ. Milano, 184 pp.
- POLI S. (1989b) - *Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement*. Schw. Min. Petr. Mitt., **69**: 407-421.
- POLI S. (1991) - *Reaction spaces and P-T paths: from amphibole eclogite to greenschist facies in the Austroalpine domain (Ötztal Complex)*. Contrib. Mineral. Petrol., **106**: 399-416.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, northern Italy)*. J. Geodyn., **30**: 229-250.
- PURTSCHELLER F. (1967a) - *Mineralzone in Oetztaler-Stubaier Altkristallins*. Miner. Anz. Math. Naturw. Kl. Ost. Akad. Wiss. Ig.: 66-70, Wien..
- PURTSCHELLER F. (1967b) - *Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Oetztaler-Stubaier Altkristallins*. Miner. Mitt. B., 1-2, 80-85.
- PURTSCHELLER F. (1969) - *Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins*. Tschem. Min. Petr. Mitt., **13**: 35-54.
- PURTSCHELLER F., DIETRICH H., RAMMLMAIR D. & TESSADRI R. (1987) - *The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. - Rock affected by Alpine Metamorphism only*. In 'FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke Vienna, 418 pp.', 183-185.
- PURTSCHELLER F., HAAS R., HOINKES G., MOGESSIE A., TESSADRI R. & VELTMAN C. (1987) - *The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement*. In

- 'FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke Vienna, 418 pp.', 185-190.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1981) - *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex*. Tsch. Min. Petr. Mitt., **29**: 205-221.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- RAMSAY J.G. & Huber M.H. (1987) - *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures*, vol. 2. Academic Press, London, 391pp.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- REINECKER J., HEIDBACK O., TINGAY M., SPERNER B. & MÜLLER B. (2005) - *The 2005 release of the World Stress Map* (available online at www.world-stress-map.org).
- RING U. & RICHTER C. (1994) - *The Variscan structural and metamorphic evolution of the eastern Southalpine basement*. J. Geol. Soc., London, **151**: 755-766.
- ROFNER, V., WYHLIDAL, S., TROPPER, P. & MAIR, V. (2007) - *The metamorphic evolution of amphibolites and quartzphyllites from the Southalpine basement in the northern Eisack Valley (Gufidaun, Waidbruck, South-Tyrol, Italy)*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 97.
- ROSENBERG C.L., BRUN J.P., CAGNARD F. & GAPAIS D. 2007. - *Oblique indentation in the Eastern Alps: Insights from laboratory experiments*. Tectonics, **26**: TC2003, doi:10.1029/2006TC001960.
- ROTTURA S., DEL MORO A., CAGGIANELLI A., BARGOSSO G.M. & GASPAROTTO G. (1997) - *Petrogenesis of the Monte Croce granitoids in the contexts of Permian magmatism in the Southern Alps, Italy*. Eur. J. Mineral., **9**: 1293-1310.
- ROTTURA S., BARGOSSO G.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998a) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Lithos, **45**: 329-348.
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., ACQUAFREDDA P. & BARGOSSO G.M. (1998b) - *Mechanical and chemical interaction between mafic and felsic magmas in the late evolution of the Ivigna granodiorite, Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **41**: 1-20.
- RUDNICK R.L. & GAO S. (2003) - *Composition of the Continental Crust*. In: Treatise on Geochemistry. Elsevier Publ.
- SANDER B. (1912) - *Über tektonische Gesteinsfazies*. Verh. Geol. Reichsanst., 1912: 249-257.
- SANDER B. (1914a) - *Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges*. Verh. Geol. Reichsanst., 1914: 220-240.
- SANDER B. (1914b) - *Beiträge aus der Zentralalpen zur Deutung der Gesteingefüge*. Jhar. Geol. Rechs., **64**: 567-634.
- SANDER B. (1920a) - *Tektonik der Schneeberger Gesteinszüge zwischen Sterzing und Meran*. Jhar. Geol. Rechs., **70**: 257-318.
- SANDER B. (1920b) - *Geologischen Studien am Westende der Hohen Tauern (zweiter Bericht)*. Jhar. Geol. Rechs., **70**: 273-296.
- SANDER B. (1921) - *Zur Geologie der Zentralalpen*. Jhar. Geol. Rechs., **71**: 173-224.
- SANDER B. (1925a) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1925b) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1929) - *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran - Brixen*. Schlernschriften, Nr. 16, 111 pp., Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- SANDER B. & HAMMER W. (1926) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Merano*. Sez. Geol. Uff. Idrograf. Magistrato alle Acque, 72 pp, Venezia.

- SASSI F.P., CESARE B., MAZZOLI C., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2004) - *The crystalline basements of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features*. Per. Mineral., Special Issue 2: A showcase of the Italian research in metamorphic petrology, **73**: 23-42.
- SASSI F.P., KAVLACHEVA R. & ZANFERRARI A. (1984) - *New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **10**: 609-624.
- SASSI F.P., SCHÖNLAUB H.P. & ZANFERRARI A. (1978) - *The pre-Variscan history of the eastern Alps*. In: *Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976*. Zapfe H (editor). Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **3**: 261-277.
- SASSI F.P. & SPIESS R. (1993) - *The South-alpine metamorphic basement in the Eastern Alps*. In: J.F. von Raumer & F. Neubauer, *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer-Verlag, 599-607.
- SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1973) - *Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Oberillach e Liesing (Austria)*. N. Jb. Miner. Abb., **107**: 144-340.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989) - *The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps*. In: F.P. Sassi and A. Zanferrari (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Belts: Stratigraphic Correlation Forms*. Rend. Soc. Geol. Ital., **12**: 397-402.
- SCHARDT H. (1884) - *Etude géologique sur le pays d'Enhaut vaudois*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **20**: 1-183.
- SCHARDT H. (1907) - *Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes*. Arch. Sc. Phis. Nat., **23**: 356-385, 483-496.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSINGL E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geol. Helv., **97**: 93-117.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinging Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8**: 697-718.
- SCHMIDEGG O. (1932) - *Geologische Spezialkarte der Republich Osterreich, Blatt Sölden und St. Leonhard*. Scala 1:75.000. Geol. Bund., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1933a) - *Neue Ergebnisse in den Südliche, Oetztaler Alpen*. Verh. d. Geol. B.A., pp.83-95.
- SCHMIDEGG O. (1933b) - *Der Bau der Oetztaler-Stubaiyer Alpen*. Mitt. Döav.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und schligenbau an Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. d. Geol. B.A., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1964) - *Die Oetztaler Schubmasse und ihre Umgebung*. Verh. Geol. Bund., **1**: 24-47.
- SCHMIDT K. (1965) - *Zum Bau der suedlichen Oetztaler und Stubaiyer Alpen*.
- SCHMIDT K., JAEGER E., GRUNENFELDER M. & GRÖGLET N. (1967) - *Rb-Sr und U-Pb-Alterbestimmungen an Proben des Oetztalkristallins und des Schneeberger Zuges. Rb/Sr and U/Pb age determinations on samples from the Oetztal crystalline complex and the Schneeberger zone*. Eclogae Geol. Helv., **60** (2): 529-536.
- SCHWEIGL J. (1995) - *Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen)*. Jb. Geol. Bundesanstalt, **138**: 131-149.
- SELLI L., BARGOSI G.M., DI BATTISTINI G., MORDENTI A., TRANNE C.A. & STEFANI A. (1996) - *Le vulcaniti permiane a N della Linea del Calisio: evoluzione strutturale del margine SW del distretto vulcanico atesino (Trento, Italia)*. Miner. Petrogr. Acta, **39**: 169-196.
- SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G. & GALVANI A. (2005) - *Crustal Velocity and Strain-Rate fields in Italy and Surrounding Regions: New Results From the Analysis of Permanent and Non-Permanent GPS Networks*. Geophys. J. Int., **161** (3): 861-880.
- SERVIZIO GEOLOGICO (2007) - *Carta geologica d'italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni*. Quaderni - Serie III - Volume 7 - Fascicolo VII - Unità tradizionali (2)/2007.
- SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A., MCEWEN L.J. & BERRISFORD M.S. (1999) - *Snow-push processes in pronival (protalus) rampart formation: geomorphological evidence from Smorbotn, Romsdalsalpane, southern Norway*. Geogr. Ann., **81A** (1): 31-45.

- SLEJKO D., CARULLI G.B., V., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO E., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - *Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review*. Boll. Geof. Teor. A., **31** (122): 109-136.
- SOLDATI M., BORGATTI L., CAVALLIN A., DE AMICIS M., FRIGERIO S., GIARDINO M., MORTASA G., PELLEGRINI G.B., RAVAZZI C., SURIAN N., TELLINI C. & ZANCHI A. (2006) - *Geomorphological evolution of slopes and climate changes in northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides and landscape sensitivity implications*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **29**: 165-183.
- H. (1999) - *Strukturgeologische, petrologische und geochronologische Bearbeitung der Hüllserien der eoalpinen Eklogite im südöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, Südtirol, Italien*. Diploma thesis, Univ. Wien, Austria, 119 pp.
- H., GRASEMANN B., THONI M., THIEDE R. & HABLER G. (2005) - *The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria)*. Tectonophysics, **401**: 143-166.
- H., THÖNI M., GRASEMANN B. & LINNER M. (2001) - *Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria)*. Geodynamica Acta, **14**: 345-360.
- H., THÖNI M. & HABLER G. (2003) - *Dating a single garnet crystal with very high Sm/Nd ratios (Campo basement unit, Eastern Alps)*. Eur. J. Mineral., **15**: 35-42.
- SPALLA M.I. (1989) - *Percorsi P-T e tempi relativi della deformazione nella crosta austroalpina dell'Ötztal: l'ortogneiss di Parcines e le sue rocce incassanti*. Ph. D. Thesis, Univ. Milano, 268 pp.
- SPALLA M.I. (1990) - *Polyphased deformation during uplifting of metamorphic rocks: the example of the deformational history of the Texel Gruppe (Central-Western Austroalpine domain of the Italian Eastern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 125-134.
- SPALLA M.I. (1993) - *Microstructural control on the P-T-t path construction in metapelites from the Austroalpine crust (Texel Gruppe, Eastern Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 259-275.
- SPICHER A. (1980) - *Tektonische Karte der Schweiz, 1:500.000*. Schweiz. Geol. Komm. Ed.
- SPIESS R. (1995) - *The Passeier-Jaufen line: a tectonic boundary between Variscan and eo-Alpine meran-mauls basement*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **75**: 413-425.
- SPIESS R., MARINI M., FRANK W., MARCOLONGO B. & CAVAZZINI G. (2001a) - *The kinematics of the Southern Passeier fault: radiometric and petrographic constraints*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **81**: 197-212.
- SPIESS R., PERUZZO L., PRIOR D.J. & WHEELER J. (2001b) - *Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-drive rotations*. J. Met. Petrol., **19** (3): pp.269-291.
- STAFFLER H. & NICOLUSSI K. (2002) - *Fund subfossiler Holzstämme in Naturns*. Der Schlern, **72**(4): 4-9, Bolzano.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Geol. Karte. Schweiz (N.F.), **52**: 272 pp.
- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., **72**: 1-115.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem Oberem Veltlin-teil*. Jahreshb. Naturf. Ges. Graubündens (N.F.), **90**: 110-216.
- STOTTER M. (1857) - *Die Ötztaler Masse*. Zsch, d. Ferdinandeums, Innsbruck.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP*. Radiocarbon, **40**: 1041-1083.
- SUESS F.E. (1909) - *Das Antlitz der Erde III*. Bd. 2 Hälfte. Tempsky Vienna.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989) - *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders AD and Norry MJ (Eds), 1989, Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication: **42**: 313-345.
- TELLER F. (1877) - *Aufnahmen im oberen Ötz- und Passaiertal*. Verh. geol. R. A. Wien, 231-235.

- TELLER F. (1878a) - *Über die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Fingergergebiet*. Verh. geol. R. A. Wien, 392-396.
- TELLER F. (1878b) - *Geologische Mitteilungen aus der Oetztalesgruppe. (Vorlage des Blattes Sölden-St. Leonhard. Vortr.)*. Verh. geol. R. A. Wien, 64-66.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Bull. Soc. Geol. France, **5**: 209-289.
- TERMIER P. (1922) - *Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes*. Comp. R. Acad. Sc. Paris, **175**: 1173-1178.
- TESAURO M., HOLLENSTEIN C., EGLI R., GEIGER A. & KHALE HG. (2005) - *Continuous GPS and broad scale deformation across the Rhine Graben and the Alps*. Geol. Rund., **94** (4): 525-537.
- 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 in Micas*. Jahrb. Geol. B.-A., **124** (1): 111-174.
- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the Early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. Some chronological and petrological considerations concerning age and grade of the "Schneeberger Kristallisation" in the southern Oetztal basement*. Mem. Sci. Geol., **43**: 319-329, Padova.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb-Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?* Mem. Sc. Geol., **38**: 283-352.
- THÖNI M. (1988) - *Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps*. Jb. Geol. B.-A., **131**, 169-201.
- THÖNI M. (1993) - *Neue isotopendaten zur voralpidischen Geschichte Ötztalkristallins*. Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt, 10-112.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. (2003) - *Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry*. Chem. Geol., **194** (4): 353-379.
- THÖNI M. (2006) - *Dating the eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps - approaches, results, interpretations: a review*. Mineral. Petrol., **88**: 123-148.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1983) - *The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the austroalpine thrust sheet; some geochronologic and petrologic considerations concerning age and grade of the "schneeberger kristallisation" in the southern Oetztal basement*. Mem. Sci. Geol., **36**: 211-238.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The southern Oetztal basement: geochronological and petrological consequences of Eo-alpine metamorphic overprinting*. In H. Flügel and P. Faupl (Eds): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, 200-213.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- TOLLMANN A. (1963) - *Ostalpensynthese* - Deticke, Wien, 256 pp.
- TOLLMANN A. (1975) - *The importance of the Mesozoic Stangalm in Carinthia for the subdivision of the upper Austroalpine nappe system in the Eastern Alps*. Neu. Jar. Geol. Paleont., **50**(1): 19-43.
- TOLLMANN A. (1977) - *Geologie von Österreich, I, Die Zentralalpen*. Deuticke Verlag, Vienna, 766 pp.
- TOLLMANN A. (1987) - *The Alpidic Evolution of the Eastern Alps*. In 'Flügel H.W. & Faupl P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke Verlag Vienna, 361-378.
- TRENER G.B. (1904) - *Ober die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagorai-Gebirge*. Verh. d. Geol. Bundesanst., **1904**: 390-394, Wien.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland. A guide-book. Part A: An outline of the geology of*

- Switzerland. Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel - New York, 104 pp.
- VAI G.B. (1991) - *Palaeozoic strike-slip pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Pal. Pal. Pal., **87**: 223-252.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M.J. & SCHREURS G.M.M.F. (1987) - *The Austroalpine Unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. Structural investigation along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps*. In H. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 103-111.
- VAN HUSEN D. (1983) - *A model of valley bottom sedimentation during climatic changes in a humid alpine environment*. In: EVENSON E., SCHLUCHTER C. & RABASSA J. (eds.), *Tills and related deposits*, 345-349, A.A. Balkema, Rotterdam.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VAN HUSEN D. (1989) - *The last interglacial-glacial cycle in the eastern Alps*. Quaternary International, **3/4**: 115-121.
- VECOLI M., DIENI I., SASSI F. & SERVAIS T. (2008) - *Cambrian Acritarchs from the Col di Foglia (Agordo) southalpine metamorphic basement, Italian Eastern Alps: the oldest biostratigraphic record in the alps*. Rend. Lincei, **19**: 45-55.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. & SEWARD D. (2001) - *The late Oligocene-Neogene evolution of the Europa-Adria collision: new structural and geochronological evidences from the Giudicarie fault system*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. S., SEWARD D., MEIER A. & MARTIN S. (2003) - *The Pejo fault system: an example of multiple tectonic activity in the Italian Eastern Alps*. GSA Bull., **115**: 515-532.
- VIOLA G., SEWARD D., MANCKTELOW N. & MEIER A. (1997) - *New fission-track geochronological constraints on a major intra-Austroalpine shear zone: the Pejo fault*. In "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., **4**: 138.
- VISONÀ D. (1976) - *Sulla presenza di filoni nella tonalite orientata del Passo Valles (Massiccio granitico di Bressanone, Alpi Orientali)*. Studi Trent. Sci. Nat., **53** (5A): 61-73.
- VISONÀ D., FIORETTI A.M., POLI M. E., ZANFERRARI A. & FANNING M. (2007) - *U-Pb SHRIMP zircon dating of andesite from the Dolomite area (NE Italy): Geochronological evidence for the early onset of Permian volcanism in the eastern part of the southern Alps*. Swiss. J. Geosci., **100**: 313-324.
- WERLING E. (1992) - *Tonale, Pejo und Judicarien-Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenartigen Verwerfungszonen*. PhD thesis, ETH, Zürich.
- WERTH K. (2003) - *Die Geschichte der Etsch zwischen Meran und S. Michele*. Flussregulierung, Trockenlegung der Mäcker, Hochwasser. Tappeiner AG Verlag, Lana (BZ), 344 pp.
- WYHLIDAL S., THÖNY W.F., TROPPEL P. & MAIR V. (2007a). *The permian intrusions of the Iffinger and Kreuzberg granodiorites and their contact metamorphosed pelitic rocks*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 136.
- WYHLIDAL S., THÖNY W.F., TROPPEL P. & MAIR V. (2007b). *Thermobarometry of contact metamorphosed pelitic rocks at the southern rim of the Permian Brixen Granodiorite*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 134.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, **20**: 325-343.
- WOPFNER H., GRIESECKE S., KOCH J & FELS H. (1983) - *New aspects on Metal Deposits of the Groeden Sandstone (South Tyrol, Italy)*. In: H. J. Schneider (Ed.): *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- YARDLEY B.D.W. (1989) - *An introduction to metamorphic petrology*. New York. Longman.
- ZANCHETTA S. (2005) - *Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Eastern Alps: insights from structural 3D modelling, metamorphic petrology and experimental modelling*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Milano.
- ZANCHETTA S. (2007) - *Evoluzione tettonometamorfica delle Unità di Texel e dello Schneeberg (Alpi*

- centro-orientali*). Rend. Soc. Geol. It., **4**: 312-314.
- ZANCHETTA S., POLI S., RUBATTO D. & ZANCHI A. (2009) - *Evidence of deep Austroalpine crust subduction in the western Eastern Alps: the (U)HP Ulfas eclogites (Texel Complex, NE Italy)*. Submitted.
- ZANCHI A., SALVI F., ZANCHETTA S., STERLACCHINI S. & GUERRA G. (2009) - *3D reconstruction of complex geological bodies: examples from the Alps*. Computer & Geosciences, **35**: 49-69.
- ZANTEDESCHI C. (1991) - *Geocronologia Rb-Sr sugli gneiss granitoidi del Complesso di Parcines (Alto Adige Orientale)*. Mem. Sci. Geol., **43**: 319-329.

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG