



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 016

DOBBIACO

a cura di:

P. Gianolla⁽¹⁾, C. Morelli⁽²⁾, M. Cucato⁽²⁾, C. Siorpaes⁽²⁾

con i contributi di:

**C. Carraro⁽³⁾, L. Keim⁽³⁾, P. Macconi⁽⁵⁾, V. Mair⁽³⁾, C. Mazzoli⁽⁷⁾,
S. Meli⁽⁸⁾, U. Obojes⁽³⁾, L. Peruzzo⁽⁹⁾, G. Piccin⁽²⁾, A. Sappelza⁽⁴⁾,
R. Sassi⁽⁷⁾, R. Spiess⁽⁷⁾, C. Strada⁽³⁾, A. Viganò⁽⁶⁾**

⁽¹⁾ Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara

⁽²⁾ Libero professionista, collaboratore della Provincia Autonoma di Bolzano

⁽³⁾ Ufficio Geologia e prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano

⁽⁴⁾ Ufficio gestione risorse idriche, Provincia Autonoma di Bolzano

⁽⁵⁾ Dipartimento Agricoltura, Foreste, Protezione civile e Comuni, Provincia Autonoma di Bolzano

⁽⁶⁾ Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

⁽⁷⁾ Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova

⁽⁸⁾ Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Università di Parma

⁽⁹⁾ Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Padova

Ente realizzatore:



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

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C Campobasso.

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

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

*Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -ISPRA: **M.T. Lettieri***

Gestione operativa del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Bolzano:

V. Mair

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

M. Pantaloni, D. Berti, R. Graciotti, C. Muraro e M.L. Pampaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

PER L'UFFICIO GEOLOGIA E PROVE MATERIALI DELLA PROVINCIA AUTONOMA
DI BOLZANO - ALTO ADIGE:

Coordinamento cartografico editoriale:

C. Morelli

Informatizzazione dei dati geologici:

C. Morelli, S. Tagnin, L. Keim, S. Furlanis, G. Piccin

Gestione tecnico-amministrativa:

L. Keim, C. Morelli

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:

SYSTEMCART - ROMA

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 9
II	- GEOMORFOLOGIA	» 13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 21
IV	- STUDI PRECEDENTI	» 25
V	- STRATIGRAFIA	» 33
1.	- DOMINIO AUSTRALPINO	» 33
1.1.	- UNITÀ DI ANTSELVA	» 34
1.1.1.	- <i>Ortogneiss granitici (Ortogneiss di Anterselva Auct.) (SDT)</i> ...	» 34
1.1.2.	- <i>Ortogneiss tonalitici (Ortogneiss di Casies Auct.) (SDC)</i>	» 35
1.1.3.	- <i>Gneiss occhadini (SDG)</i>	» 35
1.1.4.	- <i>Ortogneiss minuti (SDK)</i>	» 36
1.1.5.	- <i>Paragneiss a bande (DPS)</i>	» 36
1.1.6.	- <i>Micasisti biotitici (DSM)</i>	» 37
1.1.7.	- <i>Quarziti (SDQ)</i>	» 38
1.1.8.	- <i>Marmi (SDR)</i>	» 38
1.2.	- UNITÀ DEL THURNTALER	» 38
1.2.1.	- <i>Filladi (THF)</i>	» 39
1.2.2.	- <i>Scisti verdi (THC)</i>	» 39
1.2.3.	- <i>Quarziti (THQ)</i>	» 40
1.3.	- COPERTURA MESOZOICA DEL DRAUZUG	» 40
1.3.1.	- <i>Werfener Schichten (WFH)</i>	» 40
1.3.2.	- <i>Formazione di Virgloria (VRG)</i>	» 40
1.3.3.	- <i>Formazione dell'Arlberg (ABF)</i>	» 41
1.3.4.	- <i>Dolomia del Wetterstein (WET)</i>	» 41
1.3.5.	- <i>Raibler Schichten (RBS)</i>	» 41
1.3.6.	- <i>Hauptdolomit (HDP)</i>	» 41
2.	- ALPI MERIDIONALI	» 42
2.1.	- BASAMENTO METAMORFICO: UNITÀ DI BRESSANONE	» 42
2.1.1.	- <i>Fillade quarzifera (BSS)</i>	» 42
2.1.2.	- <i>Quarziti (BSQ)</i>	» 44
2.1.3.	- <i>Metasiltiti e metapeliti (BSW)</i>	» 44
2.1.4.	- <i>Cloritoscisti (BSH)</i>	» 44
2.1.5.	- <i>Metavulcaniti acide (Porfiroidi Auct.) (BSI)</i>	» 45
2.1.5.1.	- <i>Metagranitoidi (BSI_b)</i>	» 46
2.1.6.	- <i>Calcimiloniti (BSK)</i>	» 47

2.2.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-CENOZOICA.....	»	47
2.2.1.	- <i>Conglomerato di Sesto (CGS)</i>	»	48
2.2.2.	- <i>Arenaria di Val Gardena (GAR)</i>	»	51
2.2.3.	- <i>Formazione a Bellerophon (BEL)</i>	»	52
2.2.4.	- <i>Formazione di Werfen (WER)</i>	»	54
2.2.4.1.	- Membri di Mazzin e Siusi (WER_{2,4}).....	»	54
2.2.4.2.	- Oolite a Gasteropodi e membro di Campil (WER₅₋₆)	»	55
2.2.4.3.	- Membri di Val Badia, Cencenighe e S. Lucano (WER₇₋₉)	»	56
2.2.5.	- <i>Dolomia del Serla inferiore (SLI)</i>	»	57
2.2.5.1.	- Membro di Lusnizza (SLI₁)	»	58
2.2.6.	- <i>Conglomerato Piz da Peres (GLS)</i>	»	62
2.2.7.	- <i>Formazione a Gracilis (GLS)</i>	»	63
2.2.7.1.	- Marne e dolomie marnose, dolomie cariate (GLS_a)	»	64
2.2.8.	- <i>Calcari scuri del Coll'Alto (FCL)</i>	»	64
2.2.9.	- <i>Formazione del M. Rite (NTR)</i>	»	65
2.2.10.	- <i>Formazione di Dont (DON)</i>	»	66
2.2.11.	- <i>Formazione del Serla Superiore (SLS)</i>	»	69
2.2.12.	- <i>Conglomerato di Richthofen (RIC)</i>	»	69
2.2.13.	- <i>Formazione di Contrin (CTR)</i>	»	70
2.2.14.	- <i>Formazione dell'Ambata (MBT)</i>	»	71
2.2.15.	- <i>Formazione di Buchenstein (BHL)</i> (<i>Formazione di Livinallongo Auct.</i>).....	»	74
2.2.16.	- <i>Formazione dello Sciliar (SCI)</i>	»	75
2.2.16.1.	- Facies di margine e di scarpata (SCI_a).....	»	78
2.2.17.	- <i>Arenarie di Zoppè (ADZ)</i>	»	78
2.2.18.	- <i>Formazione del Fernazza (IMF)</i>	»	80
2.2.19.	- <i>Formazione di Wengen (WEN)</i>	»	81
2.2.20.	- <i>Formazione di San Cassiano (SCS)</i>	»	83
2.2.20.1.	- Olistoliti Calcarei (SCS_a)	»	84
2.2.21.	- <i>Dolomia Cassiana (DCS)</i>	»	84
2.2.21.1.	- Facies di Laguna interna (DCS_a)	»	86
2.2.22.	- <i>Formazione di Heilgkreuz (HKS)</i>	»	87
2.2.22.1.	- Membro dell'Alpe di Specie (HKS₄)	»	88
2.2.22.2.	- Membro di Dürrenstein (HKS₅)	»	89
2.2.23.	- <i>Formazione di Travenanzes (TVZ)</i>	»	92
2.2.24.	- <i>Dolomia Principale (DPR)</i>	»	93
2.2.25.	- <i>Gruppo dei Calcari Grigi (CG)</i>	»	95
2.2.26.	- <i>Encrinite di Fanes Piccola (FAS)</i>	»	97

2.2.27.	- Rosso Ammonitico Veronese (AVR).....	» 98
2.2.28.	- Maiolica (MAI)	» 102
2.2.29.	- Marne del Puez (PUE).....	» 103
2.2.30.	- Scaglia Variegata Alpina (VAA).....	» 104
2.2.31.	- Scaglia Rossa (SAA).....	» 105
2.2.32.	- Conglomerato di Monte Parei (CMP).....	» 107
2.2.32.1.-	Brecce e megabrecce (CMP_a).....	» 109
3.	- MAGMATISMO-TARDOALPINO.....	» 109
3.1.	- GENERALITÀ	» 109
3.1.1.	- Tonalite (TLG).....	» 109
4.	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI.....	» 110
4.1.	- CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 110
4.2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLA- CIALE, INCLUSE NEL SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS)..	» 111
4.2.1.	- Sintema di Monguelfo (SMW).....	» 115
4.2.2.	- Sintema di Perca (PRH)	» 121
4.3.	- UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM").....	» 124
4.3.1.	- Sintema del Garda (SGD).....	» 127
4.3.1.1.	- Subsinema di Nessano (SGD₂₀).....	» 131
4.3.1.2.	- Subsinema dei Colli Alti (SGD₂₂).....	» 139
4.3.1.3.	- Subsinema di Braies (SGD₂₃).....	» 140
4.3.1.4.	- Subsinema della Valle di Landro (SGD₂₄).....	» 143
4.3.1.5.	- Subsinema della Val Fiscalina (SGD₂₅).....	» 144
4.3.1.6.	- Subsinema di Val Padeon (SGD₁₀).....	» 145
4.3.2.	- Sintema del Piave (PVI)	» 150
4.4.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG).....	» 151
4.4.1.	- Aspetti generali	» 151
4.4.2.	- Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti	» 151
4.4.2.1.	- Depositi alluvionali e torrentizi, conoidi alluvionali	» 151
4.4.2.2.	- Dati del sottosuolo della Val Pusteria	» 153
4.4.2.3.	- Depositi palustri e lacustri, paludi attuali e torbiere.....	» 158
4.4.2.4.	- Depositi di origine mista (torrentizi e/o da <i>debris-flow</i> e/o di valanga)	» 160
4.4.2.5.	- Depositi di versante e detriti di falda, localmente a grandi blocchi	» 164
4.4.2.6.	- Frane	» 165
4.4.2.7.	- Depositi colluviali.....	» 171

4.4.2.8.	- Depositi antropici	» 171
4.4.3.	- <i>Subsistema di Valdàora (PTG₄)</i>	» 171
4.4.4.	- <i>Subsistema dell'Amola (PTG₁)</i>	» 174
VI.	- ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO	» 177
1.	- EVOLUZIONE METAMORFICA DEI BASAMENTI	» 177
1.1.	- EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO AUSTRALPINO	» 177
1.1.1.	- <i>Metamorfismo pre-varisico</i>	» 177
1.1.2.	- <i>Metamorfismo varisico</i>	» 178
1.1.3.	- <i>Metamorfismo alpino</i>	» 179
1.2.	- EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO SUDALPINO	» 180
1.2.2.	- <i>Metamorfismo varisico</i>	» 180
2.	- ASSETTO STRUTTURALE	» 182
2.1.	- LA LINEA DELLA PUSTERIA (LINEAMENTO INSUBRICO O PERIADRIATICO)	» 182
2.2.	- ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO AUSTRALPINO	» 184
2.3.	- ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO SUDALPINO	» 186
2.4.	- ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA	» 189
2.4.1.	- <i>L'evoluzione tettonica pre-alpina</i>	» 190
2.4.1.1.	- La tettonica permiana	» 190
2.4.1.2.	- La tettonica medio-triassica	» 190
2.4.1.3.	- La tettonica del Triassico Superiore	» 191
2.4.1.4.	- Il <i>rifting</i> giurassico	» 192
2.4.2.	- <i>L'orogenesi alpina</i>	» 192
2.4.2.1.	- L'inversione cretacea	» 192
2.4.2.2.	- La tettonica compressiva paleogenica	» 193
2.4.2.3.	- La tettonica compressiva neogenica	» 194
2.4.3.	- <i>Le principali linee tettoniche</i>	» 197
2.4.3.1.	- Linea di Prato Piazza	» 197
2.4.3.2.	- Linea del Monte Serla	» 200
2.4.3.3.	- Linea della Val Foresta	» 201
2.4.3.4.	- Linea della Val Salata	» 203
2.4.3.5.	- Linea del Passo di S. Antonio	» 206
2.4.4.	- <i>Strutture tettoniche minori</i>	» 208
2.4.4.1.	- <i>Klippe</i> della Remeda Rossa e Piccola Croda Rossa	» 208
2.4.4.2.	- La piega coricata del Col Bechei	» 210
2.4.4.3.	- Zona di taglio della Linea di Cima Nove e della Val Marzon	» 212
2.4.4.4.	- Sistema di faglie del Sasso del Signore	» 216
3.	- CENNI DI NEOTETTONICA	» 217

VII.	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA.	» 219
1.	- SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA.....	» 219
2.	- STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE.....	» 224
3.	- EVENTI ALLUVIONALI	» 227
4.	- IDROGEOLOGIA.....	» 230
5.	- CAVE E MINIERE	» 235
ABSTRACT		» 237
LEGEND OF GEOLOGICAL MAP		» 241
BIBLIOGRAFIA		» 259

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il territorio del foglio 016 “Dobbiaco” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è situato per la gran parte in Provincia Autonoma di Bolzano, solo verso sud e sud-est esso è compreso in Provincia di Belluno (Regione Veneto), mentre l’estremo angolo nord-orientale appartiene all’Austria. Dal punto di vista amministrativo il territorio della Provincia di Belluno comprende i comuni di Auronzo di Cadore e di Cortina d’Ampezzo, mentre il territorio della Provincia Autonoma di Bolzano comprende i seguenti comuni: Braies, Dobbiaco, La Valle, Marebbe, Monguelfo-Tesido, Perca, Rasun-Anterselva, San Candido, Sesto, Valdaora, Valle di Casies, Villabassa.

Nel foglio sono presenti aree che appartengono a tre bacini idrografici di importanza regionale ed internazionale (Fig. 1). La più ampia è quella del F. Rienza che fa parte del grande bacino idrografico del F. Adige. La Rienza nasce presso le Tre Cime di Lavaredo, scende ad ovest verso il Lago di Landro, dove piega a nord nella valle omonima fino a Dobbiaco, qui defluisce in Val Pusteria verso ovest, fino ad immettersi nel F. Isarco presso Bressanone. Nella sella di Dobbiaco abbiamo il punto più basso dello spartiacque con il bacino della Drava (1210 m), importante affluente del Danubio che nasce alle falde di Cima Nove presso Dobbiaco e riceve a San Candido il primo consistente apporto d’acqua dal Rio di Sesto. Sulla testata della Val di Landro, presso Cimabanche (1530 m), si sviluppa lo spartiacque con il bacino del T. Boite, importante affluente di destra del F. Piave, che riceve anche le acque degli affluenti del T. Marzon, il cui bacino si sviluppa in parte nel settore sud-orientale del foglio.

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

Dal punto di vista geografico l’area del foglio è divisa in due parti dalla Val

Pusteria, nel tratto noto come Pusteria Superiore (da Perca al confine di Stato). A nord della Pusteria troviamo la parte più meridionale delle Alpi Pusteresi, nel foglio rappresentate da due Gruppi montuosi separati dalla Valle di Anterselva: il Gruppo delle Vedrette di Ries ed i Monti di Casies¹. I monti di Casies comprendono la catena Coste di Vallesella - Cornetto di Fana (2615 m) - Corno di Fana (2663 m) - Cornetto di Confine (2545 m), nella quale sono presenti alcune delle cime più alte del foglio e che rappresenta non solo il confine con l'Austria, ma anche parte della dorsale spartiacque tra il bacino dell'Adige e quello del Danubio (Fig. 1). Tra le valli degne di menzione vi sono la Val di Casies e la Valle di San Silvestro.

A sud della Pusteria si sviluppano le Dolomiti di Sesto, di Braies e d'Ampezzo (Dolomiti Nord-orientali), comprendenti vari gruppi montuosi con numerose cime sopra i 2400 m. Le Dolomiti di Braies, che si estendono da ovest fino alla Val di Landro e a sud fino alla Val di Felizon-Val di Fanes-Valle di Rudo, comprendono il Gruppo del Picco di Vallandro, il Gruppo Colli Alti-Plan de Coronas e il Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo. In quest'ultimo troviamo la cima più elevata del foglio: la Croda Rossa (3146 m). Il Gruppo delle Dolomiti di Sesto, che si estende ad est della Val di Landro, comprende il Gruppo montuoso Rondoibaranci, il Gruppo dei Tre Scarperi, il Gruppo del Monte Piana, il Gruppo delle Tre Cime di Lavaredo e il Gruppo Paterno-Cima Uno. Nella parte più meridionale del foglio si elevano alcuni dei Gruppi montuosi più noti delle Dolomiti Ampezzane, quali il Gruppo del Cristallo e dei Cadini di Misurina. Rientrano marginalmente nell'angolo sud-occidentale del foglio il Gruppo delle Conturines (Dolomiti Orientali di Badia) e, tra la Val Pusteria e la Val di Sesto, la parte più ad ovest della Catena Carnica occidentale. Nel Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo si distinguono gli Altopiani di Sennes e Fosses che, assieme all'Altopiano di Fanes nel Gruppo delle Conturines, costituiscono gli Altopiani Ampezzani.

Questi ultimi, assieme a gran parte delle Dolomiti di Braies e delle Dolomiti Orientali di Badia, fanno parte del Parco Naturale Fanes-Senes-Braies. Il parco è adiacente ad altri due parchi: ad est con il Parco delle Dolomiti di Sesto, istituito nel 1981 e che dal 25 febbraio 2010 è ufficialmente il Parco Naturale Tre Cime; a sud con il Parco Naturale delle Dolomiti d'Ampezzo che si estende interamente in Regione del Veneto. Nel settore nord-occidentale del foglio, ad ovest della valle di Anterselva, troviamo la parte più meridionale del Parco Naturale delle Vedrette di Ries-Aurina.

Tutta l'area che fa parte dei tre parchi dolomitici sopra descritti è inclusa nel bene seriale Dolomiti UNESCO, riconosciute Patrimonio dell'Umanità nel 2009, ed appartiene al sistema 5 "Dolomiti Settentrionali".

Data la posizione strategica sul solco pusterese e sulla diramazione della

¹ Nella denominazione orografica del territorio ci si è basati prevalentemente sulla "Suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino" (SOIUSA) proposta da S. MARAZZI (2005).

storica Strada d'Alemagna, unita al fascino delle Dolomiti ed al clima fresco durante l'estate, Dobbiaco è il centro più importante della Pusteria superiore, meta turistica già dalla seconda metà del XVIII secolo fino alla Prima Guerra Mondiale grazie anche alla linea ferroviaria Vienna-Val Pusteria (*Südbahnlinie*) inaugurata nella seconda metà dell'Ottocento. La vocazione turistica del territorio fu rilanciata ulteriormente dopo il secondo dopoguerra anche per gli sport invernali. Altri centri importanti sono Valdaora, Monguelfo, Villabassa e San Candido.

Il foglio geologico è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89): Responsabile di Progetto VOLKMAR MAIR (LUDWIG NÖSSING fino al 2011). Il Coordinamento scientifico è stato a cura di ALFONSO BOSELLINI, la Direzione di rilevamento rispettivamente di PIERO GIANOLLA (CLAUDIO NERI fino al 2007) per la Successione sedimentaria, FRANCESCO PAOLO SASSI per il Basamento metamorfico, FRANCO MANTOVANI per il Quaternario, MAURIZIO CUCATO ha curato la supervisione del Quaternario durante la fase finale di allestimento del foglio e delle presenti Note Illustrative.

I rilievi geologici sono stati eseguiti nel periodo 1999-2002 da R. CAPUTO, C. DE SIENA, M. DEMOZZI, P. GIANOLLA, C. MAZZOLI, S. MELI, C. MORELLI, L. PERUZZO, R. SASSI, C. SIORPAES e R. SPIESS. Revisioni ed ulteriori rilievi sono stati eseguiti dal 2009 al 2012 da V. MAIR, L. KEIM e C. MORELLI per il settore a nord della Val Pusteria, mentre contributi settoriali sono stati forniti da S. FURLANIS (Quaternario e successione sedimentaria) e G. PICCIN (Quaternario e basamento sudalpino). Nel 2015 e 2016 C. MORELLI e M. CUCATO hanno rivisto le coperture quaternarie al fine di armonizzare e validare le unità quaternarie in precedenza definite.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, l'ingrandimento a scala 1:10.000 delle Tavole dell'I.G.M. in scala 1:25.000. All'interpretazione dei rilievi di terreno sono stati affiancati lo studio delle foto aeree, delle ortofoto digitali e del modello digitale del terreno (DTM) della Provincia Autonoma di Bolzano ottenuto da immagini LIDAR a partire dal 2007.

L'informatizzazione dei dati è stata curata da L. KEIM, C. MORELLI e S. TAGNIN con contributi di S. FURLANIS e G. PICCIN. La semplificazione al 50.000 e l'allestimento dei dati per la stampa (legenda, profili e schemi a contorno) sono stati curati da C. MORELLI con contributi di C. SIORPAES e la supervisione di P. GIANOLLA.

Al nuovo rilevamento del foglio sono serviti di base le edizioni dei precedenti Fogli alla scala 1:100.000 n. 4b "Dobbiaco (Monguelfo)" del 1930 e n. 12 "Pieve di Cadore", del 1940, coordinate e curate ambedue dal Prof. G. DAL PIAZ. Infine a supporto dei nuovi rilievi sono stati utilizzati anche i rilevamenti effettuati dall'Università di Innsbruck tra il 1992 e il 2007 per conto della Provincia Autonoma di Bolzano: Progetto Basiskarte, Carta Geologica delle Dolomiti Occidentali

(BRANDNER *et alii*, 2007) e Carta geologico-escursionistica a scala 1:25.000 Parco Naturale Dolomiti di Sesto (BRANDNER *et alii*, 2004).

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

I rilievi geologici condotti sul territorio hanno precisato l'assetto tettonico regionale, come anche la stratigrafia della successione permo-triassica e dei depositi quaternari.

La cartografia del basamento metamorfico è stata impostata individuando differenti unità tettono-metamorfiche separate tra loro da evidenti zone di taglio. Per ciascuna unità sono state distinte le 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.

Per quanto riguarda la successione sedimentaria del Sudalpino il nuovo rilevamento geologico ha permesso di affinare la suddivisione in membri e/o formazioni delle diverse unità cartografate in precedenza, di applicare con approccio critico gli schemi stratigrafici proposti da vari autori negli anni e di presentare, per alcune unità, modelli di nuova concezione. Per quanto possibile la nomenclatura delle successioni permo-mesozoiche del foglio si rifà a quella istituita nell'area delle Dolomiti Orientali e delle Prealpi Venete, ampiamente utilizzata nei Fogli già editati per il territorio del Sudalpino centro-orientale.

Per le coperture quaternarie sono state impiegate le "Unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU), in parte mutate dall'adiacente foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007) ed in parte definite *ad hoc* per questo foglio. Questo riguarda soprattutto le unità utilizzate per la cartografia dei depositi tardoglaciali, dove sono state riviste alcune interpretazioni presentate nel foglio sopra citato e ridefinite alcune delle unità in esso adottate. La strutturazione della legenda è pertanto coerente con quella già utilizzata in altri fogli della Provincia Autonoma di Bolzano.

Le Note sono dedicate alla memoria di Lorenz Keim, Claudio Neri e Francesco Paolo Sassi, che ci hanno lasciato in momenti diversi di questo progetto, ma che sono vivi nel ricordo di tutti quelli che hanno lavorato con loro e condiviso lo studio e la passione per la geologia di questa regione.

II - GEOMORFOLOGIA

(M. Cucato)

Nel territorio rappresentato dal foglio è possibile distinguere le seguenti unità orografiche: a) la Val Pusteria; b) i Monti di Casies con la valle di Casies; c) la valle di Anterselva con il Gruppo delle Vedrette di Ries; e) le Dolomiti di Sesto, di Braies e d'Ampezzo (Fig. 1).

La Val Pusteria, nel tratto noto come Pusteria superiore, è una grande vallata ad andamento longitudinale, parallela alla struttura geologica regionale ed in particolare alla Linea della Pusteria che si sviluppa qualche km a NE dell'asse vallivo. È indubbio che l'impostazione della valle sia stata controllata dalla struttura tettonica anche se non è facilmente ricostruibile a posteriori l'interazione con i processi erosivi e, di conseguenza, l'evoluzione del reticolo idrografico. In Val Pusteria sono presenti due corsi d'acqua con senso di drenaggio opposto: la Rienza e la Drava. Attualmente lo spartiacque è in corrispondenza della sella di Dobbiaco, sulla parte distale del conoide del Rio San Silvestro, ma è presumibile che in passato non sia sempre stato così. Il KLEBELSBERG (1956) ritiene che in passato lo spartiacque tra il bacino del Danubio e il bacino dell'Adige fosse più ad E e ne individua la posizione nei pressi di Versciaco di Sopra dove sul fondovalle affiora la roccia. All'epoca il Rio di Sesto fluiva ad W ed era un affluente di sinistra della Rienza. Una prova di questa affermazione sta nel rinvenimento di ciottoli di calcari a fusuline² nelle ghiaie della Rienza presso Bressanone (KLEBELSBERG, 1935), che in ogni caso sono precedenti all'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM). È probabile che lo spostamento dello spartiacque nella posizione attuale sia avvenuto nel corso del tardoglaciale, quando con l'accrescimento del

² Tali ciottoli possono provenire solo dal conglomerato di Sesto affiorante in Val di Sesto.

conoide del Rio di San Silvestro viene sbarrata la valle con sovralluvionamento del tratto ad E di Dobbiaco e la conseguente deviazione ad oriente del flusso del Rio di Sesto che da allora è diventato un affluente di destra della Drava (vd. anche § V.5.4.2.1. e V.5.4.2.2.).

Vista in sezione trasversale la Val Pusteria ha fondo prevalentemente concavo, localmente piuttosto svasato (vd. ad es. sez. geologica D-D' in carta), con fianchi arrotondati, in particolare quello settentrionale dove lo spartiacque con le valli limitrofe (Valle di San Silvestro, Valle di Casies) è relativamente a bassa quota. Il modellamento risente della presenza di formazioni del substrato roccioso relativamente erodibili (Fillade quarzifera, Arenaria di Val Gardena) e dell'azione dell'erosione glaciale. Si ricorda che la Val Pusteria durante l'ultimo evento glaciale era coperta dai ghiacci fin oltre 2300 m per cui emergevano unicamente le cime più elevate (vd. § V.5.3. e Fig. 46).

A seconda della morfologia del fondovalle possiamo distinguere tre settori con caratteri peculiari:

a) La Pusteria appartenente al bacino della Drava, ad E di Dobbiaco (Fig. 2), caratterizzata da una pianura intravalliva a modesta pendenza (in media circa 8,4‰), nettamente condizionata dallo sviluppo dei conoidi presenti ai lati. Manca qualsiasi evidenza di terrazzamento; si osserva solo una debole erosione laterale della parte distale dei conoidi a valle di San Candido ad opera del F. Drava. Il corso rettilineo di quest'ultimo è del tutto artificiale essendo stato il fiume rettificato alla fine degli anni '70 dello scorso secolo.

b) La Pusteria da Dobbiaco a Monguelfo: è il tratto di fondovalle con morfologia a forte impronta fluviale essendo caratterizzato da terrazzi su entrambi i fianchi vallivi, di cui i più antichi sono terrazzi di *kame* e dunque risalenti alla prima parte della storia tardoglaciale della valle. Escludendo queste morfologie di origine particolare si possono riconoscere localmente almeno 3 ordini di terrazzi alluvionali. In questo tratto la pendenza media del fondovalle è di circa 13,1‰.

c) La Pusteria a valle di Monguelfo si caratterizza per la presenza del substrato roccioso (Fillade quarzifera) in affioramento in vari tratti del fondovalle ed alla base dei versanti; inoltre, come sarà più ampiamente analizzato in § V.5.4.2.2., si riconoscono almeno 3 solchi epigenetici della Rienza. Il corso di quest'ultima è artificiale in molti tratti essendo state rettificate molte delle anse del fiume; inoltre, esso è interrotto per circa 1,5 km dall'invaso artificiale di Valdaora. La pianura intravalliva, fortemente ridotta in estensione, ha una pendenza simile al tratto precedente (in media 14,1‰ tra Monguelfo e la confluenza del Rio di Nessano). Ai margini i terrazzi sono prevalentemente di *kame*. Fa eccezione la conca di Valdaora, caratterizzata sul lato meridionale dalla presenza di due ampi conoidi alluvionali coalescenti, incisi e terrazzati.

Nell'area dei Monti di Casies è da notare il forte condizionamento del reticolo idrografico da parte della struttura tettonica, già evidenziato da DAL PIAZ (1930).

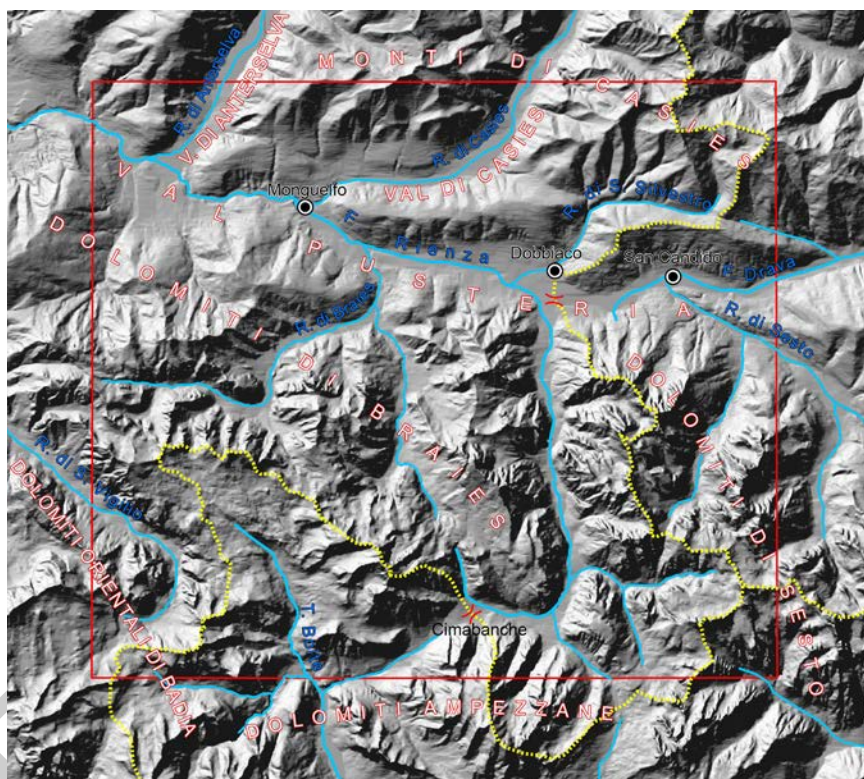


Fig. 1 - Le principali unità orografiche del foglio Dobbiasco (riquadro in rosso) evidenziate sul modello digitale del terreno; in azzurro la rete idrografica principale e in giallo, puntinato, la linea spartiacque tra il bacino del F. Rienza, il bacino del F. Drava e il bacino del F. Piave.

L'esempio più evidente è il tracciato del Rio di San Silvestro che, tra la località San Silvestro e la località Bivio Cattedra, si sviluppa in una valle di linea di faglia. Qui infatti troviamo due importanti strutture tettoniche di importanza regionale ad andamento WNW-ESE: la Linea della Drautal e la Linea della Pusteria (vd. § VI.2.1). Questo tratto della valle di San Silvestro fa parte di una valle più ampia, impostata sulle due strutture tettoniche sopra citate, che si estende dalla Val di Casies fino a Prato alla Drava. Si tratta di una valle ad un'unica direttrice di drenaggio, ma suddivisa in quattro tronconi con direzione di deflusso opposta (CARRARO, 2012, pag. 102). I due tronconi centrali convergono il flusso verso Bivio Cattedra, quelli esterni hanno flusso opposto: quello ad W - Rio Fosco - verso la Val di Casies, quello ad E - Rio del Monte della Chiesa - verso Prato alla Drava. Anche la Val di Casies, nel tratto tra Planca di Sotto e Tesido, ha un andamento che è condizionato dalla struttura tettonica dato che il fianco destro

ricalca praticamente la Linea della Pusteria. Ulteriore elemento da notare è che sia il tratto terminale della Valle di San Silvestro, sia quello della Val di Casies sono ortogonali alla struttura tettonica, così come quelli che si trovano a N della Linea della Pusteria - Drautal.

Entrambe le valli possono essere interpretate come valli di deviazione fluviale per cattura laterale: gli attuali tratti terminali di entrambe le valli erano occupati da rii che per erosione regressiva hanno visto arretrare la loro testata fino ad intercettare il corso d'acqua che scorreva lungo la valle longitudinale di linea di faglia sopra descritta, ma mentre il Rio di Casies ha approfondito ed allargato la propria valle, il Rio di San Silvestro, date le minori dimensioni del bacino alimentatore, ha avuto un minore impatto nell'evoluzione del reticolo idrografico locale. Rimane da valutare il ruolo della tettonica recente nell'evoluzione del reticolo idrografico in quanto lo spostamento ad W del tratto terminale della Val di Casies e della valle di San Silvestro rispetto ai tratti posti a N della Linea della Pusteria sembrerebbe del tutto coerente con la direzione di movimento trascorrente destro della linea stessa.

Pertanto la Val di Casies ha una storia complessa: è una valle di origine fluviale, ma con un importante controllo strutturale, su cui si sovrappone l'effetto del modellamento glaciale. Quest'ultimo è il denominatore comune anche in tutta l'area dei Monti di Casies, pur se localmente prevale un controllo strutturale della litologia e l'azione dei processi di trasporto in massa e gravitativi. Questi ultimi sono particolarmente diffusi in tutta l'area in cui affiorano le filladi.

Il tratto terminale della valle di Anterselva è un'ampia valle trasversale, il cui fondovalle è dominato dalla presenza di ampi conoidi coalescenti da trasporto in massa che hanno quasi sbarrato la valle a livello di Rasun di Sopra. Nell'area a monte, caratterizzata da bassissima pendenza (in media 2,7%), esisteva un'ampia area acquitrinosa (località "Todmöser" e "Außere Möser") ora quasi completamente bonificata. Lo sbocco della valle è ostruito dai depositi di un terrazzo di *kame* (vd. § V.5.3.1.1.) per cui il Rio di Anterselva ha scavato un nuovo solco vallivo a ridosso del versante destro della valle.

Ad W della Valle di Anterselva si sviluppa la parte più meridionale delle dorsali che digradano verso sud a partire dalle Vedrette di Ries, qui caratterizzate dalla presenza di forme addolcite legate principalmente ad erosione glaciale. Contrastano con esse i ripidi versanti delle incisioni torrentizie del Rio di Nessano e del Rio Licio, così come ampia parte del versante destro della Valle di Anterselva, localmente modellato da processi di erosione accelerata e di frana. A N del Monte Novale la sella di Monte Piovoso è ricalcata lungo la Linea della Pusteria, così come il vallone posto sull'apice del conoide di Pfaffing, a NW di Rasun di Sotto.

Nell'area delle Dolomiti di Sesto, di Braies e d'Ampezzo è ben riconoscibile il caratteristico paesaggio di questi noti rilievi montuosi soprattutto a partire dai settori settentrionali dove iniziano ad affiorare le rocce calcareo-dolomitiche



Fig. 2 - *Panoramica della Val Pusteria superiore vista da est. In primo piano l'abitato di San Candido; in secondo piano, al centro della valle, la sella di Dobbiaco in cui si posiziona lo spartiacque tra il bacino della Rienza ed il bacino della Drava. Sulla sinistra, sopra San Candido, uno scorcio del Gruppo montuoso Rondoï-Baranci (Dolomiti di Sesto), quindi lo sbocco della Valle di Landro presso Dobbiaco con il Monte Serla in sinistra idrografica e, sullo sfondo, le Dolomiti di Braies. (Foto Tappeiner/Athesia).*

delle piattaforme carbonatiche del Ladinico (Dolomia Cassiana). In questo vasto territorio tipici sono i versanti particolarmente acclivi, talora articolati in grandi pareti con dislivelli che localmente superano i 1000 m, che consentono di individuare imponenti massicci rupestri. Il reticolato delle valli, delle conche e dei valloni talora sospesi delimitano e separano questo territorio in numerosi gruppi montuosi, alcuni molto piccoli, altri di gran lunga più estesi. Ne risulta un rilievo apparentemente frammentato, ma con elementi morfologici ben delineati, del tutto caratteristici, che rendono unico il paesaggio dolomitico. La particolarità geomorfologica delle Dolomiti o “geomorfodiversità” (PANIZZA, 2009) è strettamente controllata dalla natura geologica delle rocce presenti, dalla loro distribuzione spaziale e dall'assetto strutturale. Si tratta di un'eredità della particolare storia evolutiva di questa regione nel corso del Triassico e del Giurassico e della successiva evoluzione tettonica che ha sovente preservato le relazioni geometriche tra i vari corpi sedimentari (GIANOLLA *et alii*, 2009). Inoltre, si sommano, interferendo, gli effetti del modellamento di processi legati alle variazioni climatiche, con testimonianze che risalgono al Terziario, anche se l'impronta principale è legata

all'ultimo evento glaciale e soprattutto al postglaciale.

Nelle Dolomiti le forme controllate dalla struttura sono ben evidenti e caratteristiche sia per quanto riguarda l'erosione selettiva, sia per gli effetti dei processi tettonici. La presenza di rocce a diverso comportamento geomeccanico e dunque variamente erodibili, unita alla presenza di vari sistemi di discontinuità, gioca un ruolo primario in questo senso³.

Il risultato è una manifesta morfoselezione, più spiccata dove si alternano rocce variamente erodibili, con formazione di cenge, ripiani, alternati a pareti, bastioni, ecc. Gli effetti della tettonica sono ben evidenti ad esempio nella direzione di alcune valli, che sono condizionate da discontinuità tettoniche o che le seguono (valli di linea di faglia: ad. es. la Val Foresta, il Valon de Colfiedo, la Val Popena Bassa, la Val di Stolla, ecc.) (vd. anche Fig. 86). Uno dei risultati dell'azione della tettonica è anche l'assetto variamente orientato delle bancate rocciose, localmente complicato da pieghe e da faglie, anche a basso angolo. Su questa base si possono distinguere rilievi tabulari del tipo *plateau* (es. Cima Piatta nel Nodo della Croda dei Baranci), rilievi del tipo monoclinale che presentano su di un lato scarpate che troncano gli strati e sull'altro versanti di stratificazione (es. versante sopra il Rifugio Biella, Col Bechei, M. Sella di Sennes, Remeda Rossa, ecc., vd. anche Fig. 91). Non mancano creste monoclinali con carattere di *Hogback* (es. Croda del Becco) e rilievi del tipo sinclinale sospesa (es. conca dei Laghi di Fosses). Un aspetto caratteristico dell'area degli Altopiani Ampezzani è la presenza di superfici di spianamento, cioè di superfici che troncano successioni di strati più o meno inclinati. Esse sono state interpretate in varia maniera (BINI *et alii*, 1995): a) come testimonianza di cicli erosivi avvenuti in un lontano passato (Neogene?), in condizioni morfoclimatiche ben diverse da quelle attuali; b) come particolari superfici strutturali esumate dall'erosione (es. "flat" di sovrascorrimenti).

Per quanto riguarda il modellamento glaciale, nelle Dolomiti sono conservate soprattutto le tracce legate all'ultimo evento glaciale. Tra le forme di accumulo troviamo principalmente morene laterali e latero-frontali delle ultime fasi di ritiro (cfr. § V.5.3.). Tra le forme di erosione numerosi sono i circhi glaciali (es. Vallon Grande e Piccolo nel Gruppo della Lavinores), le valli sospese (es. Valle di Specie, Kohlalpltal a SE della Torre dei Baranci), le valli con sezione trasversale ad U (es. Val di Landro, Valle di Rudo-Valle di Tamers, ecc.), le spalle e i gradini glaciali. Non mancano forme di modellamento subglaciale come dossi montonati e conche di sovraescavazione. Date le quote in cui si sviluppano i gruppi montuosi dolomitici sono particolarmente attivi i processi di gelo e disgelo responsabili della grande produzione di detrito che ammantava, con falde e coni, la base delle pareti dolomitiche. Se forme come i *protalus rampart* (es. ad E di Croda Passa-

³ Una rassegna delle varie formazioni rocciose presenti nelle Dolomiti, in relazione al comportamento geomeccanico e all'assetto strutturale, è presente in LEONARDI (1967), cap. 34, mentre in BINI *et alii* (1995, pp. 42-45) viene anche descritto il "tipo morfologico" corrispondente

porto) non sono rappresentati in carta per motivi di scala, numerosi sono invece i *rockglaciers* la cui distribuzione consente di definire il limite altitudinale inferiore del permafrost discontinuo. Nell'area dolomitica compresa nel foglio sono stati individuati più di una ventina di *rockglaciers*, di cui circa $\frac{3}{4}$ sono su depositi glaciali. L'area con maggiore concentrazione è l'altopiano a nord delle Tre Cime di Lavaredo. La gran parte dei *rockglaciers* cartografati è data da forme relitte. Tra i *rockglaciers* attivi sono da ricordare quelli presenti sul Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo (Dolomiti di Braies), che rappresentano l'evoluzione degli apparati glaciali qui presenti fino ad alcuni decenni di anni fa, durante la cosiddetta Piccola Età Glaciale (vd. § 5.4.4.). Studi recenti hanno confermato la loro attività e determinato le velocità di flusso (KRAINER & LANG, 2007; KRAINER *et alii*, 2010).

Quattro sono i laghi importanti per estensione presenti nel foglio. Due sono in Val di Landro: il Lago di Landro ed il Lago di Dobbiaco; entrambi sono laghi di sbarramento da conoide. Un terzo è il Lago di Braies, che è un lago di sbarramento per frana e da conoide (vd. § 5.4.2.6.). L'ultimo è il Lago di Valdaora, frequentemente indicato anche come Lago di Monguelfo per la vicinanza al paese omonimo. Si tratta di un invaso artificiale dovuto allo sbarramento del corso della Rienza attraverso una diga alta 35 m, la cui costruzione risale al 1960, ad opera della Società Edison S.p.A., allo scopo di alimentare la centrale idroelettrica di Brunico.

Carsismo

I massicci calcareo-dolomitici degli Altopiani Ampezzani mostrano evidenti fenomeni carsici superficiali. In queste aree la rete idrografica superficiale è pochissimo sviluppata. Fanno eccezione brevi segmenti torrentizi, alimentati da sorgenti e da laghi, spesso privi di emissari o con emissari che finiscono in inghiottitoi (MIETTO & SAURO, 2000; BINI *et alii*, 1995). Del tutto comuni sono le macro e microforme di dissoluzione carsica sulle superfici in roccia nuda (*Karren*), ma anche gli inghiottitoi, le doline e le conche chiuse a geometria e dimensioni quanto più varie. Nella parte alta degli altopiani si possono distinguere vari tipi di paesaggi carsici, a seconda dei processi genetici che hanno portato allo sviluppo di grandi superfici di denudazione in roccia e dell'assetto morfostrutturale di quest'ultima. Ognuno di tali paesaggi si caratterizza per il peculiare sviluppo e la tipologia dei campi solcati presenti. Uno degli aspetti peculiari del carsismo epigeo degli Altopiani Ampezzani è dato dalla presenza di grandi conche glaciocarsiche. Si tratta di bacini chiusi a morfologia irregolare, originatisi per l'azione di processi di natura diversa, ma specialmente ad opera del carsismo e dell'erosione glaciale. Infatti la gran parte di queste conche si colloca sul fondo di circhi glaciali o in aree di *plateau* dove l'erosione glaciale è stata più efficace. Secondo BINI *et alii* (1995) esse sono probabilmente eredità di forme generate in un contesto morfoclimatico antico, diverso da quello attuale. Il carsismo ipogeo

delle Dolomiti è oggetto di esplorazione e di studio solo da poche decine di anni. (cfr. ad es. BOIFAVA *et alii*, 2009). Nell'area degli Altopiani Ampezzani sono state esplorate e rilevate quasi 250 cavità carsiche, di cui sono censite 172 cavità in Veneto e 73 in Alto Adige (MIETTO, com. scritta). La cavità più profonda è il "Meandro F2 Alpe di Fosses" (2823 V VI), profondo 152 m, mentre la più lunga è il "Sistema dei Meandri F10-F11 Alpe di Fosses" (3163 V BL) che ha uno sviluppo di 989 m. Per le dimensioni è da citare l'"Abisso 110" (8000 V BL) che si apre ai piedi della Remeda Rossa e che ha uno sviluppo di oltre 700 m. Nelle grotte gli speleotemi sono scarsi, mentre comune è la presenza di "latte di monte" (*moonmilk*); alcune grotte mostrano chiaramente di essere state riempite e svuotate almeno una volta. Molte delle cavità note ed esplorate sono da considerarsi come resti di sistemi carsici più ampi e sviluppati, formati in condizioni freatiche e successivamente smembrati da eventi tettonici e parzialmente demoliti dall'erosione. Questo presuppone che la situazione morfologica dell'area dolomitica e le condizioni climatico-ambientali erano ben diverse dall'attuale, ma anche da quelle che precedono le glaciazioni pleistoceniche. All'epoca la topografia dell'area dolomitica era differente e le grotte stesse erano ad una quota decisamente minore da quella attuale. Quanto sono antiche? Alcune grotte contengono concrezioni carbonatiche che datate con il metodo del disequilibrio U/Th hanno fornito età maggiori di 350.000 anni B.P. Ulteriori elementi legati alle caratteristiche delle cavità e ad evidenze di neotettonica fanno retrodatate lo sviluppo del carsismo al Pliocene o addirittura ad un'epoca più antica. Secondo CROS (1978) nella zona degli Altopiani Ampezzani vi sono evidenze dello sviluppo del fenomeno carsico in più fasi, a partire dal Giurassico, all'Oligocene superiore ed al Miocene. L'ultima fase paleocarsica si sarebbe sviluppata contemporaneamente alla deposizione del conglomerato di Monte Parei (CROS, 1978).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(P. Gianolla, C. Morelli & C. Siorpaes)

Il foglio 016 “Dobbiaco” alla scala 1:50.000 comprende un territorio delle Alpi Orientali posto a cavallo del Lineamento Periadriatico; quest’ultimo è una struttura primaria, a prevalente carattere trascorrente destro, orientata WNW-ESE, che in questo settore della Catena Alpina è nota come Linea della Pusteria. A meridione di tale lineamento si trovano terreni appartenenti al Dominio Sudalpino ed in particolare alle Dolomiti. Si tratta di un distretto contrassegnato dalla mancanza di metamorfismo alpino, da una spiccata variabilità litostratigrafica sia in senso verticale, sia in senso orizzontale e da un’organizzazione geometrica delle strutture attribuibile a deformazioni polifasiche, di sovrapposizione tra Alpi e Dinaridi, con prevalente vergenza meridionale (Africa vergenti).

A settentrione della Linea della Pusteria affiorano invece unità per lo più polimetamorfiche appartenenti al Sistema Austroalpino, che mostrano un chiaro metamorfismo alpino oltre che varisico. A ridosso e a nord della stessa linea, si riconosce, sempre con direzione WNW-ESE, una struttura a carattere traspressivo nota come Linea della Drautal. Tra i due elementi strutturali affiorano, in scaglie tettoniche, lembi relitti della copertura mesozoica dell’Austroalpino superiore (copertura mesozoica del Drauzug). Lungo la Linea della Pusteria si osservano anche modeste masse intrusive tonalitiche attribuibili al magmatismo tardo-alpino.

Il settore a sud del Linea della Pusteria appartiene alle Alpi Meridionali; nella porzione settentrionale, in adiacenza alla linea stessa, affiora il basamento cristallino sudalpino rappresentato in prevalenza da filladi e filladi quarzifere, appartenenti all’unità di Bressanone con associati porfiroidi, metapeliti, cloritoscisti e calcimiloniti. L’intera unità mostra un metamorfismo di età varisica e durante

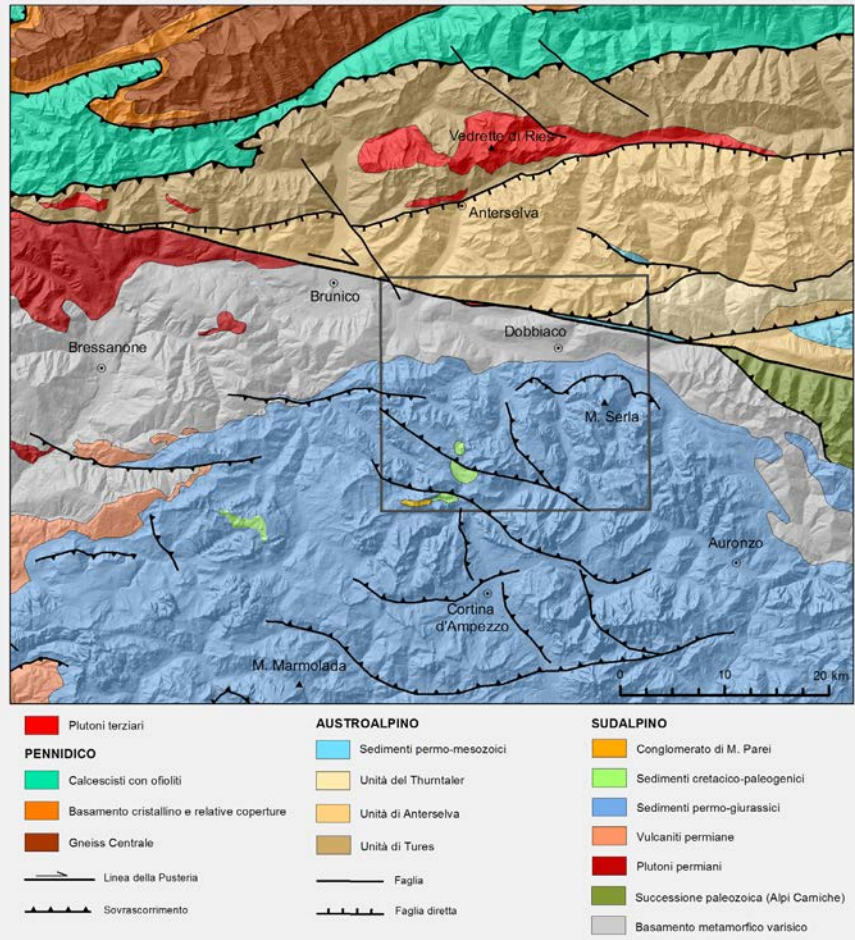


Fig. 3 - Inquadramento geologico del Foglio Dobbiaco.

l'orogenesi alpina non ha subito ulteriori trasformazioni metamorfiche o sviluppo di nuove foliazioni, mentre non mancano strutture di deformazione fragile e duttile riconducibili alla tettonica alpina *l.s.*

La successione sedimentaria permo-cenozoica giace in discordanza erosiva sul basamento metamorfico sudalpino e costituisce una delle più complete successioni stratigrafiche del Sudalpino, come già messo in evidenza da PIA (1937). Lo spessore dell'intera sequenza sedimentaria è compreso tra 3000 e 3500 m.

Le rocce sedimentarie più antiche sono costituite da potenti successioni di conglomerati ed arenarie continentali cui gradualmente si sostituiscono le facies ma-

rine marginali e di rampa terrigeno-carbonatica della successione permo-scitica (Formazioni a Bellerophon e di Werfen).

Le successive successioni marine anisiche sono caratterizzate da grande variabilità verticale e laterale, propria di una rampa continentale, e sono in genere caratterizzate da spessori modesti, spesso al limite della rappresentazione cartografica alla scala 1:50.000. Le successioni di piattaforma carbonatica dell'intervallo Anisico superiore-Carnico inferiore sono invece presenti con spessori importanti in tutta l'area del foglio Dobbiaco.

La complessità paleogeografica anisica, ladinica e carnica *p.p.*, si esaurisce con la chiusura dei bacini adiacenti le piattaforme e la regolarizzazione della topografia ad opera dei sedimenti misti terrigeno-carbonatici della formazione di Heiligkreuz. Questi ultimi predispongono le condizioni per la sedimentazione della formazione di Travenanzes e dei successivi carbonati di piana tidale della notissima Dolomia Principale.

Le sequenze post-triassiche di piattaforma carbonatica presentano evoluzione e spessori tipici della successione della piattaforma di Trento, così come le successioni di annegamento e successiva pelagizzazione (Giurassico superiore-Cretacico Superiore). Le successioni cretache, anche se frammentate e tettonizzate, mostrano spessori elevati e documentano la presenza nel Cretacico superiore di input terrigeni, confrontabili per età e modalità deposizionale con i cosiddetti "Flysch Insubrici". Gli affioramenti sono visibili solo nel settore sud occidentale del foglio, area in cui compare anche l'unica unità cenozoica delle Dolomiti, il conglomerato di Monte Parei (Oligocene-Miocene). La sua importanza è dovuta al fatto che esso consente di datare almeno due fasi della deformazione alpina in quanto sutura i sovrascorrimenti SW-vergenti "dinarici", mentre è coinvolto nella compressione NS ("valsuganese").

La struttura tettonica del settore dolomitico è dominata da un fitto e complesso reticolo di faglie subverticali con andamento principale NW-SE e SW-NE che dissecano, con cinematica per lo più trascorrente, i sovrascorrimenti ovest, sud e nord-vergenti legati alle fasi sopra citate.

Nel dominio Austroalpino, presente a nord della Linea della Pusteria, si riconoscono due unità tettono-metamorfiche di basamento (Anterselva e Thurntaler) ed una unità di copertura sedimentaria mesozoica (Drauzug). Le tre unità affiorano in fasce adiacenti di ampiezza diversa costituenti differenti scaglie tettoniche, in cui l'unità di Anterselva costituisce quella geometricamente superiore mentre il Drauzug quella più bassa, delimitate da sovrascorrimenti alpini SW-vergenti.

Il Quaternario è rappresentato da depositi continentali cronologicamente inquadrabili tra il Pleistocene medio e l'Olocene. È stato possibile distinguere depositi precedenti l'ultima espansione glaciale che sono stati inquadrati in unità stra-

tigrafiche di vario rango (sintema di Perca, sintema di Monguelfo e supersintema del Monte Spinale). Una gran parte dei depositi è riconducibile all'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM), comprendente anche le successive fasi di ritiro, e di pertinenza sia del vasto bacino glaciale dell'Adige-Drava sia, in minima parte, del bacino del Piave. Nel foglio esistono anche tracce locali di un glacialismo ormai esaurito che si è svolto in epoca recente (Piccola Età Glaciale). Molto estesi sono infine i depositi riferibili al Postglaciale e originati da vari processi legati alla dinamica di versante e a processi di trasporto in massa anche di tipo valanghivo, oltre che di tipo alluvionale e torrentizio. Tra questi ultimi vanno segnalati importanti spessori di depositi terrazzati presenti lungo l'asse principale della Val Pusteria e riferibili ad una fase morfodinamica ormai slegata dalle dinamiche deposizionali attuali. Non mancano infine depositi con evidenze di continuità nei processi di messa in posto dal Postglaciale ad oggi.

PROGETTO
CARG

IV - STUDI PRECEDENTI

(P. Gianolla & C. Morelli)

Il territorio del Foglio 016 “Dobbiaco” è stato oggetto di studi geologici a partire dalla prima metà del 1800: l’area compare fin dalla prima carta geologica del Tirolo di DE GIBERNAT (1808), in quella di KEFERSTEINS (1821) “*Charte von Tirol und Vorarlberg*”, nella “*Geognostischen Karte Tirols*” a cura del “*Geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Voralberg*” del 1849 (VII foglio), nella bellissima *Generalkarte des Lombardische-Venetianischen Königreiches* (1838) a cura di Hauer e Fötterle nonché nelle successive carte geologiche regionali (vedi BLAAS, 1902; HOFMANN & CERNAJSEK, 1993; BAUMGARTEN, 2007; PANTALONI & CONSOLE, 2015).

Rilievi più di dettaglio della parte occidentale (ad ovest del lago di Braies) sono presenti nella carta allegata alla monografia di VON RICHTHOFEN (1860), mentre nei lavori di LORETZ (1873a, b; 1874), con carta geologica e la prima serie di annesse sezioni geologiche, appaiono già ben delineati l’assetto stratigrafico-strutturale e le peculiarità dell’area. Successivi approfondimenti stratigrafici e paleontologici a cura di KLIPSTEIN (1876), ma soprattutto i contributi di HÖRNES (1875a, b, c, 1876), di G. STACHE (1874, 1877, 1878) sui fossili e sui terreni permiani, contribuiscono a tenere alto l’interesse scientifico per questo territorio. Molti lavori, inoltre, sono funzionali ai rilevamenti per il progetto della *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* alla scala 1:75.000 (CONSOLE *et alii*, 2016), ma le carte *Bruneck* (a cura di F. Teller, 1882) e *Toblach und Cortina d’Ampezzo* (a cura di E. Jahn, 1876), non verranno mai pubblicate dal *Kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt*. Di esse esistono solo alcune versioni manoscritte conservate presso i Servizi geologici austriaco ed italiano (Fig. 4).

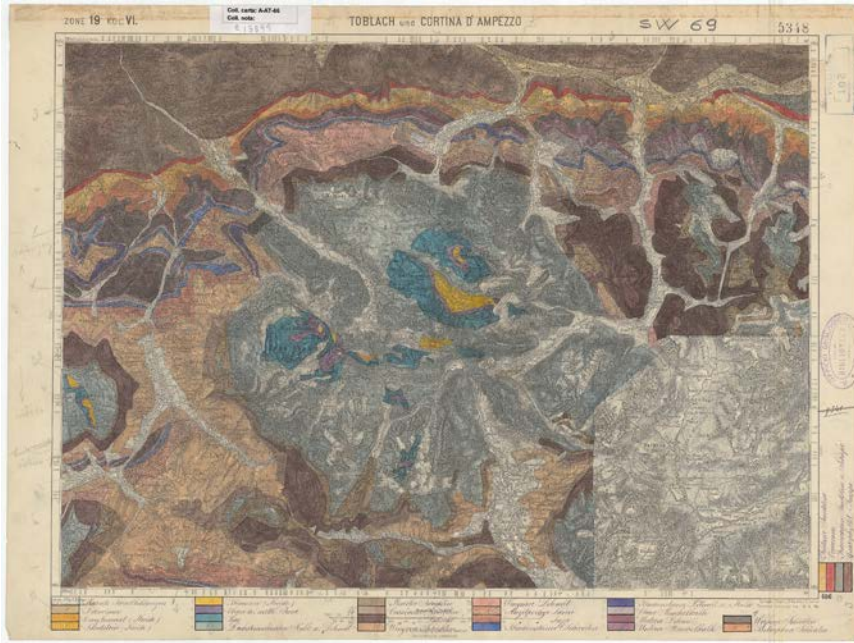


Fig. 4 - Carta manoscritta del Foglio Toblach und Cortina d'Ampezzo della Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie alla scala 1:75.000 e mai pubblicata (su gentile concessione della biblioteca dell'ISPRA). La carta acquarellata venne consegnata al Regio Ufficio Geologico negli anni 20 su sollecitazioni del prof. Giorgio Dal Piaz (CONSOLE et alii, 2016) ma sembra non essere citata per i successivi rilievi dei fogli della carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 Monguelfo (4B) e Pieve di Cadore (F. 12) pubblicati rispettivamente nel 1930 e 1940.

MOJSISOVICS (1879) nel suo lavoro “*Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*”, uno dei contributi più importanti sulla geologia delle Dolomiti, dedica varie pagine a descrivere dettagliatamente le successioni delle Dolomiti di Braies, di Sesto e l'area degli Altopiani Ampezzani (Fig. 5); la geologia della regione è presente con buon dettaglio nella carta geologica di Mojsisovics in 5 fogli alla scala 1:75.000, “*Geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes zwischen Etsch und Piave*”, pubblicata dalla *Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften* nel 1878, che anticipa di un anno la monografia.

Per quanto riguarda il basamento vanno ricordati i lavori di STACHE (1872), LÖWL (1881) e TELLER (1882) che danno una prima descrizione dei terreni metamorfici e del loro assetto geometrico; in particolare LÖWL descrive un profilo geologico tra la Val Pusteria e la Zillertal in Austria.

Tra la fine dell'Ottocento e l'inizio della Prima Guerra Mondiale, a parte i notevoli contributi anche cartografici e grafici (carte geologiche alla scala 1:500.000



Fig. 5 - Profilo tra Colli Alti/Hochalpe e Brunstriedel mostrante il notevole spessore della successione permo-triassica delle Dolomiti di Braies, tra il basamento sudalpino (Quarzphyllit) e la piattaforma carbonatica ladina della formazione dello Sciliar (Wengener Dolomit). Da MOJISOVICS (1879)

con sezioni e un gran numero di profili) di BLAAS (1902, 1907) dove si fa il sunto dello stato delle conoscenze anche di questo settore delle Alpi Orientali, i contributi sono sempre più finalizzati a esplorare specificità della straordinaria geologia della zona, e riguardano le faune permiane (DIENER, 1897), quelle liassiche (BÖSE & SCHLOSSER, 1900), la stratigrafia e l'assetto tettonico dei terreni retico-liassici (KÖBER, 1908), quest'ultimo lavoro con annessa carta geologica di dettaglio degli altipiani di Fanes, Sennes e Fosses, e la stratigrafia dei terreni sedimentari austroalpini (Drauzug) dell'alta Pusteria (FURLANI, 1912).

La guerra, che qui ha colpito in modo sostanziale ed esteso (una gran parte del foglio è stato attraversato dalla prima linea e ha visto per tre anni gli eserciti combattere in alta quota), corrisponde a una pausa nelle ricerche e opere geologiche; le prime successive pubblicazioni sull'area sono relative agli aspetti strutturali e petrografici del basamento cristallino (FURLANI, 1919; CORNELIUS FURLANI, 1924) o coinvolgono solo marginalmente il foglio Dobbiaco (AMPFERER, 1928). Con la fine della guerra e l'annessione al Regno d'Italia inizia anche l'attività degli studiosi di lingua italiana; negli anni '30 vengono pubblicati i due fogli, 4B Monguelfo (DAL PIAZ *et alii*, 1930) e F. 12 Pieve di Cadore (CASTIGLIONI *et alii*, 1940), della carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000. Il gruppo di lavoro, coordinato da Gb. Dal Piaz, vede la presenza di G. Merla, B. Castiglioni, P. Leonardi, S. Zenari e A. Bianchi.

Gli anni '30 sono un periodo fecondo per la geologia di questo territorio, infatti M. OGILVIE GORDON (1927, 1934) pubblica una serie di importanti lavori che finalizzano anni di ricerche sulla stratigrafia e la tettonica della regione tra Cortina

d'Ampezzo e San Vigilio; MERLA (1930a, b; 1931) dà alle stampe contributi sui fossili permiani, sulla geologia delle Dolomiti di Sesto e degli Altopiani Ampezzani e MUTSCHLECHNER (1932) pubblica un eccellente lavoro sulla geologia e morfologia della zona tra San Vigilio e Fanes. Un altro contributo importante, soprattutto per il basamento sudalpino e austroalpino della Pusteria, si trova nei lavori di BIANCHI & DAL PIAZ (1929, 1930) e soprattutto nella trattazione geologico-petrografica dell'Alto Adige Orientale di BIANCHI & DAL PIAZ (1934). In quest'ultimo lavoro, tra i tanti aspetti analizzati, è da ricordare il riconoscimento dell'età terziaria delle masserelle tonalitiche lungo la linea della Pusteria. Sul finire degli anni '30, PIA (1937) dà alle stampe la monografia sulla stratigrafia e tettonica delle Dolomiti di Braies. In questo lavoro, estremamente moderno per l'epoca e una delle pietre miliari per la stratigrafia e la tettonica delle Dolomiti, si mette ordine nella stratigrafia triassica e si introducono una serie di unità litostratigrafiche che sono entrate a far parte del lessico stratigrafico del Sudalpino (Fig. 6).

La Seconda Guerra Mondiale corrisponde a un altro momento di stasi nella ricerca e nella produzione scientifica, i primi lavori del periodo post bellico descrivono le successioni cretache di Fanes e Senes (CITA & PASQUARÈ, 1959; CITA & ROSSI, 1959) e il basamento varisco dell'alta Pusteria (AGTERBERG, 1961). Di questo periodo è anche il riconoscimento dell'età terziaria del conglomerato di Monte Parei (CITA & PASQUARÈ, 1959; CROS, 1966). È altresì un momento che vede attivi i ricercatori francesi, in particolare Pierre Cros che studia le successioni mesozoiche dell'area, prima quelle giurassico-cretache, poi quelle triassiche (CROS, 1962; 1965; 1967; 1972; 1974; 1979; 1980; CROS & DUPEUPLE, 1967; CROS & LAGNY, 1969, 1972). Gli anni sessanta vedono fiorire la scuola ferrarese che, sotto la direzione di Piero Leonardi, diventa un riferimento per gli studi in Dolomiti (Bosellini, Dal Cin, Rossi e Semenza sono gli studiosi che lavorano in quest'area). La pubblicazione dei volumi "Le Dolomiti, geologia dei monti fra Isarco e Piave", dove questo territorio viene descritto dettagliatamente in più capitoli, riassume in modo chiaro le ricerche svolte (LEONARDI, 1967). Negli anni '70 viene anche pubblicato il contributo sulla stratigrafia dell'Anisico delle Dolomiti di Braies a cura di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970), un lavoro che presenta un approccio nuovo, con analisi di facies e correlazioni stratigrafiche dettagliate e che sarà riferimento obbligatorio per gli studi successivi.

La fine degli anni '70 e i primi anni '80 sono un periodo molto importante per la stratigrafia del Sudalpino: sotto la spinta di Assereto e Pisa, ed anche dopo la loro tragica scomparsa, fioriscono gli studi delle scuole bolognese e milanese, e la discussione e i confronti tra i ricercatori portano ad una profonda revisione di tutta la stratigrafia triassica e ad una proposta di omogeneizzazione della nomenclatura. Gli effetti di questa revisione critica si fanno sentire anche nella stratigrafia delle Dolomiti di Sesto e Braies, è infatti di quegli anni la pubblicazione di

SCHMIDT & STÖCKHERT (1987), mentre RING & RICHTER (1994a; b) compiono uno studio alla scala dell'intero basamento sudalpino orientale nel tentativo di ricostruire il modello deformativo varisco. Per la porzione del basamento Austroalpino vanno ancora ricordati i lavori di HEINISCH & SCHMIDT (1984) e SCHULZ (1988, 1989; 1990, 1991). In tempi più recenti sono da segnalare alcuni lavori di revisione generale del quadro delle conoscenze sui basamenti compresi nel foglio (MAZZOLI *et alii*, 2000; SASSI *et alii*, 2004; SCHUSTER *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; SCHULZ *et alii*, 2008; SPIESS *et alii*, 2010).

Per il settore dolomitico, negli anni più recenti si possono ricordare il lavoro di DE ZANCHE *et alii* (1992), che porta a una revisione della stratigrafia anisica, a cui seguono diversi lavori della scuola di Heidelberg (SENOWBARY DARYAN *et alii*, 1993; RÜFFER & ZÜHLKE 1995; ZÜHLKE, 2000) sempre di stratigrafia, analisi di facies e biostratigrafia. Gli anni '90 sono anche quelli in cui vengono proposti sia l'approccio stratigrafico sequenziale (DE ZANCHE *et alii*, 1993; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; RÜFFER & ZÜHLKE, 1995; GIANOLLA *et alii*, 1998) che prende come area di riferimento le potenti successioni triassiche delle Dolomiti di Braies e Sesto, sia la modellizzazione dei sistemi piattaforma-bacino. In quest'ultimo caso, il Picco di Vallandro/Dürrenstein già descritto più volte per le spettacolari relazioni geometriche ivi preservate (PIA, 1937 CROS, 1972; SCHLAGER & NICORA, 1979; SCHLAGER *et alii*, 1991), diventa palestra dove si confrontano diverse scuole di pensiero (RUDOLPH *et alii*, 1989; BIDDLE *et alii*, 1992; REJIMER, 1998). Infine la scoperta del *Fossil-Lagerstätte* di Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca porta prepotentemente all'attenzione internazionale questa località delle Dolomiti di Braies, perchè contiene una delle associazioni floristiche (Fig. 7) più abbondanti e diversificate dell'Anisico a scala globale, oltre a resti di pesci e rettili (BROGLIO LORIGA *et alii*, 2002; RENESTO & POSENATO, 2003; KUSTATSCHER 2004; KUSTATSCHER *et alii* 2006; 2007; 2009; 2010a, b; 2013; VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT *et alii*, 2006; RENESTO & BERNARDI, 2013; TINTORI *et alii*, 2016).

I primi importanti studi sui depositi quaternari dell'Alta Pusteria risalgono alla fine del XIX e agli inizi del XX secolo ad opera di BLAAS (1892) e di PENCK & BRUCKNER (1909). In particolare quest'ultimo lavoro rappresenta un'opera fondamentale sulla storia glaciale nelle Alpi; alcuni paragrafi prendono in esame i depositi più antichi presenti in località del foglio Dobbiaco, come quelli di Monguelfo, mentre in altri si descrivono le ghiaie e sabbie terrazzate che ricoprono i versanti della Val Pusteria tra Monguelfo e Brunico. Questi Autori interpretano tali depositi come "Tardoglaciali" e legati ad una fase di fusione glaciale nell'alta Pusteria (est di Brunico) contemporanea ad un sbarramento della valle stessa presso Brunico ad opera della lingua glaciale che scendeva dalla Valle di Tures. Questa interpretazione viene contrastata da KLEBELSBERG (1926, 1928 e 1956) che invece considera interglaciali gli estesi depositi terrazzati ghiaioso-sabbiosi, in quanto riconosce quasi ovunque una seppur lacunosa copertura glaciale suc-



Fig. 7 - Una *Lycopodium dezanchei* dal Fossil-Lagerstätte di Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca (Formazione di Dont, Pelsonico, Triassico medio). Il nome è dedicato a due grandi geologi che hanno lavorato nell'area delle Dolomiti di Braies: Julius Pia e Vittorio De Zanche (KUSTATSCHER et alii 2010b).

cessiva. In particolare nel lavoro del 1956 offre tutta una serie di precise e puntuali indicazioni riguardo singoli affioramenti e dà un magistrale quadro dell'evoluzione morfologica delle valli del bacino della Rienza. Sempre KLEBELSBERG (1927 e 1929) descrive le principali fasi di ritiro e avanzata nel Tardoglaciale dei ghiacciai locali delle valli dolomitiche che si affacciano verso nord e verso sud. Le opinioni di Klebelsberg sulla posizione stratigrafica dei depositi ghiaiosi della Pusteria vengono riprese e confermate da DAL PIAZ (1935) e riportate nella Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, Monguelfo (4B).

Studi più di dettaglio si hanno con LUCERNA (1937), il quale ipotizza nella Valle di Anterselva una lingua glaciale che durante lo stadio Gschnitz scendeva fino a Valdaora, dove egli riconosce i resti di una morena frontale. Successivamente HANNSS (1967), in un particolareggiato studio sulle forme e i depositi quaternari della Valle Aurina, dedica alcuni paragrafi anche alla piana di Brunico, di cui presenta una cartina geomorfologica che si estende fino al limite ovest del

foglio Dobbiaco. Egli riconosce una storia complessa nella messa in posto dei depositi alluvionali terrazzati tra Perca e Brunico avvenuta prevalentemente in un contesto di contatto glaciale durante la fase di decrescita dell'ultimo massimo.

Degli anni '60 sono da segnalare i lavori di CASTIGLIONI (1964, 1967) che riguardano i depositi morenici stadiali delle Dolomiti con allegate cartine schematiche, in cui sono riportati i principali apparati morenici. In tempi più recenti gli studi sul quaternario della regione sono molto rari. Tra essi ricordiamo quelli di FISCHER (1989, 2006) che riguardano rispettivamente la Val Casies e la piana di Brunico, e nei quali egli conferma e precisa le ipotesi di Hannß sull'origine dei depositi alluvionali terrazzati della Val Pusteria ad est di Brunico, e la monografia a cura di BINI *et alii* (1995) sugli Altopiani Ampezzani. Quest'opera, con annessa carta geomorfologica alla scala 1:25.000, presenta un quadro dettagliato della morfologia glaciale, di versante e carsica dell'area. Di particolare interesse sono le descrizioni delle forme carsiche superficiali e ipogee e il censimento delle innumerevoli grotte che caratterizzano questo territorio di alta quota.

V - STRATIGRAFIA

1. - DOMINIO AUSTRALPINO

(*L. Keim, V. Mair, C. Mazzoli, S. Meli, C. Morelli, R. Sassi, R. Spiess*)

I terreni appartenenti all'Austroalpino affiorano in una larga fascia, allungata in direzione Est-Ovest, che si sviluppa attraverso la parte settentrionale del foglio a nord della Val Pusteria. L'Austroalpino è composto da un basamento cristallino costituito da paragneiss, micascisti e ortogneiss granitoidi, con subordinate quarziti, anfiboliti e marmi. In esso sono registrati eventi "caledoniani", varisici ed alpini. In una stretta fascia compresa tra la linea della Pusteria e la linea della Draufal sono presenti alcune scaglie tettoniche di copertura permo-mesozoica.

Il basamento metamorfico Austroalpino affiorante nel foglio Dobbiaco appartiene a quello che in letteratura veniva definito Complesso Merano-Mules-Anterselva (DAL PIAZ, 1934) oppure basamento Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri (soprattutto dagli autori tedeschi ed austriaci). Come già ricordato, esso viene diviso in due unità distinte dalla linea tettonica Deferegggen-Anterselva-Valles (DAV) affiorante nell'adiacente foglio Anterselva: l'unità di Tures a nord e quella di Anterselva a sud. La DAV costituisce una zona di taglio di spessore variabile con senso di taglio sinistro, costituita da miloniti sviluppatasi in un regime deformativo di basso grado metamorfico (~350-400°C, parte medio-bassa della facies degli scisti verdi). Dati di campagna e datazioni Rb-Sr su miche bianche sincinematiche consentono di affermare che il contatto tettonico tra le due unità è di età alpina e che lo *shear* sinistro lungo la DAV passò bruscamente ad un regime transpressivo destro a partire da 30 Ma (MÜLLER *et alii*, 2000; MANCKTELOW *et alii*, 2001). Le differenze tra i due basamenti sono sia di natura litologica che di grado metamorfico.

Dal punto di vista litologico l'unità di Anterselva è costituita da una monotona successione di paragneiss e micascisti a granato, staurolite \pm cianite e sillimanite, con corpi estesi di ortogneiss granitici a muscovite (ortogneiss di Anterselva *Auct.*) e ortogneiss tonalitici a due miche (ortogneiss di Casies *Auct.*) e rare intercalazioni di marmi, quarziti e anfiboliti. Verso SE questo basamento è tettonicamente sovrascorso sull'unità del Thurntaler.

1.1. - UNITÀ DI ANTERSELVA

Il basamento di Anterselva è costituito da due settori con caratteristiche diverse ad andamento circa E-W. Nel settore settentrionale affiora quasi esclusivamente una monotona successione di alternanze alla scala dell'affioramento tra micascisti/paragneiss a staurolite, granato \pm cianite e sillimanite, quarziti e minori gneiss a silicati di calcio. A questa successione litologica (paragneiss a bande) localmente si intercalano marmi e rare anfiboliti. Nell'area meridionale (zona ricadente nel foglio Dobbiaco) oltre ai paragneiss a bande affiorano estesamente gli ortogneiss granitici di Anterselva e gli ortogneiss tonalitici di Casies. I primi sono localizzati nella parte sudoccidentale, i secondi nella parte sudorientale, separati in corrispondenza della Roda di Scandole da una fascia ad andamento NE-SW di micascisti biotitici a staurolite e granato (\pm cianite e sillimanite). Sono inoltre presenti micascisti muscovitici a staurolite e granato e rari livelli di quarziti e di gneiss biotitici minuti.

Nelle litologie dell'unità di Anterselva non sono riscontrabili effetti del metamorfismo alpino, limitati a nord della DAV, mentre, chiaramente evidenziati dalla paragenesi in facies anfibolitica a staurolite, granato \pm cianite e sillimanite, sono presenti in modo ubiquitario quelli del metamorfismo varisico. I protoliti magmatici degli ortogneiss di Anterselva e Casies testimoniano inoltre un evento magmatico, probabilmente anche metamorfico, ordoviciano (più in generale del Paleozoico inferiore). Di seguito si descriveranno le principali unità litologiche affioranti nella zona del foglio Dobbiaco, di cui l'unità di Anterselva occupa la fascia settentrionale.

1.1.1. - *Ortogneiss granitici (Ortogneiss di Anterselva Auct.) (SDT)*

Queste rocce corrispondono ad un corpo molto esteso che dalla Valle di Anterselva va assottigliandosi verso est. Si ritiene che questi gneiss derivino dal metamorfismo regionale di un antico corpo intrusivo granitico ordoviciano, ed è possibile che alla medesima attività magmatica siano da riferire parte delle intercalazioni minori che hanno dato origine agli gneiss aplitici e pegmatitici.

Gli gneiss “tipo Anterselva” sono rocce chiare, massicce, di aspetto granitoidale, a grana media o grossa, e con scistosità che varia da appena percettibile (metagraniti) a ben sviluppata, fino a localmente milonitica.

I componenti mineralogici essenziali sono: quarzo, plagioclasio, feldspato potassico in grossi cristalli idiomorfi e muscovite. La biotite non è molto frequente e forma piccole lamelle talora parzialmente cloritizzate. Il plagioclasio è sempre ricco di una minuta segregazione di microliti sericitici.

Affiorano nella parte nordoccidentale del foglio nella bassa Valle di Anterselva.

1.1.2. - *Ortogneiss tonalitici (Ortogneiss di Casies Auct.) (SDC)*

Si tratta di rocce per lo più a grana media, con struttura gneissica scistosondulata evidenziata da sottili livelli discontinui di biotite ad andamento irregolare, che isolano porzioni lenticolari molto allungate, costituite prevalentemente da feldspati e quarzo. Contribuisce alla definizione della scistosità anche la isorientazione dei cristalli di anfibolo. Il colore è da grigio a grigio-biancastro, contrassegnato da una punteggiatura verde scuro in presenza di anfibolo. Localmente sono caratteristiche piccole vene biancastre, trasversali rispetto alla scistosità, costituite essenzialmente da prehnite.

I minerali fondamentali sono: plagioclasio, quarzo, anfibolo, clorite, biotite e K-feldspato. In quantità accessoria si rinvencono titanite, zircone, apatite e sostanze carboniose. Tra i minerali cristallizzati nelle fratture si può talora osservare laumontite, oltre alla già citata prehnite.

In seno agli ortogneiss tonalitici non di rado si osservano inclusi femici, di dimensioni molto variabili e forma da rotondeggiante a lenticolare, facilmente individuabili sia per il colore scuro, che per i contorni sempre netti. La grana di questi inclusi risulta sempre più minuta di quella della roccia ospite.

Il protolite degli ortogneiss tonalitici doveva essere rappresentato da un'intrusione tonalitico/granodioritica di età ordoviciana superiore, come testimoniano le datazioni effettuate da BORSI *et alii* (1973) che danno un'età di 434 ± 4 Ma (isocrona Rb-Sr su roccia totale), interpretata come età di messa in posto dei plutoni.

Questi ortogneiss affiorano diffusamente nella parte settentrionale del foglio nella bassa Val Casies.

1.1.3. - *Gneiss occhiadini (SDG)*

Costituiscono una lunga intercalazione concordante entro i paragneiss a bande, orientata NE-SW ed affiorante lungo il versante meridionale del Corno di

Fana nell'angolo nordorientale del foglio.

Si tratta di rocce caratterizzate da occhi feldspatici che spiccano in una massa di fondo ricca in biotite. La composizione e alcuni caratteri strutturali sono estremamente variabili: in particolare, la quantità e le dimensioni degli occhi feldspatici possono mostrare variazioni anche notevoli in zone vicine; inoltre, essi sono generalmente disposti entro la roccia, con le dimensioni maggiori parallelamente ai piani di scistosità, ma possono avere anche un'orientazione casuale. Non mancano litotipi in cui i porfiroblasti sono molto abbondanti ed idiomorfi; in quest'ultimo caso tali rocce presentano una notevole analogia con alcuni gneiss granitici "tipo Anterselva". I componenti mineralogici sono: quarzo, microclino, albite, biotite e muscovite. Si deve menzionare che talora il feldspato potassico è sostituito in parte o totalmente da albite a scacchiera.

1.1.4. - *Ortogneiss minuti* (SDK)

Si tratta di rocce per lo più a grana fine, con struttura scistoso-piana evidenziata da rari sottili livelli discontinui di biotite. Contribuisce alla definizione della scistosità anche la isoorientazione dei cristalli di feldspato e quarzo. Il colore è da grigio a grigio-marrone.

I minerali fondamentali sono: feldspati, quarzo, biotite, muscovite. In quantità accessoria si rinvencono anche zircone ed apatite.

Affiorano, intercalati ai paragneiss a bande, nell'angolo nord-orientale del foglio in tutta la fascia compresa tra Cornetto di Confine e Corno Alto.

1.1.5. - *Paragneiss a bande* (DPS)

Questa successione rocciosa è caratterizzata da un'ampia variabilità litologica. Essa è costituita infatti da un'alternanza da centimetrica a metrica (fino a plurimetrica) di: a) paragneiss da grigi a bruni, spesso minuti, a biotite, muscovite, quarzo e plagioclasio; b) micascisti da argentei a bruni a una o due miche, quarzo e plagioclasio; c) quarziti chiare lastriformi, sovente impure per la presenza di muscovite \pm feldspati; d) paragneiss minuti, chiari, quarzoso-feldspatici e muscovitici. Paragneiss e micascisti rappresentano i litotipi più diffusi. Le quarziti sono state cartografate separatamente dove raggiungono spessori di almeno 3-4 metri.

Nelle porzioni originariamente più pelitiche si osservano spesso granato e a volte staurolite. Tormalina, apatite, zircone, ilmenite, rutilo ed epidoto possono essere presenti come minerali accessori.

La scistosità è generalmente piana e ben sviluppata, molto penetrativa nei litotipi più pelitici. In questi ultimi, data l'abbondante presenza di miche, si può non

di rado osservare un *crenulation cleavage* con scistosità di due generazioni. Ove siano presenti livelli centimetrico-decimetrici quarzosi o quarzoso-feldspatici all'interno di porzioni più pelitiche, si possono individuare pieghe isoclinali sradicate ripiegate a definire delle strutture di interferenza di tipo 2 (*sensu* RAMSAY, 1967) in cui è possibile osservare due scistosità: S_1 ed S_2 .

Quest'insieme di litologie potrebbe essere interpretato, pur con la dovuta cautela, come una spessa sequenza torbidity terrigena (Cambriano-Ordoviciano?) metamorfosata durante l'orogenesi Varisica, in cui sono ancora visibili, nonostante la deformazione tettonica e l'intensa ricristallizzazione, le alternanze che potevano costituire originarie sequenze a diversa granulometria.

Le zone di affioramento sono localizzate nella porzione di territorio ad est della Val Casies, dove vengono a contatto con gli ortogneiss tonalitici (SDC), e nella porzione ad occidente della Valle di Anterselva, dove sono a contatto con gli ortogneiss granitici (SDT).

1.1.6. - *Micascisti biotitici* (DSM)

Rocce a grana medio-fine, caratterizzate da una struttura scistosa piano-ondulata, di colore generalmente grigio-argenteo fino a marrone. La foliazione principale è crenulata e questo determina la comparsa di una lineazione per crenulazione sulle superfici di scistosità.

Caratteri tipici di questi scisti sono la costante abbondanza di muscovite e la presenza di porfiroblasti di granato, staurolite, plagioclasio e talora di cianite, nonché la ricchezza di inclusioni nei porfiroblasti, tale da impartire loro un aspetto cribroso, tendenzialmente peciloblastico. Fra i componenti principali assumono inoltre un ruolo fondamentale il quarzo, la biotite e talora la sillimanite, che nuclea direttamente ai bordi delle lamelle di biotite. La cianite può mostrare una deformazione legata a *kink-bands* e una retrocessione in sericite, la staurolite può essere pseudomorfosata da sericite \pm clorite, il granato e la biotite vengono a tratti sostituiti da clorite. I minerali accessori sono costituiti da tormalina, apatite, zircone, ilmenite e rutilo.

L'abbondanza di muscovite e la sua grana medio-grossa conferiscono spesso a queste rocce un caratteristico aspetto argenteo.

I micascisti biotitici affiorano alternati ai paragneiss a bande (DPS) nella zona ad ovest della Valle di Anterselva, ed in due fasce subparallele ad andamento NE-SW e di spessore di alcune centinaia di metri nella zona di Prati alla Fontana e a nord di Monte di Tesido. In particolare in quest'ultima area essi costituiscono la fascia di separazione tra gli ortogneiss granitici (ad ovest) e quelli tonalitici (ad est).

1.1.7. - *Quarziti (SDQ)*

Livelli e bande di quarziti bianche, potenti al massimo qualche decina di metri, intercalate all'interno dei paragneiss a bande. Le quarziti hanno andamento concordante con i piani di scistosità delle rocce incassanti, e presentano talora delle zonature grigiastre, corrispondenti a livelletti di natura quarzoso-feldspatico-micacea. Al contatto con i paragneiss, non di rado le quarziti diventano micaee, passando anche a veri e propri scisti quarziticci.

Le quarziti presentano una struttura da isotropa a foliata, colore bianco o grigio chiaro e talora delle bande grigiastre più scure, corrispondenti a livelli impuri in cui si rinvengono oltre al quarzo anche plagioclasio, muscovite e raramente granato.

1.1.8. - *Marmi (SDR)*

Livelli di marmi generalmente grigiastri sono intercalati ai paragneiss a bande. Sono costituiti da porzioni carbonatiche entro le quali si rinvengono intercalazioni più pelitiche. Queste intercalazioni, fortemente deformate e ripiegate, possono formare anche veri e propri livelli filladici. I marmi rappresentano livelli calcarei impuri di colore grigio chiaro, con struttura da isotropa a blandamente foliata, hanno spessore massimo di due o tre metri. Contengono calcite e subordinati quarzo, plagioclasio, actinolite, epidoto, titanite.

Nell'area del foglio è presente un unico livello associato a quarziti nella zona dell'Alpe di S. Silvestro.

1.2. - UNITÀ DEL THURNTALER

Si tratta di un complesso filladico affetto da metamorfismo varisico riferibile a sequenze paleozoiche prevalentemente siluriane. L'unità affiora a nord di Sesto - S. Candido in una zona triangolare compresa tra le coperture mesozoiche del Drauzug a sud e l'unità di Anterselva a nord. Dalle prime è separata dalla linea della Drautal ad andamento E-W, mentre la linea del Cornetto di Confine ad andamento NE-SW, la separa dall'unità di Anterselva. L'unità del Thurntaler presenta un metamorfismo, di età varisica in facies degli scisti verdi, zona della clorite, con carattere barico di bassa pressione (SASSI & SPIESS, 1992).

1.2.1. - *Filladi* (THF)

Filladi e filloniti rappresentano la litologia largamente dominante all'interno dell'unità del Thurntaler affiorante nel foglio Dobbiaco, essendo le altre litologie, successivamente descritte, presenti solo come occasionali intercalazioni.

Le rocce a grana fine, appartenenti a questi litotipi, presentano una scistosità da piana ad ondulata. Sono rocce facilmente sfaldabili, costituite da livelli massicci, ricchi di lenti e bande di quarzo, alternati a livelli più ricchi in fillosilicati. Il colore è variabile da grigio scuro a chiaro, in funzione dei minerali presenti. Lungo i piani di scistosità si possono notare delle patine rossastre dovute ad ossidi e idrossidi di ferro. La componente granoblastica, costituita sostanzialmente da quarzo, e in minima parte da albite, è predominante su quella lepidoblastica. I minerali fondamentali sono: quarzo, albite, muscovite, biotite, clorite, granato. I minerali accessori sono: ilmenite, ematite, zircono, apatite, tormalina, minerali opachi.

Nella zona del Cornetto di Confine affiorano alcune fasce in cui la roccia presenta diversi clasti quarzosi allungati, di forma amigdaloidale o più raramente subsferica, con dimensioni variabili fino a 3-4 cm. La distribuzione di questi clasti non è omogenea, ma bensì in letti e bande. Essi risultano sempre costituiti da quarzo bianco latteo; non sono mai stati osservati frammenti litici. La roccia è sempre interessata da numerosi piani di taglio e presenta una distinta cariatatura sulle superfici esposte, con formazione di patine rossastre dovuta anche alla presenza di calcite tra i minerali presenti. Tali livelli erano stati interpretati come "metaconglomerati" da SASSI & ZANFERRARI (1972) e ritenuti la testimonianza di una discordanza paleozoica (post orogenesi Caledoniana) tra la successione del Thurntaler e quella del basamento di Anterselva. Noi riteniamo invece che tali fasce rappresentino delle zone di taglio alpino. La deformazione di taglio ha causato nella roccia la formazione delle strutture sopra descritte come già messo in evidenza da HEINISCH & SCHMIDT (1976).

1.2.2. - *Scisti verdi* (THC)

Sottili intercalazioni all'interno di THF presenti solo nella zona del Cornetto di Confine. Trattasi di scisti cloritico-anfibolico-epidotici spesso carbonatici, generalmente a grana minuta e di colore verdastro, caratterizzati da una distribuzione in letti dei componenti mineralogici fondamentali.

1.2.3. - *Quarziti (THQ)*

Intercalate alle filladi troviamo sovente delle quarziti compatte di colore grigio. Danno origine a banchi di potenza metrica, generalmente privi di giunti di stratificazione e di scistosità; solo raramente hanno spessore cartografabile.

1.3. - COPERTURA MESOZOICA DEL DRAUZUG

Relitti di sedimenti triassici dell'Austroalpino superiore affioranti molto frammentariamente in una ristretta fascia a contatto con il Lineamento Periadriatico. La frammentaria sequenza si estende dagli strati di Werfen fino alla Dolomia Principale ed è correlabile alla successione del Drauzug che affiora estesamente più ad est.

1.3.1. - *Werfener Schichten (WFH)*

Per Werfener Schichten (Strati di Werfen) si fa riferimento alle sequenze marino litorali del Triassico inferiore depostesi nel dominio Austroalpino e attualmente affioranti nelle Alpi Calceree Settentrionali e nelle Dolomiti di Lienz. Esse sono solo parzialmente equivalenti alla Formazione di Werfen delle Dolomiti. Le litofacies presenti nel foglio Dobbiaco sono costituite da carnirole arancioni, dolomie laminate e arenarie siltose e quarzose. Affiorano solo nel Rio Fosco (Val Casies) lungo La Linea della Pusteria, dove sono interessate da una forte deformazione con formazione di ampie fasce di cataclasite fine. Spessore in affioramento pochi metri.

Triassico inferiore

1.3.2. - *Formazione di Virgloria (VRG)*

È costituita da calcari micritici beige in strati spessi da alcuni centimetri al decimetro, privi di fossili, con tipica struttura bioturbata („calcare a *vermiculeur*“). Spessore: pochi metri nell'unico affioramento lungo il corso del Rio di Nesta presso Candelle.

Anisico

1.3.3. - *Formazione dell'Arlberg (ABF)*

Dolomicriti scure stratificate in strati spessi dal decimetro a molti decimetri, prive di fossili, affioranti presso il Rio Fosco (Val Casies) e presso il Rio di Nesso. Limiti superiore e inferiore: taglio tettonico e/o non affioranti. Spessore massimo in affioramento fino a 20 m.

?Ladinico - ?Carnico

1.3.4. - *Dolomia del Wetterstein (WET)*

Dolomie scure debolmente bituminose e dolomie chiare, ben stratificate con loferiti e stromatoliti. In sezione sottile si riconoscono singoli quarzi idiomorfi. A volte sono presenti intercalazioni di 60 cm circa di spessore di marne nere. Affiorano lungo il fondovalle della Valle S. Silvestro presso la località Costabella. Limiti superiore e inferiore non affioranti. Spessore in affioramento quasi 100 m.

?Anisico superiore - ?Carnico inferiore

1.3.5. - *Raibler Schichten (RBS)*

L'unico affioramento è presente presso la cappella di S. Silvestro ed è formato da carniole e breccie scure, sabbiose all'alterazione. Limiti superiore e inferiore non affioranti. Spessore in affioramento solo pochi metri.

Carnico

1.3.6. - *Hauptdolomit (HDP)*

Rappresenta la litologia maggiormente affiorante di tutta la successione mesozoica. La formazione è costituita da banchi di dolomia scura, leggermente bituminosa, spessi da alcuni decimetri fino ad un metro, localmente con stromatoliti. Nella porzione superiore sono presenti intercalazioni di laminiti sottili bituminose e piccole breccie ("membro di Seefeld", non cartografabile). È sempre presente una forte deformazione cataclastica con fratture riempite di calcite. Il limite inferiore con i Raibler Schichten non affiora; il limite superiore è assente per contatto tettonico con i paragneiss dell'unità di Anterselva e la fillade dell'unità di Thurntaler. Spessore in affioramento fino a 200 m.

Carnico superiore - Norico

2. - ALPI MERIDIONALI

(P. Gianolla, C. Morelli, C. Siorpaes e con contributi di C. Mazzoli, L. Peruzzo, G. Piccin, R. Sassi)

Il dominio delle Alpi Meridionali comprende un basamento metamorfico di basso grado originatosi durante l'Orogenesi Varisica, ed una successione sedimentaria in evidente discordanza su esso. La successione sedimentaria ha spessori totali di oltre 5000 metri e comprende rocce carbonatiche, terrigene e miste di età compresa tra il Permiano ed il Miocene.

2.1. - BASAMENTO METAMORFICO: UNITÀ DI BRESSANONE

Il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali affiora estesamente nel settore centro-settentrionale del foglio Dobbiaco, formando una fascia continua allungata EW dello spessore di circa 6 km che si riduce verso 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.*); nel settore ricadente nel foglio Dobbiaco sono assenti le intrusioni plutoniche e i filoni di età permiana che la caratterizzano più ad occidente. Nell'area del foglio sono presenti le seguenti litologie: filladi quarzifere (BSS), quarziti muscovitiche (BSQ), metavulcaniti acide (BSI), metagranitoidi (BSI_b), metasiltiti e metapeliti (BSW) e rare intercalazioni di cloritoscisti (BSH) e calcimiloniti (BSK).

2.1.1. - *Fillade quarzifera* (BSS)

Le rocce cartografate sotto questo nome costituiscono la gran parte del basamento metamorfico sudalpino affiorante nell'area del foglio. Si tratta di sequenze litologicamente varie a scala centimetrica, ma monotone a scala maggiore in quanto i litotipi prevalenti sono delle filladi quarzifere, a volte granatifere, ad una o due miche, non di rado cloritiche. Le innumerevoli eterogeneità litologiche derivano dal fatto che trattandosi di prodotti metamorfici di originari sedimenti argilloso-arenacei i rapporti quantitativi tra i componenti mineralogici principali variano entro ampi intervalli: per questo motivo si possono avere da un lato rocce costituite quasi esclusivamente da mica chiara, dall'altro rocce quarzitiche e/o paragneissiche ricche in plagioclasti. Localmente, anche la calcite diventa componente importante. Queste variazioni compositive avvengono con notevole frequenza sia in senso verticale che orizzontale: gli spessori dei livelli litologicamente omogenei sono generalmente dell'ordine di pochi millimetri fino al centi-



Fig. 8 - Affioramenti tipici di filladi quarzifere del foglio Dobbiaco con occasionale presenza di livelli nerastri grafitici; da notare la presenza di livelli di quarzo bianco lattiginoso sia concordanti con la scistosità che discordanti.

metro, e meno frequentemente fino al metro.

Il litotipo prevalente è molto fissile, in quanto dotato di una fitta scistosità (piana, ondulata o finemente pieghettata). È inoltre spesso visibile almeno una lineazione. Il colore può variare, da grigio scuro a grigio chiaro, argenteo o verdastro a seconda dei minerali scistogeni prevalenti, per arrivare ad un grigio-bianco per i litotipi poveri in fillosilicati e ricchi in quarzo.

La grana è piuttosto minuta. Molto comuni sono vene, in generale concordanti, ma anche discordanti, di quarzo bianco lattiginoso la cui potenza raramente supera il metro e la cui lunghezza è al massimo di pochi metri (Fig. 8). Entro la sequenza filladica e le sue intercalazioni quarzitiche, a volte la sostanza carboniosa diventa abbondante, nel qual caso si passa a filladi nerastre.

Le filladi sono caratterizzate da una paragenesi a quarzo, muscovite (e/o sericite), clorite, albite, \pm biotite, ilmenite e rari granati, grafite e calcite. I minerali accessori sono costituiti da tormalina, apatite, zircone, epidoto e più raramente titanite. In alcuni campioni l'analisi al microscopio ottico ha consentito di mettere in evidenza scie di inclusioni di minerali opachi all'interno di porfiroblasti di granato e albite. Tali inclusioni definiscono una scistosità interna (S_1), rettilinea o debolmente ondulata, ad alto angolo rispetto a quella principale esterna ai porfiroblasti (S_2). A volte la scistosità principale presenta una debole crenulazione

con sviluppo incipiente di una ulteriore anisotropia planare (S3), discontinua e poco marcata.

Il rinvenimento di acritarchi, nelle filladi affioranti a Col di Foglia, vicino Agordo, ha permesso di stabilire un'età di sedimentazione compresa fra il Cambriano inferiore e l'Ordoviciano inferiore (Tremadociano) (SASSI *et alii*, 1984; KALVACHEVA *et alii*, 1986), mentre, più recentemente DIENI *et alii* (2005) riportano età di sedimentazione siluriane (Llandovery medio) sulla base di resti di graptoliti rinvenuti in filladi affioranti nella zona di Agordo.

2.1.2. - *Quarziti (BSQ)*

Sono formate da livelli e banchi di quarziti grigie con potenza metrica. Le quarziti presentano talora delle zonature grigiastre, corrispondenti a livelletti di natura quarzoso-feldspatico-micacea. Queste bande disegnano a volte pieghe ripiegate che testimoniano le vicissitudini tettoniche subite dalla roccia. Sono inoltre presenti quarziti nere, carboniose, moderatamente micacee. In sezione sottile si osserva che la componente granoblastica è molto abbondante, mentre i livelli ricchi in mica sono molto sottili e spazati. I minerali fondamentali sono quarzo, muscovite (a volte sericitica) e clorite; tra gli accessori si osserva tormalina, rutilo, opachi, apatite e zirconio.

2.1.3. - *Metasiltiti e metapeliti (BSW)*

Si tratta di metasiltiti e metapeliti di colore da grigio a marroncino con screziature verdi e rosse talora a carbonato. La roccia è a grana estremamente fine con granulometrie variabili ma raramente maggiori di 0,2 mm e presenta le superfici di scistosità opache. Al microscopio si riconoscono granuli submillimetrici di quarzo e rari feldspati, sericite e clorite. A volte si osserva una suddivisione millimetrica in letti a prevalenza di quarzo ed altri fillosilicati. Il quarzo è presente con granuli singoli di forma per lo più irregolare ad estinzione ondulata. Queste litologie sono spesso di difficile differenziazione sul terreno presentando contatti graduali con le filladi quarzifere: sono state riconosciute nel settore orientale in una ristretta fascia a ridosso del Lineamento Periadriatico.

2.1.4. - *Cloritoscisti (BSH)*

Sono costituiti da metabasiti (o metamarne?) in facies degli scisti verdi, per lo più in locali e modeste intercalazioni concordanti con le metasiltiti e metapeliti.

La roccia è costituita da scisti cloritico-epidotici, a volte attinolitici e cloritoscisti con grana generalmente finissima e colorazione grigio-verde. Al microscopio tali scisti sono costituiti da quarzo, clorite, sericite, carbonati ed epidoto. Fra gli scisti verdi, meritano di essere ricordati quelli che affiorano in una intercalazione fino ad una decina di metri particolarmente persistente a nord di Dobbiaco tra la Valle del Rio S. Silvestro ed il Rio Fosco.

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

Queste metamorfite formano delle intercalazioni plurimetriche concordanti all'interno delle filladi quarzifere e sono riferibili ad un originario litotipo vulcanico e/o vulcanoclastico di composizione da riolitica a riocacitica. Gli affioramenti più consistenti sono presenti subito a nord di Dobbiaco nella Valle di S. Silvestro, dove è presente un corpo di circa sessanta metri costituito per lo più da metavulcanoclastiti a diversa granulometria.

Le metavulcaniti si presentano da blandamente foliate fino a scistose; la scistosità è generalmente piana, e talora conferisce a queste rocce una fissilità in blocchi lastroidi. Si tratta di rocce di colore grigio-rossiccio povere in fillosilicati e ricche in porfiroclasti di quarzo e subordinatamente di feldspati. Tali cristalli pre-metamorfici sono visibili ad occhio nudo quando raggiungono dimensioni superiori al millimetro (fino a 1 cm), spiccando sul fondo minuto della roccia. Più spesso la dimensione dei porfiroclasti è submillimetrica e la distinzione sul terreno dalle filladi circostanti risulta difficoltosa.

Al microscopio la roccia presenta una evidente tessitura occhiadina con porfiroclasti idiomorfi e di K-feldspato, plagioclasio e quarzo, che spiccano su di un fondo più omogeneo foliato ed a grana minuta, costituito da quarzo, feldspati, sericite/muscovite, biotite e clorite \pm epidoto e carbonati.

Il chimismo degli elementi maggiori indica un carattere prevalentemente acido e peralluminoso delle originarie vulcaniti. La geochimica degli elementi in tracce delle metavulcaniti è in accordo con un'origine anatectica di questi magmi. L'alto contenuto in Ba e Rb, i bassi contenuti di Zr, Nb, Y, Hf, Ta e Th ben si spiegano in un ambiente di anatessi crostale.

L'età dei protoliti viene attribuita all'Ordoviciano Inferiore, vista la similitudine con i "porfiroidi" del Comelico, affioranti più ad est, per i quali era stata ipotizzata un'età ordoviciano da FLAJS & SCHÖNLAUB, (1976) e SCHÖNLAUB (1979), precisata poi dalle datazioni radiometriche di MELI & KLÖTZLI (2001) e MELI (2004) con metodo U/Pb su zircone a circa 480 Ma.

2.1.5.1. - Metagranitoidi (**BSI_b**)

Si tratta di rocce molto dure a struttura gneissica e porfiroclastica, di colore tendenzialmente grigio con locali riflessi leggermente celesti. Su questa colorazione di fondo spiccano vistosi porfiroclasti di colore bianco o rosa chiaro che caratterizzano questo litotipo (Fig. 9). Questi ultimi possono avere diametro anche di 4 cm circa. I metagranitoidi si rinvencono in banchi discontinui di potenza fino a metrica, in due lenti affioranti nella parte occidentale del foglio presso Bagni di Pervalle e presso Monte di Braies.

La presenza di queste litologie intercalate nelle filladi quarzifere dell'unità di Bressanone è stata già segnalata anche poco più ad ovest presso Plan de Coronas (DEL MORO *et alii*, 1984) e più ad est in Val Digon (POLI & ZANFERRARI, 1994).

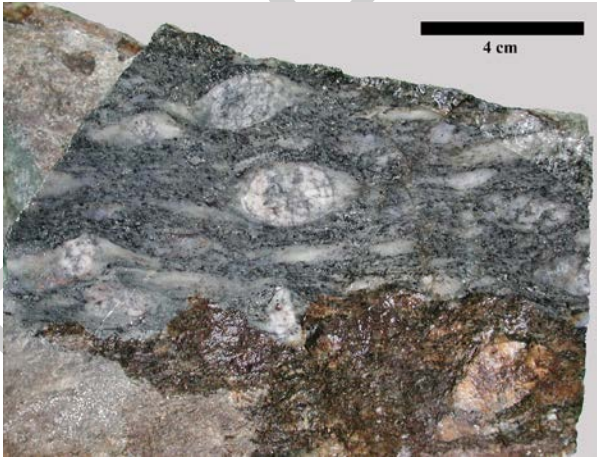


Fig. 9 - *Tipico aspetto dei metagranitoidi, caratterizzati dalla presenza di grandi porfiroclasti di feldspato potassico ed albite. I porfiroclasti di K-feldspato con le rispettive ombre di pressione sono generalmente orientati parallelamente all'andamento delle superfici S_2 .*

Al microscopio la foliazione principale è evidenziata dall'alternanza di bande lepidoblastiche, spesso discontinue, e di bande granoblastiche piuttosto spesse. Le prime sono costituite principalmente da muscovite, clorite e biotite, mentre nelle seconde abbondano quarzo e feldspati alcalini. I porfiroclasti con le rispettive ombre di pressione sono generalmente orientati parallelamente all'andamento delle superfici S_2 . I costituenti fondamentali sono: quarzo, biotite K-feldspato, albite, muscovite, clorite ed epidoto; come accessori si riconoscono rutilo, apatite, titanite, zircone e opachi.

I porfiroclasti sono costituiti per lo più da K-feldspato sia in individui singoli, che in aggregati policristallini dove risulta preservata l'originaria tessitura magmatica. Più raramente sono presenti anche porfiroclasti di plagioclasio (albite). Sempre in sezione sottile la biotite presenta per lo più colorazioni sul verde ed a

volte si riconoscono aggregati con contatti di tipo magmatico.

Queste caratteristiche suggeriscono per questa roccia un'origine pre-metamorfica di tipo magmatico. Probabilmente, date le caratteristiche petrografiche e la limitata estensione e spessore del litotipo, pensiamo possa trattarsi di originari filoni o piccoli laccoliti.

2.1.6. - *Calcimiloniti* (BSK)

Livelli carbonatici di spessore da decimetrico a metrico, costituiti da strati millimetrici grigio chiari e scuri a bande. Questa stratificazione è il risultato della deformazione duttile di un'originaria deposizione alternata calcare/marna. Spesso sono presenti pieghe isoclinali con fianco di piega smembrato. In sezione sottile la calcimilonite presenta grani di dolomia interessati da deformazione fragile. Questa litologia si rinviene in un orizzonte plurimetrico discontinuo presente immediatamente al contatto con la linea della Pusteria nella Valle di San Silvestro e su entrambi i lati della Valle di Anterselva nella zona di Rasun. Verso sud il contatto, dove visibile e non tettonico, è sempre con le metasiltiti e metapeliti (BSM). Litologie analoghe affiorano estesamente più ad est nel foglio 195 Sillian della Carta geologica 1:50.000 della Repubblica Austriaca (SCHÖNLAUB *et alii*, 2000) dove sono state attribuite ad originari sedimenti carbonatici siluriani e devoniani (vedi anche SCHÖNLAUB & FLAJS 1993).

2.2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-CENOZOICA

I primi prodotti della successione sedimentaria sono costituiti da conglomerati ed arenarie continentali di età permiana (conglomerato di Sesto e Arenaria di Val Gardena). La deposizione marina inizia con depositi di ambiente lagunare litorale dove è variabile ma sempre presente l'apporto di sedimento dalle terre emerse: la Formazione a Bellerophon è rappresentata da dolomie micritiche, terrose o vacuolari e calcari fossiliferi fetidi neri. L'ingressione marina è documentata da associazioni di facies da intertidali a marine poco profonde tipiche della Formazione di Werfen di età Triassico inferiore, che manifestano una chiara assenza di termini peritidali nel Griensbachiano (manca il membro di Andraz). A tetto dell'intera sequenza si osservano depositi carbonatici tipici di mare basso rappresentati dalla Dolomia del Serla Inferiore. Anche in questo caso l'unità mostra cambiamenti laterali di litofacies da dolomie, a dolomie siltose e siltoso pelitiche fino a dolomie vacuolari.

Le successive unità anisiche testimoniano sia una differenziazione della morfologia del fondale marino, con tassi di subsidenza molto variabili controllati dal-

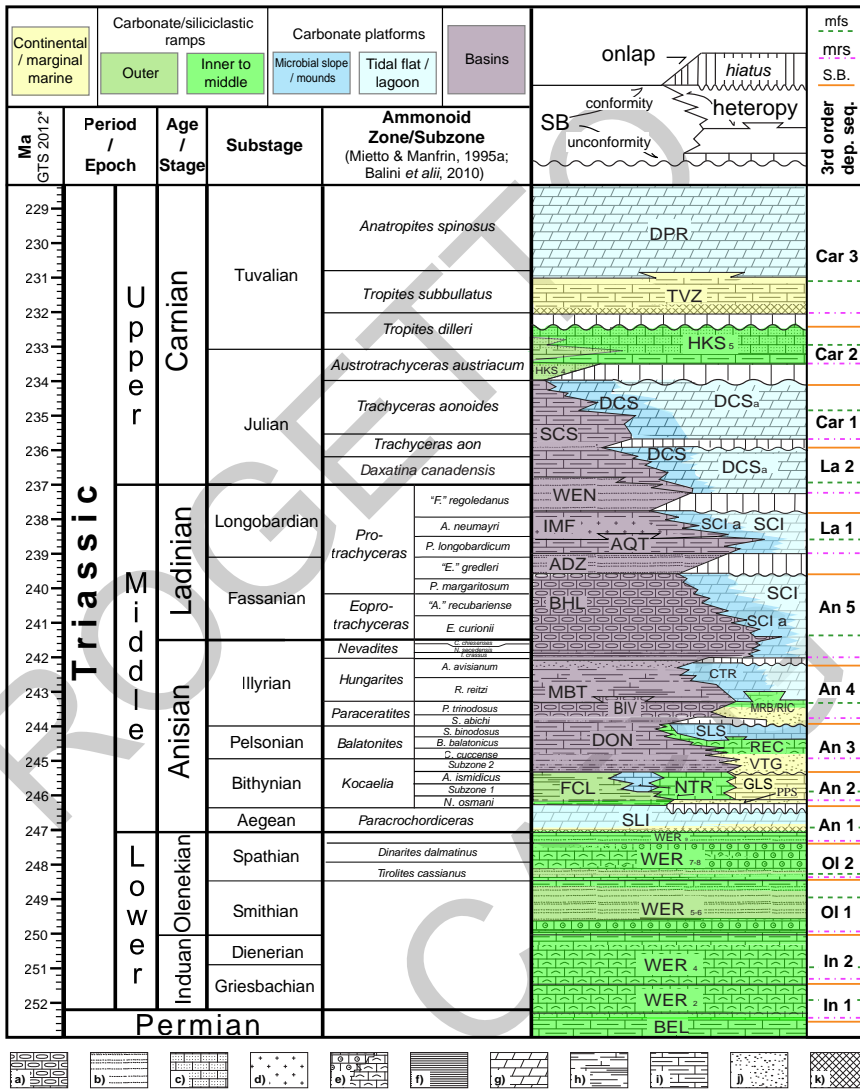


Fig. 10 - Rappresentazione schematica della successione permo-triassica affiorante nell'intera area delle Dolomiti di Braies e Sesto, notare che il conglomerato di Voltago (VTG) non affiora all'interno del foglio Dobbiaco. Età secondo la Global Time Scale 2012 (GRADSTEIN et alii, 2012) modificata dopo KENT et alii (2016) e WOTZLAW et alii (2017); abbreviazioni unità litostratigrafiche come nel testo. Principali litologie a) calcari a selce; b) arenarie; c) calcari arenacei; d) vulcaniti e vulcanoclastiti; e) calcari oolitico-bioclastici; f) calcari e/o dolomie laminati scuri, black shale; g) dolomie; h) marne e argilliti; i) calcari marnosi; j) conglomerati; k) evaporiti.

la tettonica, sia un assetto litostratigrafico controllato dalle variazioni relative del livello del mare. A tale proposito si possono distinguere più sequenze deposizionali culminanti con depositi di piattaforma carbonatica o con sedimenti bacinali laterali alla piattaforma stessa; inoltre verso occidente si riconoscono, alla base delle sequenze anisiche, unità conglomeratiche continentali (Fig. 10).

L'assetto delle susseguenti unità anisico-ladiniche e carniche è caratterizzato dall'esistenza di piattaforme ad alto rilievo aggradanti e progradanti su bacini a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica; le biocostruzioni si elevano con spessori importanti in tutta l'area del foglio Dobbiaco, e se verso ovest risultano molto ben riconoscibili perché in genere separate dalle corrispondenti successioni di bacino, nella porzione orientale, ove le piattaforme nucleano una sull'altra, si riscontrano pareti dolomitiche di oltre mille metri costruite da più piattaforme differenti sovrapposte tra loro (cf. Fig. 19).

Questa complessa paleogeografia del fondale marino si peneplanizza con la chiusura dei bacini durante il Carnico superiore e un ritiro generalizzato del mare fino alla deposizione di sedimenti fluviali, di piana alluvionale e di laguna.

Durante il Triassico superiore e il Giurassico inferiore si attestano condizioni di alto strutturale testimoniate da sedimenti di fondale basso prettamente marino; le importanti modifiche dell'assetto strutturale e geodimamico legate alla frammentazione di Pangea avvenute tra il Triassico superiore e il Cretacico inferiore, portano tutta l'area in condizioni di annegamento e pelagizzazione, con un mare che con il passare del tempo diviene man mano più profondo. Infine, la successione si chiude con il conglomerato di M. Parei, che fornisce informazioni sull'età relative delle deformazioni alpine di questo settore della catena.

Per un quadro complessivo dei rapporti stratigrafici tra le varie unità formazionali che si andranno di seguito a descrivere si veda lo schema riportato al lato della carta geologica.

2.2.1. - *Conglomerato di Sesto (CGS)*

Il conglomerato di Sesto affiora sul fondo della valle omonima, dal paese di San Candido lungo tutto il versante sud occidentale della Pausa Alta verso il paese di Sesto. Si può inoltre osservare sul versante settentrionale di Pra del Piano a sud di Dobbiaco e sui versanti meridionali di Monte Colles e del Monte di Braies, e verso ovest in piccoli affioramenti alla Regola Brusada.

Bisogna qui precisare che nel presente foglio Dobbiaco all'interno del conglomerato di Sesto sono comprese tutte le facies conglomeratiche affioranti tra il basamento metamorfico e l'Arenaria di Val Gardena. Tale scelta è motivata dall'impossibilità oggettiva di separare all'interno della sequenza conglomeratica le porzioni pre-vulcaniti permiane da quelle post. Infatti dai rilevamenti eseguiti

risulta che le differenti varietà, distinguibili in base a colore della matrice e composizione dei clasti (presenza di vulcaniti e carbonati), non sono assolutamente ordinate in modo stratigrafico come invece ritenuto da DAL CIN (1963; 1972) ma piuttosto distribuite spazialmente in modo differente da zona a zona.

Inoltre, in contrasto con gli autori precedenti (VENTURINI *et alii*, 2006; NERI, 2007a) riteniamo che tale unità non rappresenti la base del ciclo dell'Arenaria di Val Gardena, ma un equivalente laterale del Gruppo Vulcanico Atesino (GA) affiorante più ad occidente. Ricordiamo che i recenti rilievi Carg (Fogli 026, 013, 043 e 060) hanno evidenziato come all'interno del GA sono presenti almeno 4 maggiori intercalazioni clastiche sedimentarie distribuite a varie altezze stratigrafiche e distinguibili solo sulla base delle formazioni vulcaniche che le delimitano. Il conglomerato di Sesto potrebbe rappresentare tutte o solo parte di tali intercalazioni come testimoniato più ad est (M. Covolo e Danta) dalla presenza di intercalazioni di vulcaniti primarie (ignimbriti).

Inoltre, pur non visibile alla scala dell'affioramento, una discordanza tra il conglomerato di Sesto e l'Arenaria di Val Gardena è ipotizzabile sulla base degli spessori delle due unità; il primo presenta massimi (400 m) nella zona di San Candido per poi diminuire costantemente verso W fino a scomparire del tutto oltre la valle del Rio Brusá, mentre la sovrastante Arenaria di Val Gardena presenta spessori costanti di circa 250 m (vedi schema stratigrafico a margine della carta).

Il conglomerato di Sesto è costituito da prevalenti conglomerati di colore rosso o grigio a tessitura da *clast-supported* a *matrix supported* (Fig. 11). I clasti di dimensioni dal centimetro al decimetro sono di composizione quasi esclusivamente metamorfica con prevalenti filladi e quarzi (arrotondati) e subordinati micascisti; sono presenti rari silicoclasti, saltuarie plutoniti ed ancor più rari clasti carbonatici, che si rinvencono soprattutto negli affioramenti orientali. I clasti carbonatici aumentano sensibilmente oltre il limite del foglio e tra essi sono presenti anche clasti a fusulinidi del Sakmariano, parte bassa del Permiano inferiore (FLÜGEL &

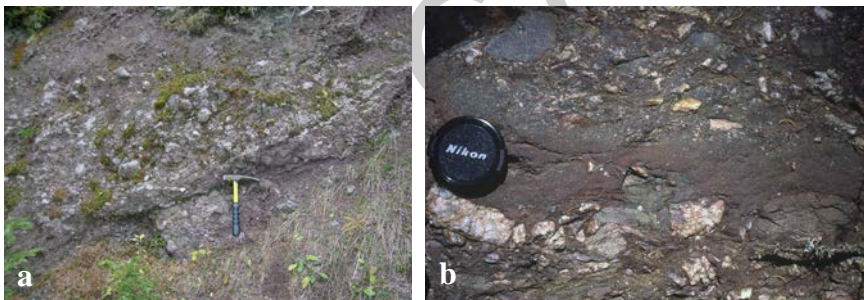


Fig. 11 - Conglomerato di Sesto: a) strati massivi poco selezionati (San Candido); b) particolare in cui si evidenzia la prevalenza di clasti di basamento e il diverso colore che può assumere la matrice arenitica.

KRAUSS, 1986). A luoghi sono presenti clasti di vulcanite di composizione dacitica-riodacitica in genere concentrati in tasche e lenti di alcuni metri di spessore. La matrice è costituita da arenaria da rossa a marrone, grossolana, quarzosa micacea.

I conglomerati sono organizzati in spessi strati massivi; a luoghi è anche possibile osservare una embriatura dei clasti che permette di ricavare indicazioni di paleocorrenti di provenienza orientale.

L'unità è priva di fossili.

Il limite inferiore è erosivo e discordante sui terreni metamorfici del basamento Sudalpino. Da ovest verso est l'unità mostra variazioni importanti dello spessore che passa da 0 a circa 400 metri.

L'ambiente è continentale e riferibile a conoidi alluvionali (*alluvial fan*) depositi in un clima da caldo ad arido, in cui un ruolo importante veniva giocato dall'evaporazione, che spesso non permetteva ai corsi d'acqua di sfociare a mare, e consentiva la formazione di conoidi terminali (*terminal fan*) continentali.

Permiano inferiore *p.p.*

2.2.2. - Arenaria di Val Gardena (GAR)

La formazione dell'Arenaria di Val Gardena affiora da ovest verso est sui versanti settentrionali della Cima Prato Lungo, Monte di Braies e M. Colles, e si estende sul Pra del Piano fino alla località di Rienza nel Comune di Dobbiaco, in sinistra idrografica del corso d'acqua omonimo. Ulteriormente verso est, si osserva in affioramenti discontinui da Dobbiaco, lungo il versante destro del F. Drava, fino ai Bagni di San Candido in Valle di Sesto.

Questa unità è stata rivisitata dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico da MASSARI *et alii* (1988, 1994), MASSARI & NERI (1997) e da ultimo formalizzata da NERI (2007a) per il Servizio Geologico. Per tali Autori si tratta di una successione di *red beds* continentali, relativamente continui dalla Lombardia alla Slovenia, riferibili a depositi che "aprono" il ciclo trasgressivo permo-triassico. Sempre NERI (2007a) puntualizza che ad est della Val d'Adige, e quindi anche nell'area del foglio "Dobbiaco", "*i red beds continentali inquadrati nell'Arenaria di Val Gardena sono intimamente interdigitati con la Formazione a Bellerophon, costituita da evaporiti fosfatiche e carbonati di acque basse*".

L'unità è composta da arenarie (litareniti feldspatiche ed arcose litiche) da rosse a rosso brune, da grossolane a fini, e siltiti di colore da beige a grigio. A luoghi possono essere presenti microconglomerati alla base degli strati mentre verso il tetto prevalgono le granulometrie più fini fino alle peliti: in questo caso dominano i colori sul rosso. I clasti sono rappresentati principalmente da quarzo metamorfico, poche filladi e micascisti.

Gli strati, da spessi a molto spessi, in genere compatti, possono presentarsi

massivi o con presenza di una laminazione parallela mal definita, mentre più di rado sono presenti laminazioni incrociate, anche a festoni. Nelle porzioni superiori dell'unità si osservano anche paleosuoli calcarei.

Lo spessore totale della formazione si attesta tra 200 e 250 metri.

Il limite inferiore è paraconcordante con CGS o inconforme nella parte più occidentale del foglio, al monte Cima Prato Lungo, con il basamento cristallino.

L'ambiente è riferibile ad una piana alluvionale continentale con canali intrecciati che evolvono in un sistema meandriforme.

Permiano superiore *p.p.*

2.2.3. - *Formazione a Bellerophon (BEL)*

La Formazione a Bellerophon, come definita da ACCORDI (1956), comprende un'unità inferiore evaporitica ed una unità superiore carbonatica; quest'ultima era stata nominata "*Bellerophonkalk*" da HÖRNES (1876) e "*Calcarea a Bellerophon*" da MERLA (1930a). Successivamente l'unità è stata ampiamente rivista (MASSARI *et alii*, 1994, MASSARI & NERI, 1997, NERI & POSENATO, 1999; FARABEGOLI *et alii*, 2007) e formalizzata da NERI (2007b), che nelle linee generali ha individuato, nelle Dolomiti Orientali, tre associazioni di litotipi, che si succedono dal basso verso l'alto:

- dolomie più o meno marnoso-siltose alternate a marne e peliti, di colore da grigio chiaro a nero, con associazioni macro e microfossilifere tipiche di ambienti ristretti (*Bakevella sp.*, *Glomospira*, *Earlandia*);
- evaporiti solfatiche (gesso, anidrite), di colore bianco, in set di spessore variabile da pochi decimetri a 4-5 m, con laminazione parallela a scala millimetrica-centimetrica risultante dalla fitta alternanza di lamine di gesso e di lamine dolomitiche e/o marnose nere;
- calcari scuri in strati da centimetrici a decimetrici, con giunti ondulati o planari, a volte con interstrati marnosi nerastri; sono costituiti principalmente da *wackestone* e *packstone* bioclastici, a lamellibranchi, ostracodi, alghe calcaree e foraminiferi; sono localmente presenti orizzonti decimetrici di dolomie chiare con tracce fossili verticali (interpretate come tracce di radici da MASSARI *et alii*, 1994).

La Formazione a Bellerophon è presente in una fascia continua allungata ovest-est nella parte mediana del territorio del foglio "Dobbiaco", rispettivamente a sud di Malga Pratolungo, alla base della parete nord di Prà della Vacca, in modesti affioramenti nella valletta di Maso Brugger a sud del Monte di Braies, alla base di Costa Nella e a sud di Prà del Piano, a mezzacosta del versante che sale a Calvaria e Pausa Ganda, a sud dei Bagni di San Candido e lungo la strada forestale che si inerpica al Monte Gasella di Fuori, in valle di Sesto.

Nell'ambito del foglio Dobbiaco, nella porzione stratigraficamente più bassa, si riconoscono dolomie micritiche sterili a volte laminate, in strati centimetrici di colore grigio e nero intercalate a marne e peliti sempre di colore scuro con rari livelletti siltitici rossi. Di seguito si osservano alternanze di dolomie micritiche grigio-chiaro e dolomie terrose marroncine a luoghi vacuolari, che verso l'alto passano a marne scure e calcari neri (*wackestone*) fetidi, ricchi in foraminiferi. Le litologie sopra descritte possono essere organizzate in caratteristiche alternanze decametriche con orizzonti più competenti (calcari neri e dolomie micritiche) e orizzonti più teneri (dolomie terrose e marne). Non è presente invece la litofacies evaporitica gessosa che caratterizza la formazione nelle altre zone dolomitiche.

La stratificazione si presenta regolare da centimetrica a pluridecimetrica e nelle dolomie è frequente una laminazione millimetrica.

Lo spessore totale ricavabile si aggira intorno ai 150-200 metri.

Il limite inferiore con l'Arenaria di Val Gardena, anche se raramente esposto, è facilmente individuabile per il netto cambio di colorazione delle litologie dal rosso al grigio. Il passaggio è eteropico e graduale, e nel giro di qualche metro si passa dalle peliti e siltiti rosse di tetto dell'Arenaria di Val Gardena a livelli di peliti grigie o nere cui seguono le prime dolomie micritiche grigio nerastre appartenenti alla Formazione a Bellerophon.

Il contenuto fossilifero (cfr. LORETZ, 1874; STACHE, 1877, 1878; MERLA, 1930a; PIA, 1937; POSENATO, 1988, 1998) è dato da macrofauna a gasteropodi, fra cui il genere *Bellerophon* che ha dato il nome alla formazione; lamellibranchi, con *Aviculopecten*, *Towapteria*, *Permophorus*; cefalopodi, rappresentati essenzialmente dai nautiloidi *Tironautilus crux*, *Metacoceras sp.*, *?Neocycloceras sp.*, *?Germanonautilus sp.*. Gli ammonoidi sono pressoché assenti anche se DIENER (1897) riporta la presenza di *Paraceltites sextensis* nell'area delle Dolomiti di Sesto, ma senza indicazioni della posizione del fossile nella serie e del preciso contesto geografico, per cui ricerche successive non hanno potuto confermare il ritrovamento. Nella parte alta della formazione sono presenti anche brachiopodi (*Comelicania*). Tra i microfossili si trovano alghe calcaree, foraminiferi, ostracodi.

Le litofacies della Formazione a Bellerophon sono indicative di ambienti costieri e marini d'acqua bassa in un clima arido-semiarido; nella parte superiore dell'unità, la presenza delle facies schiettamente calcaree documenta la transizione ad un contesto deposizionale di rampa, con gradienti di subsidenza e profondità media dei fondali in progressivo e lento aumento da ovest ad est.

Permiano superiore *p.p.* (Changhsingiano *p.p.*).

2.2.4. - *Formazione di Werfen (WER)*

La Formazione di Werfen (PIA, 1937; BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; CASATI *et alii*, 1982; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; 1990; NERI & POSENATO, 1988; NERI, 2007c; NERI *et alii*, 2007; POSENATO, 2008b; HOFMANN *et alii*, 2015) affiora in una larga fascia orientata ovest-est, che segue grossomodo la base della cresta delle Dolomiti di Braies: in particolare è riconoscibile ai piedi delle pareti di Col Vallaccia a nord della Cascata dei Cacciatori, a M. Muro - Cima dei Colli Altì, lungo il crinale che collega il M. di Braies con Prà della Vacca e Maso Castello, sul fondo valle di Braies tra Braies di Dentro, Seminario e Ferrara di Braies, sulla Costa Nella - Monte dei Bagni, a Malga Fontana - Maso Troghe; infine affiora sul versante nord di Cima Nove tra Malga Casera di Calvaria - Pausa Ganda - Piccola Rocca dei Baranci e sul M. Gasella di Fuori al limite orientale del foglio "Dobbiaco".

L'unità costituisce un complesso litosoma in cui si riconoscono successioni di sedimenti carbonatici, terrigeni e misti.

Lo spessore totale è di circa 500 metri.

Permiano superiore *p.p.* (Changhsingiano *p.p.*) - Triassico inferiore *p.p.* (Olenekiano *p.p.*).

Nell'area del foglio "Dobbiaco", la Formazione di Werfen è stata suddivisa in 7 membri, raggruppati al 50.000 in tre unità informali per questioni di rappresentazione. Rispetto alle classiche successioni affioranti più ad occidente comprendenti 10 membri (NERI, 2007c) sono infatti presenti significative differenze, che sono di seguito elencate:

- non è presente il membro di Tesero, orizzonte oolitico dello spessore variabile da qualche metro alla decina di metri, che caratterizza il passaggio con la sottostante Formazione a Bellerophon in altre aree delle Dolomiti. Solo raramente si osservano alcuni strati oolitici decimetrici che non sono stati ritenuti sufficienti a definire l'orizzonte.
- manca il membro di Andraz: questo implica che i membri di Mazzin e Siusi, peraltro caratterizzati da litologie e facies sedimentarie piuttosto simili, sono saldati e di fatto difficilmente separabili dal punto di vista litostratigrafico.

2.2.4.1. - Membri di Mazzin e Siusi (WER_{2,4})

Questo intervallo si rileva in tutta la fascia di affioramenti visibili alla base delle Dolomiti di Braies e di Sesto e si riconosce per la presenza di calcari (*wackestone*) e calcareniti (*grainstone*) finemente bioclastici a ostracodi e lamellibranchi di colore da grigio a grigio scuro in strati centimetrico - decimetrici regolari, che

verso l'alto possono presentare intercalazioni di calcari siltosi grigi intensamente bioturbati (membro di Mazzin, WER₂); localmente, alla base, sono presenti rari livelli decimetrici di calcareniti oolitiche.

Superiormente (membro di Siusi, WER₄) si osservano alternanze di calcari micritici (*mudstone-wackestone*) grigio-beige anche marnosi, marne da grigie a rossastre che passano a luoghi a livelli rossastri di calcareniti oolitico-bioclastiche con microgasteropodi. Superiormente sono presenti anche arenarie di colore rosso e grigio in strati sovente amalgamati, con *burrows* attribuibili a *Diplocraterion*.

Il limite inferiore con la sottostante Formazione a Bellerophon è netto e posto in corrispondenza dei primi strati calcarenitici fini che sostituiscono le micriti e dove mancano le ricche faune a macroforaminiferi ben individuabili alla lente. Al passaggio inoltre la colorazione della roccia cambia da nero a grigio e alla percussione le rocce non emettono il caratteristico odore fetido della formazione sottostante. La distinzione tra i primi strati della Formazione di Werfen e le facies a calcari neri della Formazione a Bellerophon comunque non è sempre immediata sul terreno.

L'assenza del membro dolomitico-evaporitico di Andraz, come la mancanza di una decisa differenziazione litologica tra il membro di Mazzin e quello di Siusi non consente di mettere un limite chiaro tra di essi.

Il contenuto fossilifero è dato da ostracodi e lamellibranchi tra cui *Lingula* e *Claraia wangi-griesbachi* nella porzione basale, *Claraia clarai* in quella mediana e *Claraia aurita* in quella superiore.

L'ambiente corrisponde ad una piattaforma con fondali mediamente al di sotto della base d'onda "normale" (*fair-weather wave base*), ma frequentemente raggiunti e rimaneggiati dalle onde di tempesta, passante nella parte alta ad ambienti di piana inter-sopratidale.

2.2.4.2. - Oolite a Gasteropodi e membro di Campil (WER₅₋₆)

Sul terreno l'unità si riconosce in tutta la fascia alla base del versante settentrionale delle Dolomiti di Braies e di Sesto.

Si tratta di calcari marnosi grigi in strati da pluricentimetrici a pluridecimetrici laminati, alternati ai tipici livelli calcarenitici rossi (*packstone - grainstone*) a ooliti e microgasteropodi (*Gastropodenoolith* AUCT., LEPSIUS, 1876; WITTEMBURG, 1908), presenti però con spessori molto ridotti (dell'ordine del decimetro) (Fig. 12a); verso l'alto si osservano calcari arenacei e arenarie carbonatiche grigie laminate. Caratteristica è la presenza quasi costante di livelli di breccia intraformazionale a granulometria fine (Conglomerato di Koken) con spessori da 10 a 50 cm. Tali livelli sono costituiti da calcareniti in parte bioclastiche in cui flottano clasti di alcuni centimetri di diametro spesso embriati. I clasti sono composti

quasi esclusivamente da calcari marnosi di colore dal giallo ocra al marrone rosso. Tutta la successione descritta è ascrivibile al membro dell'Oolite a Gasteropodi (WER_5) comprendente quindi anche il conglomerato di Koken, che nel foglio Asiago invece è stato segnalato al tetto del sottostante membro di Siusi.

Seguono, verso l'alto, arenarie e siltiti micacee di colore rosso bruno in strati da decimetrici fino a metrici, a laminazione parallela e/o incrociata, alternate a marne siltose rosse con rare intercalazioni di calcareniti bioclastiche grigie gradate e laminate, il tutto attribuibile al membro di Campil (WER_6).

Il limite inferiore, quando visibile, con WER_4 è netto e posto alla comparsa delle facies subtidali a calcareniti bioclastiche (*shoreface*) al di sopra dell'intervallo inter-sopratidale a peliti rosse. Comunque, negli affioramenti del foglio "Dobbiaco", il membro dell'Oolite a Gasteropodi non presenta la caratteristica morfologia "a paretina" che si osserva nelle tipiche sezioni delle Dolomiti centro occidentali.

I fossili sono pochi e in genere mal conservati, quali *Eumorphotis hinmitidea* e, a tetto, *Costatoria subrotunda*.

L'ambiente può essere riferito ad una rampa marina di piattaforma sopra la base d'onda e con tardive possibili emersioni.

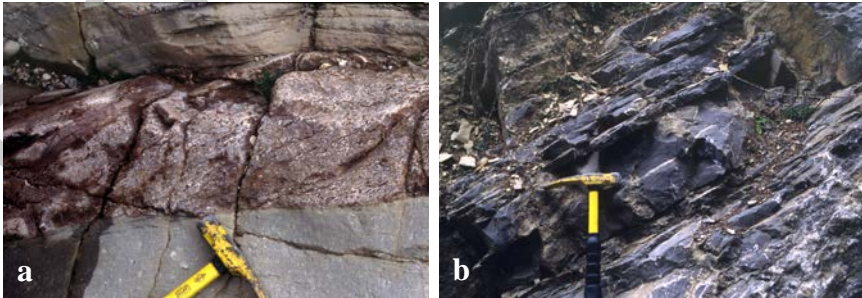


Fig. 12 - Formazione di Werfen: a) Calcareniti oolitiche rosse intercalate a calcari marnosi alla base dell'Oolite a Gasteropodi; b) Calcari micritici di colore grigio-bluastro, membro di Val Badia.

2.2.4.3. - Membri di Val Badia, Cencenighe e S. Lucano (WER_{7-9})

Tipicamente questi membri formano una parete di un centinaio di metri di spessore (membri Val Badia e Cencenighe) al disopra delle facies terrigene facilmente erodibili del sottostante membro di Campil, cui segue una cengia di estensione variabile (membro San Lucano). Gli affioramenti più significativi sono presenti ad E di Pra della Vacca, presso Maso di Castello, nell'incisione a N di Bagni di Braies Vecchia, ed in quella a N di M. Sues; nella zona orientale si hanno

buone e continue esposizioni nel versante a N di Cima Nove, presso Pausa Ganda e nell'incisione presso Alpe del Sasso (Valle di Campo di Dentro).

Si tratta di alternanze di calcareniti bioclastiche grigie laminate, calcari micritici di colore grigio-bluastro, calcari marnosi da grigi a beige e marne siltose laminate beige e rosse. Alla base la stratificazione, pur netta, è poco evidente e, data la predominanza delle litologie calcaree (Fig. 12b), sono frequenti le pareti compatte (WER₇). Superiormente si osservano marne, siltiti e subordinate arenarie, con intercalazioni di micriti, calcilutiti laminate e livelli calcarenitici decisamente laminati e verso l'alto fortemente bioturbati (piste di limivori), anche se mancano le facies di barra oolitica che generalmente caratterizzano il membro di Cencenighe (WER₈). La stratificazione è decimetrica fino a metrica e ben evidenziata dalla differenza di competenza tra i singoli strati, terrigeni e carbonatici. Nelle aree orientali del foglio "Dobbiaco", il membro di Cencenighe a tetto è caratterizzato dalla presenza di intercalazioni di arenarie rosse che preludono ai sedimenti tipici del membro di San Lucano. Quest'ultimo è caratterizzato da siltiti e peliti rosso vino, a luoghi verdi, con rade intercalazioni centimetriche di dolomie vacuolari giallastre ed arenarie fini in orizzonti decimetrici. Nella parte superiore, in sezioni ben esposte e facilmente accessibili, si osservano anche siltiti rossastre con evidenti *mud cracks*. La stratificazione è sottile e a tetto degli strati sono presenti *ripple* da onda.

I fossili più comuni sono *Dinarites*, *Tirolites cassianus*, *Neoschizodus* sp., *Eumorphotis* sp., *Turbo*, *Natiria costata*, *Costatoria costata* e *Turbo rectecostatus*.

Il limite inferiore con l'unità WER₅₋₆ è netto e posto alla comparsa dei primi strati calcarei e del cambio di colorazione da rosso a grigio beige; tra i membri del litosoma WER₇₋₉ i passaggi sono in genere gradualmente e non si osserva, come in altre aree, un evidente cambio litologico.

L'ambiente è quello di piattaforma da esterna ad interna sopra la base d'onda e fino a facies di emersione.

2.2.5. - *Dolomia del Serla inferiore (SLI)*

Si tratta di una unità calcareo dolomitica descritta per la prima volta proprio nell'area di Braies da PIA (1937) che la nominò *Unterer Sarldolomit*. Pur mantenendo il termine proposto da Pia, l'unità è stata negli anni più volte rivista da vari Autori (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; CASATI *et alii*, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000; VENTURINI *et alii*, 2006; NERI *et alii*, 2007). Questa formazione rappresenta un momento di grande uniformità nel contesto paleogeografico del Sudalpino, vista la sua presenza in tutta l'area dolomitica e la correlazione con la carniola di Bovegno ad ovest e con la

formazione di Lusnizza (ora membro di Lusnizza) ad est. Essa è la prima unità di piattaforma carbonatica che segue la sedimentazione mista terrigeno-carbonatica della Formazione di Werfen (GIANOLLA *et alii*, 1998; STEFANI *et alii*, 2010).

La dolomia del Serla inferiore affiora da ovest ad est alla base della parete settentrionale del Col Vallaccia, M. Muro e Cima dei Colli Altì, poco a nord della cima di M. Prà della Vacca, a Braies di Dentro (Maso di Castello), sul versante settentrionale del M. Riva, dal seminario di Braies ai Bagni di Braies Vecchia, lungo il versante settentrionale del M. Sues, nel canale di Malga Fontana, sopra il Lago di Dobbiaco su ambedue i versanti, poco sotto le cime di Calvaria, Pausa Ganda e Piccola Rocca dei Baranci ed infine sulla cima del M. Gasella di Fuori.

La classica facies dolomitica è costituita da dolomicriti chiare o grigio chiare, afanitiche, dolomie talvolta con *fenestras* e stromatoliti, livelli di dolomie a prevalenti oncoidi e peloidi. Possono essere presenti millimetriche intercalazioni di peliti verdastre e rossastre che sottolineano gli strati dolomitici. La stratificazione è regolare generalmente decimetrica, talvolta amalgamata in pacchi metrici; sono frequenti i giunti sfiloliticci. Le litologie descritte sono disposte in cicli peritidali *shallowing-upward*, in cui sono prevalenti le porzioni subtidali e peritidali mentre meno sviluppate sono le facies sopratidali.

Lo spessore è variabile tra 20 e 70 metri.

Il limite inferiore con il sottostante membro di Lusnizza è netto e paraconcordante.

I fossili sono alquanto scarsi, ma si rinvengono *Natiria costata*, *Bakevella costata*, foraminiferi dei generi *Glomospirella* e *Meandrospira* (*M. gigantea*, *M. dinarica*) e alghe.

L'ambiente è riferibile ad una estesa piana di marea carbonatica a moderata energia, con relativamente basso grado di differenziazione ambientale (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000).

Olenekiano superiore - Anisico inferiore.

2.2.5.1. - Membro di Lusnizza (SLI₁)

Il membro di Lusnizza è costituito da una litozona carbonatica caratterizzata da dolomie siltose e dolomie cariate presente nella porzione inferiore della formazione. Questa litozona diventa molto più spessa e diffusa nei comparti orientali del Foglio e più in generale del Sudalpino (ASSERETO *et alii*, 1968; PISA, 1974; CASATI *et alii*, 1982; VENTURINI *et alii*, 2006) dove sostituisce in toto la classica facies dolomitica peritidale della dolomia del Serla Inferiore. Nel Foglio Dobbiaco esso è presente con continuità da ovest ad est anche se generalmente risulta in gran parte mal affiorante. Gli spessori maggiori sono presenti ad est della Valle

di Landro dalla base della parete di C. Nove verso est fino a M. Gasella di Fuori.

Si tratta di prevalenti dolomie siltose in banchi metrici di colore grigio verdino o giallognolo, alternate a livelli di minor spessore di siltiti e dolomie cariate e livelli di peliti rosse e verdine. Sono presenti bioturbazioni, orizzonti a *tepee* e *ripple* da onda, soprattutto nella porzione stratigraficamente più alta.

Lo spessore è tra i 30-50 m nei settori più orientali del foglio “Dobbiaco”, è variabile tra 15 e 50 metri negli altri affioramenti (cf. ZÜHLKE, 2000).

Il limite inferiore con il membro di San Lucano (WER₉) della Formazione di Werfen è graduale, anche se piuttosto rapido.

Come fossili sono stati rinvenuti solo lamellibranchi.

Le associazioni di facies riconosciute sono riferibili ad una estesa piana di marea carbonatica, da sub-intertidale a sopratidale, con locali episodi evaporitici e apporti terrigeno-argillosi ancora presenti.

DIFFERENZIAZIONE PALEOGEOGRAFICA ANISICA

Il settore del foglio Dobbiaco, corrispondente alle Dolomiti di Braies (*Pragser Dolomiten*), è caratterizzato da successioni anisiche tra le più complete ed articolate dell'intera area del Sudalpino orientale. Esse sono anche in modo sostanziale confrontabili con quelle di Recoaro, come già era stato osservato da MOJISOVICS (1879) e ribadito, in anni più recenti, da DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993).

Le successioni anisiche dell'area di Braies sono state oggetto di numerosi studi, a partire da PIA (1937) che, nel contesto di una monografia geologica a carattere regionale (*Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*), diede notevole spazio alla stratigrafia anisica, istituendo nuove unità, quali:

- la *Unterer Sarldolomit* ovvero la “Dolomia del Serla inferiore”;
- i *Pragser Schichten*, comprendenti i depositi terrigeni e terrigeno carbonatici bacinali anisici in generale;
- la *Oberer Sarldolomit* ovvero unità di piattaforma anisiche;
- gli *Obere Peresschichten*, per indicare i livelli conglomeratici continentali intercalati nella *Oberer Sarldolomit*. Nel testo l'autore descrive ulteriori livelli conglomeratici, accorpendoli nei cosiddetti *Untere Peresschichten* (vedi PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE *et alii*, 1992).

Il lavoro citato contiene inoltre uno schema dei rapporti stratigrafici tra le unità anisiche che illustra i rapporti laterali tra piattaforme e bacini, tuttora condizionale nelle sue linee generali (Fig. 13).

Tra i lavori successivi va ricordata la fondamentale ricerca di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970), che ha notevolmente arricchito il quadro stratigrafico di PIA (1937), pur mantenendo molte unità in nomenclatura aperta: è riconosciuta l'importanza dei depositi conglomeratici più bassi, cui viene dato il nome di *Untere Peresschichten* (e così gli *Untere Peresschichten* di PIA (1937) diventano i *Mittle-*

Unterkreide	Mergel		
Oberjura	Rote Kalke		
Lias u. Rhät	Verena- Dachsteinkalk		Oberer Hauptdolomit
Norium			Hauptdolomit
Karnium	Plätzwiesschichten		Dürrensteindolomit
Ladin	Cassianer Schichten		Schlerndolomit
	Wengener Schichten		
	Buchensteiner Sch.		
Anisium	Pragser Schichten		Oberer Sarldolomit
			Unterer Sarldolomit
Skyth	Werfener Schichten		
Perm	Bellerophonkalk		
	Grödener Sandstein		
Kristallin	Quarzphyllit		

Fig. 13 - Schema dei rapporti stratigrafici in PIA (1937). In questo lavoro si introducono diverse unità litostratigrafiche che avranno grande impatto nella nomenclatura stratigrafica dolomitica.

re *Peresschichten*); è istituita una nuova unità carbonatica di piattaforma (*Algenwellenkalk*), precedente alla dolomia del Serla Superiore.

Una sistemazione litostratigrafica dell'Anisico delle Dolomiti di Braies viene proposta da DE ZANCHE *et alii*, (1992): l'impalcatura stratigrafica è sensibilmente diversa da quella proposta da BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) o CASATI *et alii* (1982), ma omogenizza la nomenclatura a quella in uso nel Sudalpino orientale, approccio seguito anche da altri autori se pur con sensibili differenze (p.e., SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; RÜFFER & ZÜHLKE, 1995; ZÜHLKE, 2000). L'approccio sequenziale consente di "mettere ordine" nella complessa litostratigrafia anisica (Fig. 10). Con tale approccio le successioni anisiche posteriori alla dolomia del Serla Inferiore sono state classificate da DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993) in quattro sequenze deposizionali (vedi anche NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010):

Sequenza An 2 (Bitinico *p.p.*): comprende alla base il Conglomerato del Piz da Peres cui seguono la formazione a *Gracilis* e i calcari scuri del Coll'Alto, ai quali si interdigita il corpo carbonatico di piattaforma denominato "Formazione del Monte Rite" (BOSELLINI *et alii*, 2003; NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010);

Sequenza An 3 (Bitinico *p.p.* -? Illirico basale): comprende il Conglomerato di Voltago, il Calcere di Recoaro, la formazione del Serla Superiore e l'equivalente bacinale di queste unità rappresentato dalla Formazione di *Dont p.p.*; nell'area del foglio "Dobbiaco", il Conglomerato di Voltago non affiora, ma è presente poco ad ovest nell'area del Piz da Peres (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993).

Sequenza An 4 (Illirico *p.p.*): comprende il Conglomerato di Richthofen, seguito dal Calcare di Morbiac e dalla Formazione del Contrin; gli equivalenti bacinali di queste unità di piattaforma consistono nella parte superiore della Formazione di Dont e nelle formazioni del Monte Bivera e dell' Ambata (*p.p.*).

Sequenza An 5 (Illirico *p.p.*-Fassanico *p.p.*): comprende la prima generazione di piattaforma carbonatica ad alto rilievo della Formazione dello Sciliar e in bacino, la parte superiore della Formazione dell' Ambata e la Formazione di Buchenstein.

Concludendo, per i rilievi geologici del foglio "Dobbiaco" è stata adottata la classificazione stratigrafica proposta in NERI *et alii* (2007) per il contiguo foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (Fig. 14): essa presenta il pregio di essere conforme con la nomenclatura adottata in altri settori del Sudalpino (p.e., FARABEGOLI *et alii*, 1977; 1985; CASATI *et alii*, 1982; BLENDINGER, 1983; DE ZANCHE, 1990; DE ZANCHE *et alii*, 1993; STEFANI *et alii*, 2010) e con la recente cartografia CARG dell'area dolomitica e non (VENTURINI *et alii*, 2006; AVANZINI *et alii*, 2007; 2010; 2012; BARBIERI & GRANDESSO, 2007).

Pia (1937)	Bechättdt & Brandner (1970)	De Zanche et alii (1992)	Senowbari-Daryan et alii (1993)	Gianolla et alii (1998)	Foglio 016 "Dobbiaco"	
Braies Dolomites	Braies Dolomites	W-Braies Dolomites	W-Braies Dolomites	Braies Dolomites		
Schlern Dm.	Schlern Dm.	Sciliar Dm.	Schlern Dm.	Sciliar Dm.	Sciliar fm.	
Buchensteiner Sch.)	Buchensteiner Sch.)	Livinallongo Fm.)	Buchenstein Fm.)	Livinallongo Fm.)	Buchenstein Fm.)	
Prager Schichten	Oberester Sarldolomit	Contrin Fm.	Contrin Fm.	Ambata Fm. / Contrin Fm.	Ambata Fm. / Contrin Fm.	
	Obere Peresschichten	Morbiac dark Lms. / Richthofen Cgm.	Morbiac dark Lms. / Richthofen Cgm.	Morbiac dark Lms. / Richthofen Cgm. / Bivera Fm.	Morbiac Lm. / Richthofen Cgm. / Bivera Fm.	
		Riffkalke	Upper Serla Fm.	Upper Serla Fm.	Upper Serla Fm.	
	Oberester Sarldolomit	"siltige Mergel und Knollenkalke"	Recoaro Lm.	Dont Fm. / Recoaro Lm.	Dont Fm. / Recoaro Lm.	
	Untere Peresschichten	Deltaschüttungn				
		Mittlere Peresschichten	Algenwellenkalke	Agordo Fm.		
			Voltago Cgm.	Voltago Fm.	Voltago Fm.	
		Unterer	Gracilis Fm.	Gracilis Fm.	Gracilis Fm. / carbonate platform	M. Rite fm. / Gracilis fm.
	Unterer Sarldolomit	Untere Peresschichten	Piz da Peres Cgm.	Piz da Peres Cgm.	Piz da Peres Cgm.	Coll'Alto dark lm. / Piz da Peres Cgm.
		Sarldolomit	Lower Serla Dolomite	Lower Serla Dolomite	Lower Serla Dolomite	Lower Serla dolomite
Werfener Schichten	Werfener Schichten	Werfen Fm.	Werfen Fm.	Werfen Fm.	Werfen Fm.	

Fig. 14 - Schema di confronto tra le nomenclature dai diversi autori per descrivere la complessa stratigrafia anisica dell'area.



Fig. 15 - Conglomerato di Piz da Peres: livelli conglomeratici in strati metrici alla base della parete nord di M. Muro.

2.2.6. - Conglomerato di Piz da Peres (PPS)

Questa unità è stata istituita da DE ZANCHE *et alii* (1992) e corrisponde alla facies conglomeratica individuata da PIA (1937) all'interno della *Unterer Sarldolomit*, agli *Untere Pereschichten* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970); ad essa corrisponde in parte il Conglomerato di Voltago come definito in PISA *et alii* (1979).

L'unità affiora solamente alla base della parete Col Vallaccia, M. Muro e Colli Alti e non si osserva più ad est di M. Prà della Vacca (cf. SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000).

Il Conglomerato di Piz da Peres è formato da conglomerati a ciottoli di dimensioni massime fino a qualche decimetro, per lo più arrotondati, anche se non mancano, nelle aree più occidentali, poco ad ovest del limite del foglio "Dobbiasco", le breccie, in matrice arenacea calcareo quarzosa e peliti e siltiti rossastre in più cicli *fining upward* sovrapposti; verso l'alto si osservano dolomie, dolosiltiti e peliti (Fig. 15). Tra i ciottoli prevalgono i litotipi derivanti dall'erosione della sottostante dolomia del Serla Inferiore e delle litologie più giovani della Formazione di Werfen.

I conglomerati sono ben stratificati in banchi fino a plurimetrici, sovente a base erosiva, mentre la stratificazione è più sottile nelle siltiti, peliti e dolomie. Si osservano in quest'ultime litologie anche laminazioni piano parallele e laminazioni incrociate da *ripples*.

Lo spessore varia da un massimo di 20 metri ad ovest, nell'area di Col Vallaccia fino a zero ad est di M. Prà della Vacca.

Il limite inferiore è erosivo sulla dolomia del Serla Inferiore. Il contatto è generalmente planare, ma talora sono presenti tasche erosive di dimensioni metriche, come visibile nell'area di Piz da Peres, poco fuori del limite occidentale del foglio "Dobbiaco".

All'interno della formazione non sono stati ritrovati fossili.

L'ambiente è riferibile ad un ambito fluviale (*braided*) o fluviale deltizio e costiero fino a marino marginale (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000).

Anisico inferiore (Egeico? - Bitinico *p.p.*).

2.2.7. - Formazione a *Gracilis* (GLS)

La formazione a *Gracilis* è stata definita da TORNUST (1901) emendata da BARBIERI *et alii* (1980) nel Recoarese, ma è stata riconosciuta in gran parte del Sudalpino (DE ZANCHE *et alii*, 1993; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; NERI *et alii*, 2007; AVANZINI *et alii*, 2010; 2012).

L'unità affiora o in parete o sui dossi tra quota 1.950 e 2.100 m s.l.m. alla base della cresta Col Vallaccia - M. Muro - Colli Alti, a M. Prà della Vacca, sul versante a sud del Seminario di Braies, presso il Rio Schade, a M. Riva, ad est dei Bagni di Braies Vecchia ed alla base della parete rocciosa nord ed est del M. Serla.

Si tratta di dolomie, dolomie silteose e biocalciliti chiare con sfumature verdastre e rosate alla frattura fresca, con intervallati episodi di siltiti ed areniti quarzose con mica; sono presenti anche dolomie bioclastiche (frequentemente tempestite), *dolowackestone* e brecce a clasti piatti dolomitizzate (cfr. ZÜHLKE, 2000). La stratificazione è sempre ben evidente con strati decimetrici piano paralleli fino a debolmente ondulati. Negli strati arenitici, di spessore fino a decimetrico, possono essere visibili base erosiva e una laminazione incrociata a basso angolo.

Lo spessore varia da zero nell'area orientale sotto la parete della C. di Sesto fino a circa 120 metri nelle altre aree del foglio "Dobbiaco".

Il limite inferiore è netto e paraconcordante con la dolomia del Serla Inferiore (SLI), transizionale rapido e lateralmente eteropico con il Conglomerato di Piz da Peres (PPS).

I fossili sono dati da lamellibranchi, gasteropodi, crinoidi e alghe Dasycladacee (*Oligoporella/Physoporella*); a SE del Prà della Vacca, all'interno di un intervallo tempestitico, è stato rinvenuto un ammonoide riferibile a *?Nicomedites* sp., che confermerebbe la tradizionale attribuzione al Bitinico della formazione.

L'ambiente è riferibile ad una rampa carbonatica omoclinale (dalla laguna alla rampa media) con modesti apporti terrigeni.

Anisico inferiore (Bitinico *p.p.*).

2.2.7.1. - Marne e dolomie marnose, dolomie cariate (GLS_a)

Ad est della Valle di Landro, in una fascia tra 1.500 e 2.000 m s.l.m. rispettivamente tra Calvaria, Pausa Ganda e Piccola Rocca dei Baranci, la formazione principale è sostituita da dolomie marnose di colore marrone grigio ad aspetto terroso e spesso brecciato, con veri e propri orizzonti cariatati ad aspetto spugnoso e livelli ed orizzonti più competenti costituiti da dolomie scure per lo più micritiche ben stratificate e con strutture stromatolitiche.

Le associazioni di facies sono riferibili ad una piana di marea carbonatica, da sub-intertidale a sopratidale, con locali episodi evaporitici in cui permane un apporto terrigeno fine. Si tratta di una litofacies molto simile a quella del sottostante membro di Lusnizza, precedentemente descritto, dalla quale spesso è separata sul terreno da un orizzonte di pochi metri di dolomie compatte stratificate.



Fig. 16 - Incisione in sinistra idrografica del Lago di Dobbiasco. Passaggio tra le dolosiltiti chiare e siltiti marronine appartenenti alla formazione a Gracilis e i calcari scuri e calcareniti ascrivibili ai Calcari scuri del Coll'Alto. Nella parte più alta la formazione del M. Rite.

2.2.8. - *Calcari scuri del Coll'Alto (FCL)*

Il nome deriva dal membro dei calcari scuri di Coll'Alto di PISA *et alii* (1979) e qui viene utilizzato nell'accezione di NERI *et alii* (2007).

La formazione affiora solamente nella porzione orientale del foglio "Dobbiaco", dal M. Serla al M. Gasella di Fuori, ed è visibile in parete o lungo alcuni canali di erosione.

Si tratta di calcari micritici (*wackestone*) scuri leggermente fetidi alla percussione e biocalcareni (*packstone*) scure ad alghe e frammenti di crinoidi, con livelletti di marne e peliti grigie. Localmente sono presenti calcari scuri (*wackestone-packstone*) con noduli di selce nera. Si osservano anche calcareniti ad alghe in strati massicci fino a un metro.

La stratificazione è sempre ben distinta in strati da centimetrici fino a pluricentimetrici, con giunti da piano paralleli ad ondulati.

Lo spessore varia da 0 a circa 100 metri.

Il limite inferiore è graduale ed eteropico con la formazione a Gracilis (Fig. 16), mentre è netto con le dolomie cariate del membro di Lusnizza nelle parti più orientali del foglio.

Il contenuto fossilifero è dato da alghe Dasycladacee (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), foraminiferi, ostracodi, lamellibranchi, gasteropodi, brachiopodi, frammenti di echinodermi.

L'ambiente è riferibile ad una rampa carbonatica di piattaforma al di sotto della base "normale" d'onda.

Anisico inferiore (Bitinico *p.p.*).

2.2.9. - *Formazione del M. Rite (NTR)*

La formazione, già descritta in dettaglio nelle note del foglio 026 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007) è un'unità carbonatica, prevalentemente microbiale, che assume le caratteristiche di *mounds* o di vera e propria piattaforma ad alghe, foraminiferi e *Tubiphites*, che viene annegata e ricoperta dalla Formazione di Dont oppure, negli alti strutturali, saldata a successive piattaforme anisiche.

Questa "piattaforma" documenta per la prima volta, dopo la crisi biologica al limite Permiano/Triassico, la ripresa degli organismi biocostruttori (BOSELLINI *et alii*, 2003; NERI *et alii*, 2007; STEFANI *et alii*, 2010) e anticipa quindi, di alcune biozone ad ammoniti, quanto finora noto in letteratura (SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993).

Nell'area di Braies e Sesto, la formazione del M. Rite coincide in parte con la *Hauptdiploporenkalk* e in parte con gli *Algenwellenkalke* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970); essa coincide ancora con la "not yet defined carbonate plat-

form” di DE ZANCHE *et alii* (1993; 1995) e GIANOLLA *et alii* (1998).

Questo corpo carbonatico si riconosce in tutto il foglio, poco sopra la base delle pareti della cresta Col Vallaccia - M. Muro, sulla cima di Prà della Vacca, lungo il versante settentrionale di M. Riva; essa sagoma inoltre il Sasso del Pozzo e il M. Sues, costituisce le porzioni inferiori delle pareti di M. Lungo, M. Serla, il Dosso, M. della Ferrara e si ritrova alla base della parete di C. Nove, C. Ganda, Piccola Rocca dei Baranci, C. di Sesto.

L'unità è costituita da dolomie e calcari dolomitici grigio chiari, calcareniti e calciruditi ad alghe e brachiopodi; localmente sono presenti *mounds* microbialitici ettometrici. La stratificazione è da pluridecimetrica a metrica, spesso amalgamata, talvolta con banchi massicci.

Lo spessore è compreso tra 0 e 200 metri.

Il limite inferiore è graduale ed eteropico sia con i termini della formazione a Gracilis che, a luoghi, con quelli della formazione dei calcari scuri del Coll'Alto.

I fossili sono dati da alghe Dasycladaceae (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), foraminiferi, frammenti di echinodermi, ostracodi, gasteropodi e brachiopodi.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una rampa carbonatica di piattaforma aperta con sviluppo e crescita di corpi biocostruiti.

Anisico inferiore (Bitinico *p.p.*).

2.2.10. - Formazione di Dont (DON)

Il termine è stato introdotto per la prima volta da MOJŠIŠOVICS (1882) come *Dontkalk*, per definire un intervallo terrigeno-carbonatico bacinale sottostante ai *Trinodosus Schichten*. Corrisponde a gran parte dei *Pragser Schichten* di PIA (1937), in parte agli “Strati a Trinodosus” in LEONARDI (1967), ai *Pragser Mergelsiltite* di BECHSTÄDT & BRANDNER, (1970) e ai *Braune, mergelige Kalke* di ASSERETO (1971). PISA (1972a, b) descrisse un'unità composita marnoso-calcareo nelle Alpi Carniche compresa tra due piattaforme carbonatiche, che chiamò “Calcari e marne varicolori”; in seguito PISA (1974) la suddivise in due unità distinte: la Formazione di Dont alla base e la formazione del Monte Bivera al tetto. In seguito l'unità è stata rivista da vari Autori (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BALINI, 1993; BALINI & NICORA, 1988), fino alla recente formalizzazione in DELFRATI *et alii* (2000).

La Formazione di Dont affiora estesamente nell'area del foglio “Dobbiaco” tra Col Vallaccia ad ovest e la Valle di Landro (Fosso Mosele a sud del M. della Ferrara) ad est. Sono esclusi il M. Serla e tutto il settore ad est della valle di Landro, in cui durante questo intervallo di tempo, si sviluppano e si accrescono le piattaforme carbonatiche attribuibili alla formazione del Serla Superiore. Gli



Fig. 17 - Prà della Vacca: parte alta della Formazione di Dont, siltiti e calcisiltiti, di colore nocciola fino a grigio, subordinate arenarie fini, alternate a calcari micritici grigi nodulari (foto Evelyn Kustatscher).

affioramenti più belli sono a M. Prà della Vacca, Rio Schade, M. Riva, Bagni di Braies Vecchia, Sasso del Pozzo, M. Sues.

Si tratta di prevalenti siltiti e calcisiltiti, di colore nocciola fino a grigio, subordinate arenarie fini, alternate a calcari micritici grigi nodulari (Fig. 17). Nella parte inferiore sono prevalenti siltiti e arenarie fini e localmente intercalazioni di corpi bio-calcarenitici ad alghe, verso l'alto si osservano calcari e calcari siltosi anche nodulari di colore da bruno a grigio e biocalcareniti (*packstone/grainstone*) a crinoidi, mentre la parte sommitale della formazione è caratterizzata ancora da un aumento deciso della componente terrigena e localmente sono presenti livelli di paraconglomerati.

La stratificazione è centimetrico decimetrica a giunti piani fino ad ondulati e nodulari; negli strati si riconosce una laminazione piano parallela.

Lo spessore è variabile e compreso tra 0 metri, nelle porzioni orientali del foglio "Dobbiaco" e 240 metri nell'area tra M. Prà della Vacca - Rio Schade.

Alla Formazione di Dont è stato accorpato il *Calcare di Recoaro* (REC), un'unità prevalentemente carbonatica affiorante dal limite ovest del foglio "Dobbia-

co” fino a M. Prà della Vacca ad est, tra la Formazione di Dont, con cui è in parte in eteropia e la formazione del Serla Superiore. DE ZANCHE *et alii* (1992) hanno proposto l’utilizzo di tale unità nelle Dolomiti di Braies per la somiglianza di queste successioni calcarenitiche con le successioni del Vicentino e del Cadore. Tale proposta, ma in parte con differente significato, è stata ripresa anche da SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1993) e ZÜHLKE (2000).

Si tratta di alternanze di biocalcareni (*packstone/grainstone*) a crinoidi, brachiopodi, ammonoidi e foraminiferi, calcisiltiti e calcari micritici grigi nodulari. A luoghi verso l’alto si rilevano strati di encriniti e calcari ad alghe. Non mancano livelli para-conglomeratici e breccie a clasti micritici riferibili a frane per *debris flow* che possono includere anche olistoliti calcarei derivanti dalla piattaforma biocostruita in crescita (cfr. PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; ZÜHLKE, 2000). Gli strati sono generalmente centimetrico decimetrici, laminati e talvolta nodulari. I livelli conglomeratici o ad olistoliti mostrano base erosiva. Lo spessore è variabile tra pochi metri e circa 40-50 metri.

Il limite inferiore della Formazione di Dont è netto con la formazione del M. Rite, mentre è graduale rapido con la formazione a Gracilis. La formazione è in parte eteropica lateralmente con il Calcare di Recoaro (in carta accorpato alla Fm. di Dont) e la formazione del Serla Superiore.

Il contenuto fossilifero è molto abbondante e d’importanza regionale. Vi si rinviene una ricca fauna ad ammonoidi principalmente della Zona a Balatonites (PIA, 1937; MIETTO & MANFRIN, 2005a; KUSTASCHER *et alii*, 2006), brachiopodi (LORETZ, 1875; BITTNER, 1890; PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; GAETANI & MANTOVANI, 2015), crinoidi e bivalvi (LORETZ, 1875; MOJISOVICS, 1882, 1879; BITTNER, 1895a; POSENATO, 2008a; 2008c). Inoltre, nella sezione di M. Prà della Vacca è presente un sito fossilifero contenente una ricchissima flora (*Equisetites*, *Gordonopteris*, *Neuropteridium*, *Scytophyllum*, *Bjuvia*, *Voltzia*), pesci e rettili (BROGLIO LORIGA *et alii*, 2002; RENESTO & POSENATO, 2003; KUSTASCHER 2004; KUSTASCHER & ROGHI, 2006; KUSTASCHER *et alii* 2006; 2007; 2010a, b; VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT *et alii*, 2006; TINTORI *et alii*, 2016). La palinoflora, dalla base al tetto della Formazione (KUSTASCHER *et alii* 2006), è riferibile alla fase *thiergartii-vicentinense* di BRUGMAN (1983).

L’ambiente può essere riferito ad un bacino, più o meno profondo (da rampa media a esterna) a sedimentazione carbonatica soprattutto nella parte prossima alle piattaforme e con influssi terrigeni molto abbondanti nella parte inferiore e sommitale.

Anisico superiore (Pelsonico *p.p.* - Illirico *p.p.*).

2.2.11. - *Formazione del Serla Superiore (SLS)*

Nel suo pregevole lavoro sulla stratigrafia e tettonica delle Dolomiti di Braies, PIA (1937) introduce il termine “Dolomia del Serla Superiore” (*Oberer Sarldolomit*) per indicare una successione di termini dolomitici, da massicci a stratificati in banchi, laterali o sovrastanti gli “Strati di Braies” e non riferibili alla “Dolomia della Mendola”, di età illirica. Corrisponde ai “*Riffkalke*” (tra Col Vallaccia e Cima dei Colli Alti) e in parte agli “*Hauptdiploporenkalk*” (parte orientale del foglio) di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970). Successivamente l’unità è stata revisionata da ASSERETO *et alii* (1977) e PISA *et alii* (1979).

Nel foglio “Dobbiaco” la formazione del Serla Superiore costituisce una unità carbonatica di piattaforma eteropica con la parte medio alta della Formazione di Dont e in particolare con il Calcare di Recoaro (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993). Essa affiora quasi sempre in parete tra Col Vallaccia e Cima dei Colli Alti e nella porzione superiore del M. Serla; ad est della Valle di Landro costituisce la porzione media inferiore (sempre in parete) del M. della Ferrara, C. Nove, C. Ganda, Piccola Rocca dei Baranci; affiora infine in destra e sinistra della Val Campo di Dentro, a nord del Rifugio Tre Scarperi.

Si tratta di prevalenti dolomie e calcari (*packstone/grainstone*) dolomitici, a dasycladacee, crinoidi, sphinctozoi, coralli, porostromata, foraminiferi e *Tubiphytes*. Non mancano le dolomie a *fenestrae*. La stratificazione è massiccia e talvolta mal visibile. Un’analisi di dettaglio delle microfacies è fornita da SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1993) e ZÜHLKE (2000).

Lo spessore può variare da 0 a 200 metri.

Il limite inferiore è netto con la formazione del M. Rite e graduale ed eteropico con il Calcare di Recoaro, in carta accorpato con la Formazione di Dont.

L’ambiente è riferibile ad una piattaforma carbonatica aperta tipo biostroma in cui sono presenti biocostruttori e incrostanti

Anisico superiore (Pelsonico *p.p.*).

2.2.12. - *Conglomerato di Richthofen (RIC)*

Il Conglomerato di Richthofen (“Richthofen Konglomerat” in WITTENBURG, 1908) è descritto da numerosi Autori (LEONARDI, 1967; DAL CIN, 1967; BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE *et alii*, 1992; 1993; ZÜHLKE, 2000; AVANZINI *et alii*, 2007) in varie località delle Dolomiti; nell’area di Braies corrisponde agli *Obere Peressschichten* di PIA (1937) e di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970).

L’unità affiora solamente dal limite occidentale del foglio, sopra la cascata del Cacciatori lungo il Rio Furcia, alla base della parete occidentale di Col Vallaccia

fino a poco sotto la base della parete nord di M. Muro.

Il Conglomerato di Richthofen è qui formato da prevalenti arenarie da grossolane a fini, siltiti e peliti, in cicli *fining upward* sovrapposti, con dominanti colorazioni rosse, ma non mancano toni verdastri, fino a grigio neri; si osservano anche conglomerati e paraconglomerati a ciottoli poligenici, per lo più arrotondati, in matrice arenacea calcarea (ZÜHLKE, 2000). I conglomerati sono ben stratificati, a base erosiva, mentre le arenarie, le siltiti e le peliti mostrano stratificazione sottile, laminazioni piano parallele e, verso l'alto, laminazioni incrociate da *ripples*.

Al Conglomerato di Richthofen è stata accorpata in carta (causa i ridotti spessori) il sovrastante *Calcarea di Morbiac* (MRB) (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; ZÜHLKE, 2000). Si tratta di alternanze di calcari bioclastici e a peloidi, calcari marnoso-siltosi e calcari micritici, con millimetrici interstrati marnosi, di colore da grigio a nerastro, fortemente bioturbati. Gli strati sono generalmente centimetrico decimetrici, spesso laminati e, data l'intensa bioturbazione, hanno aspetto nodulare. Affiorano dal limite occidentale del foglio "Dobbiaco" fino al M. Muro al di sopra del Conglomerato di Richthofen, con cui presentano un limite transizionale, e al di sotto della Formazione di Contrin. Il contenuto fossilifero evidenzia faune marine a lamellibranchi (*Neoschizodus laevigatus*, *Hoernesia* sp.). L'ambiente può essere riferito ad una laguna costiera con intermittenti apporti terrigeni che diminuiscono sensibilmente verso l'alto stratigrafico.

Lo spessore dell'intera unità è variabile tra 0 e 80 m di cui la porzione del Calcarea di Morbiac può arrivare a 30 m.

Il limite inferiore è discordante ed erosivo sia sulla formazione del Serla Superiore, sia sulla Formazione di Dont.

I fossili sono costituiti da frustoli vegetali e da una ricca icnofauna con *Rhynchosauroides*, *Procolophonichnium*, *Chirotherium*, *Isochirotherium*, *Brachychirotherium* e *Rotodactylus* (ABEL, 1926; PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BRANDNER, 1973; TODESCO *et alii*, 2008; AVANZINI & WACHTLER, 2012; AVANZINI *et alii*, 2000; 2011).

L'ambiente deposizionale del Conglomerato di Richthofen è riferibile ad un ambito fluviale e costiero fino a marino marginale che evolve con il Calcarea di Morbiac ad una laguna costiera con intermittenti apporti terrigeni in sensibile diminuzione verso l'alto stratigrafico (DE ZANCHE *et alii*, 1992; ZÜHLKE, 2000).

Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

2.2.13. - Formazione del Contrin (CTR)

Il nome "*Contringalk*" viene utilizzato per la prima volta da OGILVIE GORDON & PIA (1940) e ripreso da LEONARDI (1967) per definire una unità calcarea da essi

ritenuta coeva a quella dolomitica della “*Dolomia del Serla Superiore*” (*Oberer Sarldolomit*). In seguito l’unità è stata rivista da vari autori (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; MASETTI & NERI, 1980; GAETANI *et alii*, 1981; DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993) che definiscono come Formazione del Contrin quel litosoma carbonatico soprastante il Calcarea di Morbiac, lateralmente eteropico alla Formazione dell’Ambata.

La formazione in esame affiora sempre in parete tra Col Vallaccia e M. Muro, manca in tutto il settore centrale del foglio, da Cima dei Colli Alti a M. Sues, dove si rilevano unità bacinali, compare sul versante meridionale del M. Serla in affioramenti separati tra loro ed in genere di difficile accessibilità; ad est della Valle di Landro costituisce la porzione media, del M. della Ferrara, C. Nove e C. Ganda; forma la cima della Piccola Rocca dei Baranci e affiora, sempre in parete, in destra e sinistra della Val Campo di Dentro, a nord del Rifugio Tre Scarperi.

Si tratta di prevalenti calcari grigio chiari, calcari dolomitici e dolomie stratificate, subordinate le dolomie massive biancastre quasi sempre prive di strutture per la spinta dolomitizzazione. I fossili sono costituiti da frammenti di alghe dasycladacee, bivalvi e piccoli gasteropodi.

Lo spessore può variare da 0 a 100 metri.

Il limite inferiore è netto e paraconcordante con la formazione del Serla Superiore e graduale con il Calcarea di Morbiac; l’unità è eteropica lateralmente con la Formazione dell’Ambata.

L’ambiente è riferibile ad una piattaforma carbonatica aperta tipo biostroma in cui sono presenti biocostruttori e incrostanti.

Anisico superiore (Illirico p.p.).

2.2.14. - *Formazione dell’Ambata (MBT)*

La Formazione dell’Ambata è stata istituita informalmente in Cadore orientale e Comelico da ASSERETO *et alii* (1977), per indicare una successione terigeno-carbonatica di bacino parzialmente coeva alla piattaforma di Contrin e comprendente le cosiddette “marne a *Daonella*”, rivista successivamente da diversi Autori (cfr. CASATI, 1979, PISA *et alii*, 1979, FARABEGOLI & GUASTI, 1980, GAETANI *et alii*, 1981, CASATI *et alii*, 1982, PICOTTI & PROSSER, 1987, DE ZANCHE *et alii*, 1993, 1995; NERI & STEFANI, 1998, PRETO *et alii*, 2005; DAL CORSO *et alii*, 2015b). Essa è stata designata formalmente da DELFRATI *et alii* (2006) ed è qui intesa come nel sottostante foglio Cortina (NERI *et alii*, 2007).

Tale unità si rinviene sopra la base della parete dei Colli Alti circa a q. 2.100 m s.l.m., e attraverso Prà della Vacca si segue fino a Cadisopra, in valle di Braies di Dentro, ed è presente sui versanti settentrionale ed orientale di M. Riva fino a Bagni di Braies Vecchia. Si trova sull’Alpe di Malga Serla, sulla parete de il

Dosso (si evince la sua presenza per il ritrovamento di clasti attribuibili a tale formazione sui coni detritici alla base della parete e nei canali) fino al M. della Ferrara in destra idrografica della valle di Landro; verso est si ritrova sulla cima della Piccola Rocca dei Baranci.

Si tratta di calcari micritici scuri, a luoghi debolmente fetidi e nodulari, calcareniti e calcisiltiti gradate e laminate (Fig. 18b). La stratificazione è sottile con giunti piano paralleli fino a nodulari soprattutto nella porzione inferiore. Verso l'alto si intercalano arenarie e siltiti torbiditiche chiare laminate e gradate con frequenti frustoli carboniosi. Limitatamente si osservano conglomerati (tipo “*pebbly mudstone*”) a clasti micritici scuri e calcarenitici chiari. A luoghi la sequenza delle torbide sembra mostrare un *trend coarsening and thickening upward* (Alpe di Malga Serla). Al tetto si rilevano prevalenti marne e peliti nere contenenti resti di *Daonelle* interposte a calcari scuri e calcareniti fini in strati centimetrici e livelli, fino a decimetrici, di tufiti fini. Localmente nelle successioni orientali di alto strutturale del foglio Dobbiaco, interposte tra la piattaforma del Serla Superiore e la Formazione di Contrin sono presenti breccie carbonatiche in matrice siltosa da nocciola a rosate a grigia.

Alla base della Formazione dell'Ambata si trova la *formazione del Monte Bivera* (BIV) che è stata accorpata in carta alla precedente per lo spessore limitato. I litotipi attribuibili a quest'unità litostratigrafica, si possono osservare nell'area bacinale compresa tra la porzione inferiore della parete di Cima dei Colli Alti, Prà della Vacca, Cadisopra, Rio Schade, M. Riva, Bagni di Braies Vecchia; a valle di Malga Serla lungo il rio omonimo che scende verso il Lago di Dobbiaco, tra q. 1550 m e 1525 m s.l.m., e lungo la parete nord orientale de Il Dosso fino al M. della Ferrara, a tetto della piattaforma del Serla Superiore. Nell'area tra Cima dei Colli Alti e Bagni di Braies Vecchia si osservano pochi metri di calcari, da micritici a marnosi, nodulari, grigi con sfumature rosate alternati a marne siltoso-argillose di colore rossastro, verde e grigio (cineriti alterate), in strati sottili di

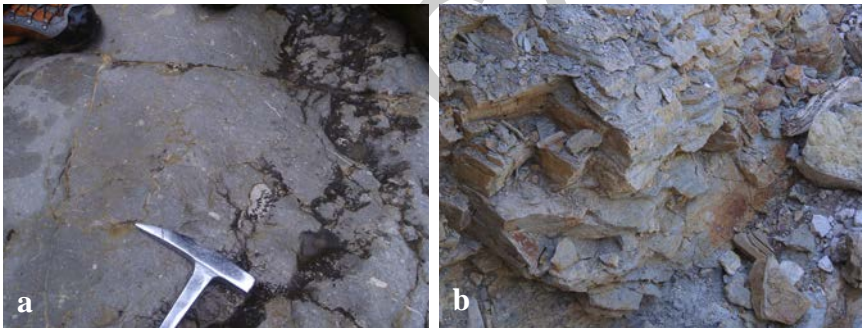


Fig. 18 - Rio di Malga Serla circa q. 1425 m s.l.m. a) Formazione del Bivera, encriniti rosate ad ammoniti; b) Formazione dell'Ambata, siltiti carbonatiche laminate.

spessore compreso tra 1-10 cm. Ad est di Malga Serla al tetto della formazione del Serla Superiore sono visibili riempimenti di calcari micritici rossi con piccoli noduli e livelletti di *hard ground* e strati da centimetrici a massimo decimetrici, di encriniti rosate ad ammoniti (Fig. 18a).

Lo spessore dell'unità varia da 0 a circa 110 metri di cui la formazione del Monte Bivera comprende fino a massimo 10 metri.

Il limite inferiore è netto con la formazione del Serla Superiore, graduale rapido con la Formazione di Dont tramite la formazione del Monte Bivera per scomparsa della nodularità e variazione cromatica. Lateralmente quest'ultima è eteropica con le facies distali del Conglomerato di Richthofen. La Formazione dell'Ambata è invece eteropica con la Formazione di Contrin, mentre la sua parte superiore si appoggia in *onlap* sulla scarpata della piattaforma carbonatica del Contrin.

L'ambiente di deposizione era un bacino pelagico profondo interrotto da altofondi *starved* o spazzati da correnti (formazione del Monte Bivera) a cui si aggiungono apporti torbidity sia carbonatici, riconducibili ad una piattaforma in crescita, sia terrigeni.

Il contenuto fossilifero della Formazione dell'Ambata è dato da lamellibranchi (*Daonella fascicostata*, *D. pseudomoussoni*), ammonoidi (*Flexoptychites flexuosus*, *F. indistinctus*, *F. angustiumbelicatus*, *F. acutus*), *Ptychites*, *Aplococeras* (*A. avisianum*), *Hungarites*, *Proarcestes*, *Parakellnerites* e *Norites*; quello della formazione del Monte Bivera da ammonoidi (*Paraceratites trinodosus*, *P. elegans*, *Flexoptychites* spp., *Bulogites* sp., *Proarcestes* sp., *Ptychites* sp.) della Subzona a *Trinodosus*, conodonti (*Gladigondolella tethydis*, *Gondolella cornuta*, *G. constricta*), crinoidi.

Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

SVILUPPO DEI BACINI LADINICI E DELLE RELATIVE PIATTAFORME AD ALTO RILIEVO

Nella parte alta dell'Anisico si assiste a un rapido incremento della subsidenza che coinvolge tutta l'area dolomitica. Lo sprofondamento del fondale marino è coevo ad una marcata fase trasgressiva (cf. GIANOLLA & JACQUIN, 1998) che causò un generale arretramento della linea di costa e una notevole riduzione delle aree di mare poco profondo. Il risultato fu il passaggio da una paleogeografia dominata da piattaforme carbonatiche a basso rilievo e bacini relativamente poco profondi a una dominata da piattaforme carbonatiche ad alto rilievo e isolate, separate tra loro da bracci di mari profondi anche un migliaio di metri. L'arretramento della linea di costa si traduce in un decremento dell'imput terrigeno in parte però mediato dall'arrivo sempre più importante di apporti vulcanoclastici prevalentemente a chimismo acido ("pietra verde" *Auct.*).

2.2.15. - *Formazione di Buchenstein (BUC)*(*Formazione di Livinallongo Auct.*)

La formazione corrisponde ai *Buchensteiner Schichten* di RICHTHOFEN (1860) e PIA (1937) ed è stata formalizzata da BALINI (2007). Nota anche come Formazione di Livinallongo (BACCILLE SCUDELER & SACERDOTI, 1965; BACCILLE SCUDELER, 1972; VIEL, 1979).

Questa unità affiora da Cima dei Colli Alti a Prà della Vacca, dove si interdigita con la base della piattaforma dello Sciliar, si rileva tra M. Riva, Bagni di Braies Vecchia e l'Alpe Malga Serla, in un'area a prevalente vocazione bacinale nell'Anisico superiore e Ladinico inferiore; verso est, da M. Casamuzza alla parete orientale della Rocca dei Baranci in Val di Campo di Dentro, è presente in punti localizzati in parete (detriti visibili nei canali che segmentano i vari gruppi montuosi) e consente di distinguere e separare gli edifici carbonatici di piattaforma.

La formazione tradizionalmente è suddivisa in tre membri che dal basso sono *Plattenkalke*, *Knollenkalke* e *Bänderkalke*. Essi non sono stati distinti in carta.

Alla base sono presenti i *Plattenkalke*, costituiti da calcari micritici finemente laminati e ricchi in lamellibranchi pelagici, ritmici anche bituminose costituite da biomicriti a radiolari e spicole separate da sottili strati pelitici e arenacei, con importanti apporti di "pietra verde" sia piroclastica che epiclastica. La stratificazione è centimetrico decimetrica a giunti piano-paralleli.

Verso l'alto seguono i *Knollenkalke* (CROS, 1974, 1980; BOSELLINI & FERRI, 1980; GAETANI *et alii*, 1981; CROS & HOUEL, 1983; BRACK & RIEBER, 1986; 1993; VIEL, 1979) formati da alternanze di calcari micritici grigi, molto selciferi, generalmente nodulari, e calcareniti e ruditi carbonatiche bioclastiche; non mancano livelli di "pietra verde", più abbondanti nella parte bassa. I calcari micritici sono ricchi di peloidi, granuli rivestiti, bioclasti, radiolari e lamellibranchi pelagici, la selce generalmente in noduli può formare anche sottili livelli continui. Le calcareniti bioclastiche possono contenere foraminiferi incrostanti, frammenti di alghe e crinoidi, e breccie carbonatiche che testimoniano la vicinanza di corpi di piattaforma biocostruiti. A Rio Schade, a qualche metro dalla base della litozona, è presente una potente intercalazione di arenarie vulcanoclastiche contenenti *core-lapilli* che documentano un'area sorgente molto prossima ma non meglio identificata.

Al tetto sono presenti i *Bänderkalke* (BOSELLINI & FERRI, 1980, CROS & HOUEL, 1983; VIEL, 1979) costituiti da calcisiltiti laminate a lamellibranchi pelagici e radiolari, calcilutiti e tufiti. Mostrano una stratificazione sottile a giunti piano-paralleli ed un tipico aspetto tabulare a bande con variazioni cromatiche chiaro/scuro. Nella parte alta sono state rilevate intercalazioni torbiditiche arenaceo-pelitiche con clasti filladici, muscovite e granuli di quarzo metamorfico, simili a quelli delle arenarie di Zoppè.

Lo spessore dell'intera unità è compreso tra 0 e 150 m.

Il limite inferiore è netto sia con i termini della Formazione dell'Ambata,

sia con la Formazione di Contrin, mentre lateralmente l'unità è eteropica con la formazione dello Sciliar.

Il contenuto fossilifero è dato da rari ammonoidi (*Protrachyceras recubariense*, *P. curioni*, *Arpadites* sp.) e lamellibranchi del genere *Daonella*.

L'ambiente era costituito da un bacino relativamente profondo adiacente a piattaforme carbonatiche in crescita dalle quali provengono i contributi bioclastici; nel bacino arrivano anche apporti torbiditici terrigeni e vulcanoclastici.

Anisico superiore - Ladinico (Illirico *p.p.* - Longobardico *p.p.*).

2.2.16. - *Formazione dello Sciliar (SCI)*

Definita da VON RICHTHOFEN (1860) come *Schlern Dolomit*, è una delle unità litostratigrafiche più caratteristiche delle Dolomiti ed è stata oggetto di molti approfondimenti nel corso del tempo (cfr. ASSERETO *et alii*, 1968, 1977; LEONARDI, 1967; 1968; BOSELLINI & ROSSI, 1974; CROS, 1974, BRONDI *et alii*, 1976; FOIS & GAETANI, 1981; GAETANI *et alii*, 1981; FOIS, 1982; BOSELLINI, 1984; ZAMPIERI, 1987; BRANDNER, 1991; YOSE, 1991; BLENDINGER *et alii*, 2004; BRANDNER *et alii* 2007, 2016; NERI *et alii*, 2007). Si tratta di piattaforme carbonatiche isolate ad alto rilievo, prevalentemente microbiali (BLENDINGER 1986; MARANGON *et alii*, 2011), aggradanti e progradanti sugli attigui sedimenti bacinali delle formazioni di Buchenstein, Acquatona e Fernazza. Si riconoscono diverse generazioni di piattaforme (BOSELLINI *et alii*, 2003; STEFANI *et alii*, 2010), spesso saldate tra loro, ma localmente separate da superfici di annegamento o emersione, o dalla presenza di vulcaniti. La separazione tra i diversi edifici risulta più semplice dove le piattaforme si interdigitano con i sedimenti bacinali, cosa che aveva portato già MOJSISOVICS (1879) a denominare i vari edifici carbonatici in *Buchensteiner Dolomit*, *Wengener Dolomit* e *Cassianer Dolomit* in funzione delle unità bacinali ad essi eteropiche. Recentemente BRANDNER *et alii* (2007, 2016) e BRANDNER & KEIM (2011) hanno utilizzato il nome di gruppo dello Sciliar come unità di rango superiore all'interno della quale hanno inserito le seguenti unità: formazione di Rosengarten per la piattaforma pre-vulcanica coeva alla Formazione di Buchenstein; formazione di Rosszähne/Denti di Terrarossa per la piattaforma sin-post vulcanica e Dolomia Cassiana per la piattaforma eteropica alla Formazione di San Cassiano. Questa terminologia stratigrafica, per quanto in parte condivisibile, non è stata però utilizzata nella recente cartografia CARG dell'area dolomitica (VENTURINI *et alii*, 2006; AVANZINI *et alii*, 2007; 2010; 2012; BARBIERI & GRANDESSO, 2007; NERI *et alii*, 2007) dove la formazione dello Sciliar comprende tutte le piattaforme pre e sinvulcaniche, mentre la Dolomia Cassiana (KEIM & NERI, 2007b) comprende quelle eteropiche alla Formazione di San Cassiano.

Questa unità carbonatica forma i massicci di Col Vallaccia, M. Muro, Colli



Fig. 19 - La formazione dello Sciliar è data da una potente successione di dolomie e forma delle piattaforme carbonatiche microbialitiche, isolate, a tetto piatto (microbial flat topped platforms), volumetricamente dominate da depositi di scarpata (SCI_a). La parte alta è invece data da alcune centinaia di metri di dolomie stratificate appartenenti alle facies di piattaforma interna. Parete SE della Rocca (Gruppo dei Baranci).

Alti. La piattaforma manca nella parte centrale del foglio, tra la Regola di Brenta, M. Riva e Bagni di Braies Vecchia, dove, in questo intervallo cronologico, si depositano sedimenti bacinali. Verso oriente si riconosce dalla Punta del Monego, alle pareti di Casamuzza (tranne la cima), presso Il Dosso, fino a Il Canile, al Dosso Scabro e, in un piccolo affioramento, alla base della parete dei M. Rudo in Val Rienza; costruisce le pareti, ma non le cime, della Croda dei Baranci e dei Tre Scarperi; struttura tutta la cresta di Cima Nove, Cima Ganda, La Rocca dei Baranci e la Cima di Sesto fino al limite orientale del foglio Dobbiaco (Fig. 19).

Nelle aree orientali del foglio Dobbiaco le geometrie di sviluppo degli edifici carbonatici Sciliar non consentono la separazione delle piattaforme e si evidenziano morfologie con pareti verticali sulle quali è possibile la sola distinzione tra le facies stratificate di laguna interna e le facies massicce con clinoforni di scarpata (Fig. 20).

In altre aree invece si riconoscono in parte le fasi di crescita di distinti edifici della formazione dello Sciliar. Sul versante orientale dei Colli Alti si osserva lo *slope* di una piattaforma più antica sul quale poggiano in *onlap* i depositi della formazione del Fernazza; su questi ultimi progadano successivamente le clino-



Fig. 20 - Sottile intervallo a dolomie stratificate di laguna interna (SCI) al tetto delle facies massive e clinostatificate (litofacies di scarpata SCI_a). Una marcata superficie, localmente caratterizzata da tasche riempite da siltiti rosse e breccie, separa la formazione dello Sciliar dalle sovrastanti dolomie stratificate della Dolomia Cassiana (DCS_a). Versante ovest di Cima Undici, poco oltre il limite est del Foglio.

formi di una scogliera più giovane. Anche in località di Punta Monego si osserva una piattaforma Sciliar progredire sui termini della formazione del Fernazza e sul versante orientale della stessa cima, verso Malga Serla, lo *slope* carbonatico è ricoperto in *onlap* dai sedimenti della Formazione di Wengen.

La facies di laguna interna è formata da prevalenti dolomie ben stratificate, bianche o grigio chiare, a luoghi laminare, organizzate in cicli peritidali di spessore metrico con strutture stromatolitiche e *fenestrae*. Localmente si rinvencono pelmicriti, biomicriti ad alghe dasycladacee, foraminiferi, ostracodi, biolititi algali e *Stromatactis*.

Ad occidente, le facies di laguna interna sono presenti solamente in alta Val di Foresta nei dintorni del Tabia dei Colli Alti, mentre ad oriente esse costituiscono la parte sommitale della formazione presso Croda dell'Acqua, Cima Ganda, La Rocca, La Croda dei Baranci e le cime dei Tre Scarperi e di Sesto.

Lo spessore dell'intera formazione è compreso tra 0 e 1.000 metri.

Il limite inferiore è netto con la Formazione di Contrin e lateralmente eteropico con la formazioni di Buchenstein e di Fernazza.

Il contenuto paleontologico è limitato a piccoli bivalvi, gasteropodi e alghe

Dasycladacee (*Diplopora* spp.).

L'ambiente può essere ricondotto a piattaforme carbonatiche microbialitiche, isolate, a tetto piatto (*microbial flat topped platforms*), volumetricamente dominate da depositi di scarpata.

Anisico superiore - Ladinico (Illirico *p.p.* - Longobardico *p.p.*).

2.2.16.1. - Facies di margine e di scarpata (SCI_a)

Le litofacies di scarpata sono formate da dolomie fortemente ricristallizzate, con localizzati calcari e calcari dolomitici bianchi o grigio chiari, calcareniti, calciruditi e rare megabreccie. Il margine, di difficile riconoscimento, è costituito da dolomie massicce con *boundstone* microbialitici e rari coralli in posizione di vita nelle parti più giovani delle piattaforme. I depositi di scarpata occupano il maggior volume del *buildup* carbonatico e sono caratterizzati da sedimenti provenienti dall'erosione del margine biocostruito della piattaforma. Questi sedimenti, in genere caratterizzati da spinta dolomitizzazione, sono formati da *grainstone* fini nella parte superiore, che passano gradualmente a ruditi, e al piede della scarpata, a megabreccie depositatesi attraverso meccanismi di *debris-flow*. La stratificazione è generalmente assente o indistinta, quando presente essa coincide con le clinoforni che raccordano il margine biocostruito alle facies bacinali e mostrano inclinazioni comprese fra i 30° e i 45° gradi.

2.2.17. - Arenarie di Zoppè (ADZ)

L'unità è stata descritta da ASSERETO *et alii* (1977) e da ROSSI *et alii* (1977); successivamente VIEL (1979) ne propone una revisione ed analisi in un pregevole lavoro sulla stratigrafia del Ladinico delle Dolomiti, mentre CASATI *et alii* (1982) ne riesaminano il significato stratigrafico e ne propongono una estensione laterale verso oriente.

Questa formazione affiora nella porzione centrale delle Dolomiti di Braies tra la valle di Braies Nuova e l'Alpe di Malga Serla.

Le arenarie di Zoppè consistono in una sequenza pelitico-arenacea in strati prevalentemente medio-sottili (dal decimetro al centimetro). La porzione arenacea è costituita da arenarie arcose gradate grigie e grigio chiare, la porzione fine è costituita da peliti e marne prevalentemente scure. Alternate alle componenti silicoclastiche sono subordinatamente presenti calcilutiti scure, laminate che rappresentano la normale sedimentazione bacinale (Fig. 21).

I granuli delle arenarie sono muscovite, quarzo, frammenti litici vulcanici, derivanti da prodotti vulcanici acidi ed intermedi, e frammenti litici di basamento,



Fig. 21 - Arenarie di Zoppè nella zona di Braies: torbiditi pelitico-arenacee in strati dm/cm in cui si alternano arenarie (porzioni marroni in rilievo), siltiti e peliti (porzioni in grigio).

prevalentemente filladi e quarziti. La stratificazione è netta, con giunti piano-paralleli nelle facies fini, mentre localmente le facies più grossolane presentano base erosiva. Sono presenti, *flute casts*, impronte da carico, *clay chips* e abbondanti frustoli vegetali. La formazione, sulla base delle strutture sedimentarie riconosciute, viene interpretata come una successione bacinale torbiditica. Le direzioni di apporto, definite in base allo studio delle paleocorrenti e ricostruzioni paleogeografiche (ASSERETO *et alii*, 1977; VIEL, 1979; BRUSCA *et alii*, 1982), sono prevalentemente dai quadranti meridionali (SSE). La sequenza torbiditica mostra una tendenza *coarsening upward/thickening upward* (CU/TU) verso l'alto stratigrafico.

Lo spessore nell'area di Braies è compreso tra 0 e 120 metri.

Il limite inferiore delle arenarie di Zoppè è netto sulla Formazione di Buchenstein, e corrisponde ad un deciso aumento della componente silicoclastica al di sopra dei *Bänderkalke*. Localmente e lateralmente le arenarie di Zoppè appoggiano in *onlap* sopra gli *slope* carbonatici delle varie piattaforme della formazione dello Sciliar. In questo caso il limite inferiore è caratterizzato da uno *hiatus* che aumenta risalendo il paleopendio.

Il contenuto fossilifero è dato da bivalvi *Bositra wengensis* e *Daonella lom-meli* e rari ammonoidi.

L'ambiente può essere riferito ad un bacino profondo caratterizzato dalla progradazione di un lobo torbiditico nelle sue porzioni più distali.

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

2.2.18. - *Formazione del Fernazza (IMF)*

Essa corrisponde ai *Tuffen und Tuffsandstein* degli Autori di lingua tedesca di inizio secolo scorso e alle "Ialoclastiti del Monte Fernazza" di ASSERETO *et alii* (1977) e VIEL (1979), mentre da CASATI *et alii* (1982) viene indicata come "Formazione del Monte Fernazza" (cfr. NERI *et alii*, 2007). La formazione del Fernazza è essenzialmente l'espressione bacinale della fase parossistica del vulcanismo basico delle Dolomiti.

L'unità affiora nei pressi di Casera Nuova in valle di Braies Nuova e si segue, attraverso i versanti di M. Riva, fino ai Prati Camerali a Bagni di Braies Vecchia, e di seguito verso est tra Punta di Monego e l'Alpe di Malga Serla.

I litotipi più frequenti sono costituiti da arenarie vulcanoclastiche torbiditiche massicce, omogenee o gradate, di colore da verde scuro a nerastro, tufiti cineritiche verdastre, tufiti silicee, ialoclastiti e calcisiltiti laminate. Alternate si trovano calcilutiti silicee laminate, emipelagiti e marne, mentre la porzione stratigrafica più alta è costituita da calcareniti fini e calcari marnosi.

Alla formazione del Fernazza sono stati accorpati i litotipi riferibili alla *formazione dell'Acquatona* (AQT) che quindi non sono stati distinti nella cartografia alla scala 1:50.000, data l'esiguità di spessore, ma affiorano alla base dell'unità tra Casera Nuova, a monte di Casera Novalino in Valle di Braies Nuova, e M. Riva, e dalla sella a nord di Punta del Monego verso l'Alpe di Malga Serla fino poco a sud della malga stessa. Nell'area l'unità è data da calcisiltiti e micriti silicee, lutiti e localmente calcari nodulari selciferi. Subordinatamente si riconoscono arenarie fini chiare, livelli vulcanoclastici fini e tufiti ialoclastitiche. La stratificazione è piano-parallela con frequenti laminazioni.

Il limite inferiore della formazione dell'Acquatona è netto con le arenarie di Zoppè per marcato decremento della componente silicoclastica (CASATI *et alii*, 1982; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995). La formazione del Fernazza ha un limite inferiore transizionale con la formazione dell'Acquatona con cui è completamente eteropica verso oriente oltre il limite del foglio (VIEL, 1979). Localmente essa giace in *onlap* sulle paleoscarpate carbonatiche della formazione dello Sciliar, come sul versante nord orientale dei Colli Alti, o è ad esse in eteropia lateralmente come sul versante orientale della Punta del Monego.

Lo spessore totale risulta compreso tra 0 e 120 metri di cui 20 sono della formazione dell'Acquatona.

Tra i fossili della formazione del Fernazza si riconoscono ammonoidi (*Protrachyceras pseudoarchelaus*, *P. neumayri*; *Maclearoceras* sp.; *Frankites*, sp.) della Zona a *Protrachyceras* (MIETTO *et alii*, 2008) e lamellibranchi (*Bositra wengensis* e *Daonella lommeli*). Il contenuto fossilifero della formazione dell'Acquatona è costituito da ammonoidi tra cui *Protrachyceras longobardicum* e *Megino-ceras* e lamellibranchi (*Daonella*).

L'ambiente deposizionale può essere riferito ad un bacino relativamente profondo che nelle aree più distali, come quelle di Braies, è caratterizzato dalla gradazione normale di lobi torbiditici a volte sottoalimentati (VIEL, 1979).

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

2.2.19. - *Formazione di Wengen* (WEN)

Con il nome *Wengener Schichten*, gli Autori tedeschi (WISSMANN in WISSMANN & MÜNSTER, 1841; MOJSISOVICS, 1879; 1882; OGILVIE-GORDON, 1893; 1900; 1927; 1929) indicarono i sedimenti terrigeni, principalmente vulcano-detritici, variabili dai conglomerati alle peliti, che rappresentano prodotti di smantellamento delle vulcaniti basiche ladiniche, compresi tra i *Buchensteiner Schichten* a letto e i *Cassianer Schichten* a tetto. Il termine *Wengener Schichten* viene tradotto dagli Autori di lingua italiana con "Strati di La Valle" (CASTIGLIONI *et alii*, 1930, LEONARDI, 1967), comprendendo tutti i prodotti vulcanoclastici basici e/o le unità torbiditiche terrigene attribuibili al Ladinico. VIEL (1979) emenda l'intero intervallo bacinale di età ladinica e nomina informalmente la parte stratigraficamente più alta "Successione di La Valle"; ad essa sono ascritte anche le facies prossimali conglomeratiche (conglomerato della Marmolada e conglomerato del Civetta di LEONARDI, 1955 e 1967) come anche le facies arenacee distali (arenarie di Val Longiarin). Per una più esaustiva ricostruzione storica della nomenclatura e delle facies si rimanda alla formalizzazione di GIANOLLA & NERI (2007).

I termini riferibili a tale unità si riconoscono dalla Casera Novalino in valle di Braies Nuova alla località Bosco del Lago sotto la Regola di Brenta e si seguono lungo i versanti sud occidentale e sud orientale del M. Riva; a Bagni di Braies Vecchia si osservano alla base del M. Lungo e M. Selva, a Malga Saar fino al Passo Serla, ed infine affiorano in un modesto rio laterale alla valle di Landro in sinistra idrografica circa a q. 1300 m (al km 126 della S.S. 51 "di Alemagna").

Si tratta di areniti fini vulcanoclastiche, areniti ibride, marne, peliti e argilliti. La colorazione prevalente è grigio nerastra con i livelli arenitici che risaltano per la colorazione giallastra che essi assumono all'alterazione superficiale (Fig. 22). Gli strati arenitici presentano le tipiche sequenze di Bouma con gradazione diretta e una porzione laminata superiore, presentano talvolta base erosiva e nella parte inferiore-media una concentrazione di intraclasti pelitici. Sono presenti occasio-



Fig. 22 - Passo Serla. Marne, peliti, calcilutiti e areniti torbiditiche della Formazione di Wengen da cui proviene un'abbondante fauna ad ammoniti della zona a Regoledanus (MIETTO et alii, 2008).

nalmente anche livelli di *slumping*. Verso l'alto si ha una generale tendenza alla riduzione della granulometria media, con aumento della componente carbonatica risedimentata: calcilutiti e/o calcisiltiti laminate ritmiche con locali straterelli di biocalcareni anche grossolane. La stratificazione è sempre sottile, da centimetrica a decimetrica, a giunti in genere piano paralleli.

Lo spessore è compreso tra 0 metri e 250 metri.

Il limite inferiore è netto con la formazione del Fernazza. Lateralmente l'unità si osserva in *onlap* sulla formazione dello Sciliar (tra Punta Monego e Passo Serla).

Il contenuto fossilifero (cf. PIA, 1937, MIETTO & MANFRIN 1995b; MIETTO et alii, 2008) è dato da lamellibranchi (*Daonella lommeli*, *Bositra wengensis*), ammonoidi (*Protrachyceras* sp., *Frankites regoledanus*, *F. apertus*, *Celtites epolensis*) e resti di piante continentali principalmente Cicadali, Coniferali e Filicali (*Cladophlebis*, *Ptilozamites*, *Voltzia*, WACHTLER & VAN KONIJENBURG-VAN CITTERT, 2000; KUSTATSCHER & VAN KONIJENBURG-VAN CITTERT, 2005).

Ladinico superiore (Longobardico *p.p.*).

2.2.20. - Formazione di San Cassiano (SCS)

Il termine Formazione di San Cassiano deriva da MÜNSTER (1834) che descrisse il contenuto fossilifero del “*Kalkmergellager von St. Cassian*”; il nome divenne prima *Schichten von St. Cassian* (WISSMANN & MÜNSTER, 1841), poi *Cassianer Schichten* da HAUER (1858) e RICHTHOFEN (1860) ed è stato usato dagli Autori di lingua tedesca fino ai tempi recenti, mentre gli autori di lingua italiana hanno utilizzato l'equivalente termine di strati di San Cassiano (cfr. DAL PIAZ *et alii*, 1930). Il termine Formazione di San Cassiano (*Cassian Formation*) è stato introdotto da FÜRSICH & WENDT (1977) ed è stato recentemente formalizzato da KEIM & NERI (2007a).

L'affioramento più occidentale di tale unità è presente alla base della parete nord di M. Nero, più a oriente si rileva alla base del Grande Apostolo, Sasso del Signore, Regola di Brenta, fino al versante settentrionale di M. Daumo; un modesto affioramento è presente alla base di M. Lungo, sul versante occidentale, mentre è diffusamente rilevabile da M. Selva alle Rocce della Chiesa e lungo la valle del Rio Stolla; è presente a Malga Posta, come *klippe* a tetto di un sovrascorrimento; si rinvia alla base delle pareti della cresta tra Punta di Serla e M. Casamuzza e su gran parte dell'Alpe di Malga Flodighe, infine si segue lungo la parete orientale delle Crepe di Valle Chiara fino in Valle di Landro e da Carbonin fino a q. 1.910 m s.l.m., in sinistra idrografica del Rio di Specie.

La Formazione di San Cassiano è costituita da un'alternanza di marne, calcari marnosi e peliti scure, a cui si intercalano a varie altezze biocalcareni e calcareniti oolitiche e/o oncolitiche grigie risedimentate provenienti dalle adiacenti aree di piattaforma, nonché areniti ibride grigie tipicamente giallastre in alterazione. Localmente nella porzione media e inferiore si rilevano anche areniti vulcanoclastiche torbiditiche del tutto simili a quelle della formazione precedente. La stratificazione è in genere sottile (centimetrica) nelle peliti e marne, mentre si presenta da decimetrica a pluridecimetrica nelle torbiditi calcaree e nelle areniti.

L'organizzazione interna mostra una tendenza complessivamente regressiva, divisa in due intervalli principali costituiti da cicli asimmetrici con *trend* CU/TU di marne e calcitorbiditi neritiche, peliti e areniti (MASETTI *et alii*, 1991) che documentano oltre alla sedimentazione bacinale anche la progradazione degli edifici biocostruiti della Dolomia Cassiana.

Lo spessore dell'unità è compreso tra 0 e 450 metri.

Il limite inferiore è graduale con la Formazione di Wengen e viene posto alla comparsa delle calcareniti oolitiche e/o oncolitiche e le biocalcareni con granuli rivestiti (DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995), mentre è netto e paraconcordante con la formazione dello Sciliar.

Il contenuto fossilifero è abbondante e rappresentato da faune ad ammonoidi della Zone ad Aon e Aonoides (MOJSISOVICS, 1879; PIA, 1937; MIETTO *et*

alii, 2008) e interessanti faune bentoniche di grande importanza paleobiologica (lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi, brachiopodi, coralli, spugne, briozoi, idrozoi) in gran parte rimaneggiate dalle vicine piattaforme cassiane, ma anche rappresentative delle comunità bacinali autoctone (LORETZ, 1873a; 1875; OGILVIE GORDON, 1893; BITTNER, 1895a; PIA, 1937; ZARDINI, 1973; 1978; 1980b; 1981; 1988; BANDEL, 1991; 1992a; 1992b; 1993; 1994a; 1994b; 1995; 1996; 2007; KROH, 2011; SÁNCHEZ-BERISTAIN & REITNER, 2012; 2016; SANCHES-BERISTAIN *et alii*, 2014).

L'ambiente è riferibile a un bacino profondo in colmamento in cui oltre alla sedimentazione bacinale si registrano apporti dalle adiacenti piattaforme biocostruite e rari apporti extrabacinali terrigeni e vulcanoclastici.

Ladinico superiore - Carnico inferiore (Longobardico *p.p.* - Julico *p.p.*).

2.2.20.1. - Olistoliti calcarei (SCS_a)

In prossimità dei margini delle piattaforme sono presenti potenti livelli di olistoliti calcarei formati da blocchi carbonatici esotici provenienti da collassi del margine della piattaforma in lenta progradazione sulla adiacente scarpata (REIJMER, 1998). Tale facies si distingue tra M. Selva e Rocce della Chiesa con due episodi di spessore pari a circa 10-15 m, intercalati alla normale sedimentazione bacinale. I singoli blocchi, dello spessore fino a qualche metro, sono costituiti da *boundstone* microbialitici con subordinati metazoi costruttori quali coralli, sfinctozoi e stromatoporoidi.

2.2.21. - Dolomia Cassiana (DCS)

Il termine Dolomia Cassiana (*Cassianer Dolomit*, MOJISOVICS, 1879) indica storicamente una piattaforma carbonatica eteropica con la Formazione di San Cassiano, spesso caratterizzata da due distinte fasi di progradazione riconoscibili quando separate dalle facies bacinali (KEIM & NERI, 2007b), come ad esempio alla Punta Serla-Picco di Vallandro (Fig. 23). Quando queste mancano, i due edifici biocostruiti della Dolomia Cassiana sono sovrapposti e separati solo da una *unconformity* che non sempre è facilmente riconoscibile.

Nel foglio Dobbiaco, la Dolomia Cassiana è presente prevalentemente del settore centro orientale dove struttura tutto il gruppo montuoso di Vallandro dalla cima del M. Casamuzza, alla Punta di Serla, al Picco di Vallandro e al M. Specie; si segue sul M. Piana, forma gran parte della base delle pareti della Valle della Rienza ed anche quelle della Val Marzon; nel gruppo di Rudo costruisce le pareti di q. 2.607 m. s.l.m., infine affiora sulla porzione superiore delle pareti dolomitiche

della Croda dei Baranci, del Lastron dei Tre Scarperi, della Punta Lavina Bianca e della Cima Tre Scarperi. Verso occidente si rileva sulle pareti in destra orografica della Val di Foresta (Cima di Campo e q. 2.124 m s.l.m.) e in sinistra della stessa valle al M. Nero sopra il Lago di Braies; si segue quindi verso est sulle pareti dei monti del Grande Apostolo, Sasso del Signore, M. Daumo e alla base del M. Selva in Valle di Braies Vecchia.

La Dolomia Cassiana è presente con due litofacies ben distinte: i depositi di scarpata e le litofacies ben stratificate di laguna interna. La porzione di scarpata è caratterizzata da una parte alta massiccia, non clinostratificata che corrisponde alla parte a dominante microbialitica e da una parte clinostratificata dominata da breccie. Localmente si possono osservare litofacies di margine di esiguo spessore.

Le litologie più diffuse nelle facies di scarpata, presenti in tutti gli affioramenti sopra citati tranne che nel Gruppo Rondoï-Baranci e nel Gruppo dei Tre Scarperi (parte nordorientale del foglio) sono costituite da megabreccie, ruditi e calcareniti a supporto granulare, spesso fortemente dolomitizzate. I clasti, quando riconoscibili, consistono di *bindstone*, *framestone* e *wackestone* provenienti dal margine. Possono essere presenti livelli di *slumping* e *debris flow* carbonatici che si depositano ai piedi della scarpata ma anche in bacino (vd. § 2.2.20.1). La messa in posto di questi depositi è legata a trasporti in massa gravitativi (BOSELLINI, 1984; MASETTI *et alii*, 1991). La stratificazione è data dalle clinoforni progra-



Fig. 23 - Vista della dorsale Punta di Serla-Picco di Vallandro con esposte le relazioni tra le 2 piattaforme carbonatiche ad alto rilievo della Dolomia Cassiana (DCS) e i sedimenti bacinali della Formazione di San Cassiano che le delimitano (SCS). (Foto Josef Hackhofer).



Fig. 24 - Base scarpata della Dolomia Cassiana con interdigitazioni con le facies bacinali fittamente stratificate della Formazione di San Cassiano (palestra di roccia Franchi, Val di Landro).

danti che mostrano angoli di 27° fino a 35° e alla base dello *slope* a luoghi si può osservare una riduzione d'inclinazione e un raccordo tangenziale tra clinoforni e depositi di bacino (Fig. 24).

Ladinico superiore - Carnico inferiore (Longobardico *p.p.* - Julico *p.p.*).

2.2.21.1. - Facies di Laguna interna (DCS_a)

Le litofacies di laguna interna sono costituite da dolomie da subtidali a peritidali: le prime sono formate da dolomicriti contenenti modelli interni di gasteropodi e lamellibranchi e cespi di coralli coloniali sia in posizione di vita che abbattuti (M. Specie) e strutture tipo *fenestrae*; le seconde sono dolomie stromatolitiche e pisolitiche con strutture a *tepee* e livelletti argillitici associabili a esposizioni subaeree. La stratificazione è sempre ben definita in strati da decimetrici a pluridecimetrici con giunti piani.

L'osservazione e il riconoscimento delle geometrie deposizionali, dei principali subambienti e delle litofacies consente, localmente, l'identificazione di due edifici biocostruiti di età differente.

Lo spessore totale dell'unità è compreso tra 0 e 800 metri.

Il limite inferiore è netto per paraconcordanza o discordanza sulle piattaforme

carbonatiche della formazione dello Sciliar; lateralmente l'unità è eteropica con i termini bacinali della Formazione di San Cassiano.

Il contenuto fossilifero è dato da specie con solo significato ambientale per cui la datazione della Dolomia Cassiana è solo indiretta e viene fatta attraverso la taratura dei depositi su cui le piattaforme progadano o da cui le piattaforme sono ricoperte (URLICHS, 1974; 1994; BIZZARINI *et alii*, 1986; BIZZARINI & BRAGA, 1987; GIANOLLA *et alii*, 1998; NERI *et alii*, 2007).

L'ambiente può essere ricondotto a corpi carbonatici di scogliera in condizioni peritidali in cui la crescita degli organismi costruttori consente la progadazione verso i depositi di bacino.

2.2.22. - *Formazione di Heiligkreuz* (HKS)

Il termine Heiligkreuz è stato introdotto da Wissmann (WISSMANN & MÜNSTER, 1841) per definire un intervallo di rocce caratterizzato da faune a *Unionites* e d'incerta posizione stratigrafica. In seguito KOKEN (1913) descrive in dettaglio l'unità, denominandola *Heiligenkreuz Schichten* e collocandola correttamente dal punto di vista stratigrafico nella parte alta del Carnico. Dopo un periodo di abbandono e di non utilizzo, BOSELLINI & LARGAIOLLI (1965) riprendono in esame l'unità e la rinominano "Strati di Santa Croce". Ad oggi la formazione di Heiligkreuz (KEIM *et alii*, 2001; STEFANI *et alii*, 2004; NERI *et alii*, 2007) coincide parzialmente con la *Dürrensteindolomit* di PIA (1937), corrisponde alla Formazione di Dürrenstein *p.p.* di PISA *et alii* (1980) e BOSELLINI (1984), comprende le areniti del Di Bona *sensu* BOSELLINI *et alii* (1982; 1996) e NERI & STEFANI (1998), e corrisponde totalmente alla Formazione di Dürrenstein *sensu* DE ZANCHE *et alii* (1993), GIANOLLA *et alii* (1998), PRETO & HINNOV (2003).

La formazione di Heiligkreuz affiora in destra orografica della Val di Foresta lungo il versante meridionale della Cima di Campo fino alla Val Rio da Lato e forma il versante meridionale di M. Nero sopra Malga Foresta; nel settore sud occidentale del foglio Dobbiaco, affiora sul versante ovest di Forcella Camin, alla base della parete del gruppo delle Lavinores; si riconosce alla base della parete settentrionale di Campo Cavallo, forma gran parte dell'alpe di Prato Piazza, dalla zona dei parcheggi dell'albergo omonimo fino agli ultimi tornanti della strada forestale che sale da Carbonin; ad oriente della Valle di Landro, è presente a ridosso della parete orientale di M. Piana, ad ovest di Casera di Rimbiaco; costituisce la porzione sommitale delle pareti che sagomano il *plateau* su cui si elevano le Tre Cime di Lavaredo, la Torre dei Scarperi, la Torre di Toblin, la Rocca Novale e il Lastron dei Scarperi; verso nord affiora poco sotto la cima della Croda dei Rondoi, della Croda dell'Acqua, delle Cime del Pian (Alto, di Mezzo e Basso) e della Croda dei Baranci.

Si riconoscono sedimenti carbonatici, terrigeni e misti tra cui calcari e dolomie da arenacee a silteose, calcareniti oolitiche, bioclastiche, intraclastiche, spesso dolomitizzate, dolomicriti, calcari marnosi, marne, siltiti, areniti ed arenarie. I termini litologici, in funzione della paleogeografia presente, si possono sovrapporre in concordanza con i termini della formazione bacinale di San Cassiano, possono coprire in *onlap* le scarpate delle piattaforme cassiane e possono giacere sui depositi di *platform top* degli edifici biocostruiti carnici con contatto disconforme, spesso marcato da *paleokarst* e da lacune più o meno ampie. Le successioni bacinali sono ovviamente le più complete.

Quest'unità litostratigrafica caratterizza una fase importante della storia sedimentaria triassica delle Dolomiti, quale quella del colmamento dei bacini e l'omogeneizzazione della paleotopografia e marca un cambio repentino nella sedimentazione carbonatica associato alla crisi delle piattaforme microbiali cassiane (cf. GATTOLIN *et alii*, 2015). In questa successione sembra giochino un ruolo significativo le variazioni climatiche, con l'alternanza di episodi di clima umido o, al contrario, semiarido (cf. BREDA *et alii*, 2009; STEFANI *et alii*, 2010; ROGHI *et alii*, 2010; DAL CORSO *et alii*, 2012, 2015a), il tutto porta ad una marcata differenziazione litologica interna all'unità. Data questa notevole variabilità litologica, nell'area delle Dolomiti l'unità è stata distinta in più membri (cf. NERI *et alii*, 2007) e nel territorio del foglio Dobbiaco sono presenti il membro dell'Alpe di Specie (HKS₄) e il membro di Dürrenstein (HKS₅).

Carnico (Julico *p.p.* - Tuvalico *p.p.*).

2.2.22.1. - Membro dell'Alpe di Specie (HKS₄)

Il membro prende il nome dalla località Alpe di Specie/Seelandalpe, famosa nella letteratura geologica per l'eccezionale preservazione delle faune fossili (LORETZ, 1875; OGILVIE GORDON, 1893; PIA, 1937; DIECI *et alii*, 1970; FÜRSICH & WENDT, 1977; WENDT, 1982; ZARDINI, 1981, 1985; BANDEL, 1991; 1992a; 1992b; 1993; 1994a; 1994b; 1995; 1996; 2007; RUSSO *et alii*, 1991; NEUWEILER & REITNER, 1995; SÁNCHEZ-BERISTAIN *et alii*, 2011; 2014; TOSTI *et alii*, 2014).

Nella letteratura storica, quest'unità litostratigrafica è compresa nella Formazione di San Cassiano, più recentemente è stata distinta e corrisponde a parte del membro A di RUSSO *et alii* (1991) o parte della formazione di Heiligkreuz (TOSTI *et alii*, 2014; GATTOLIN *et alii*, 2015). Nelle Dolomiti corrisponde al membro A della formazione di Heiligkreuz in KEIM *et alii* (2006), al membro di Fedares in BRANDNER *et alii* (2007) e a parte del membro di Borca (HKS₁) in NERI *et alii* (2007) e BREDA *et alii* (2009).

Tale litosoma affiora nell'area di Prato Piazza: ad occidente in un affioramento lungo il versante sottostante i parcheggi dell'Albergo Prato Piazza fino al Rio

Stolla, e ad oriente, tra 1.910 m s.l.m. sull'Alpe di Specie, la gola rocciosa sotto l'ex Forte Vallandro e fino a 2.179 m s.l.m. sul Col Rotondo dei Canopi.

Si tratta di calcari, di colore grigio e/o nocciola chiaro, alternati a peliti, marne e calcari marnosi in strati centimetrici; il contenuto terrigeno, sempre molto fine, tende a ridursi verso l'alto. Alla base sono presenti argilliti scure, laminate. Sono inoltre presenti *patch reefs* a metazoi costruttori: spugne, chetetidi, coralli sclerattini, stromatoproidi, sfinctozoi e subordinatamente alghe rosse (FÜRSICH & WENDT, 1977; RUSSO *et alii*, 1991; TOSTI *et alii*, 2014; GATTOLIN *et alii*, 2015). Verso l'alto si osservano calcareniti oolitiche e dolomie arenacee con una modesta percentuale terrigena. La stratificazione è da centimetrica a decimetrica con frequenti giunti nodulari, presenti soprattutto nella porzione inferiore. Lo spessore complessivo varia da 0 a 100 metri.

Il limite inferiore è netto e paraconcordante con i termini della Formazione di San Cassiano, e in *onlap*, con angoli molto bassi, sulla scarpata della Dolomia Cassiana.

Il contenuto fossilifero è abbondante e dato da gasteropodi, lamellibranchi, brachiopodi e soprattutto coralli e spugne; esemplari particolarmente belli e ben conservati, provenienti dall'Alpe di Specie, sono esposti al Museo Paleontologico "R. Zardini" a Cortina d'Ampezzo e nelle collezioni del Museo di Storia Naturale di Vienna (KROH *et alii*, 2011). L'associazione pollinica determinata nelle sezioni di Col Rotondo dei Canopi, per la presenza di *Patinasporites densus*, *Pseudoenzonaspores sumus*, *Enzonaspores vigens*, *Infernopollinites* spp. e *Paracirculina maljawkinae* mostrano una associazione riferibile alla parte alta dello Julico e in particolare alla zona ad Austriacum (ROGHI, 2004; ROGHI *et alii*, 2010).

L'ambiente si può riferire ad un bacino in colmamento oramai poco profondo, in cui si depositano fanghi carbonatici autoctoni e in cui proliferano *mound* e *patch reefs*.

2.2.22.2. - Membro di Dürrenstein (HKS₅)

Il termine *Dürrensteindolomit* è introdotto da PIA (1937) per definire un intervallo di dolomie sottilmente stratificate, già intuito da LORETZ (1875), caratterizzate dalla presenza di grandi megalodonti e dolomie granulari (ooliti), compreso tra la *Schlerndolomit* e i *Plätzwiesschichten*. PIA (1937) non definisce chiaramente i limiti con i depositi stratificati della sottostante piattaforma carbonatica, anche se descrive delle differenze nell'organizzazione degli strati e nelle litologie ed è molto chiaro nei profili e nella carta geologica nel posizionare la nuova unità litostratigrafica. Come conseguenza di questa non chiara separazione tra le diverse dolomie stratificate, diversi Autori (cf. ROSSI, 1964, BOSELLINI *et alii*, 1977, CASATI *et alii*, 1982, BLENDINGER & BLENDINGER, 1989) hanno dato alla "Dolomia di Dürrenstein" un significato notevolmente più ampio di quello originario di PIA

(1937), arrivando ad includere in essa tutte le facies stratificate e di retroscogliera delle piattaforme ad alto rilievo (anisico-carniche). Quest'attribuzione ha generato, per un lungo periodo di tempo, l'idea di una unità che a luoghi, i.e. Dolomiti di Sesto, mostrava spessori dell'ordine di 1000 metri. Tale interpretazione sopravvive ancora nella recente revisione di DELFRATI (in DELFRATI *et alii*, 2000, pp.100-108).

Secondo PRETO & HINNOV (2003) è però possibile distinguere su base litostratigrafica la fm. di Heiligkreuz ("Formazione di Dürrenstein") dalla facies di laguna interna della Dolomia Cassiana: infatti, nella sezione affiorante al Rifugio



Fig. 25 - Il membro di Dürrenstein (HKS_5) visto dai Piani di Longeres verso il Piz Popéna. Sigle come nel testo. (Foto Michele da Pozzo).

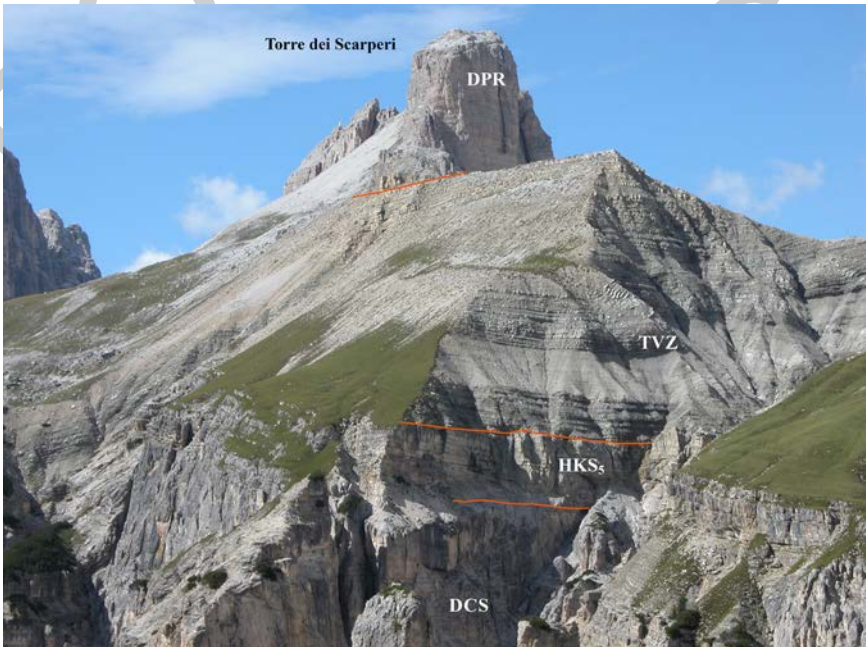


Fig. 26 - Vista della successione affiorante alla Torre dei Scarperi. Sigle come nel testo.

Auronzo (Tre Cime di Lavaredo) e rappresentativa di un ampio settore del foglio Dobbiaco, l'unità (HKS₅ in questo lavoro) è separata dalle dolomie stratificate di retro scogliera e laguna della piattaforma cassiana da un marcato paleosuolo che definisce una cengia facilmente identificabile (Fig. 25, 26, 27).

L'unità è costituita alla base da peliti giallastre o policrome (paleosuolo) che possono riempire superfici carsificate a tetto della piattaforma carbonatica cassiana, cui seguono prevalenti dolomicriti e micriti subtidali relativamente massicce. Verso l'alto sono presenti dolomie sottilmente stratificate, anche stromatolitiche, organizzate in cicli peritidali, con occasionali livelli di peliti/siltiti, da grigie a nocciola, a luoghi anche policrome.

Lo spessore complessivo del litosoma varia da 20 a 100 metri.

Il limite inferiore è sempre netto con le facies di laguna interna della Dolomia Cassiana ed è transizionale rapido con il sottostante membro dell'Alpe di Specie.

Il contenuto fossilifero è dato da lamellibranchi, fra cui *Lopha montiscaprilis*, *Physocardia ogilviae*, *Cornucardia hoernigi*, *Costatoria vestita* e *Megalodon triquiter*.

Le condizioni ambientali possono essere riferite ad un sistema da peritidale a marino poco profondo che uniforma e sutura la paleogeografia preesistente.



Fig. 27 - La formazione di Travenanzes in Val Foresta. Notare lo spessore ridotto dell'unità rispetto alle sezioni del settore orientale (es. Torre dei Scarperi in Fig. 26). (Foto Anna Breda).

2.2.23. - *Formazione di Travenanzes (TVZ)*

Corrisponde in parte agli Strati di Raibl o *Raibler Schichten* (HAUER, 1858; FÖTTERLE, 1856; RICHTHOFEN, 1860), ai *Platzwiesen Schichten* di PIA (1937) e alla formazione di Raibl (cfr. NERI *et alii*, 2007; AVANZINI *et alii*, 2007; 2010; 2012).

La formazione di Travenanzes si rinviene dalla Forcella Foresta alla Val Rìcegon, alla base delle pareti di M. Groppes, Col Rìcegon, M. Quaira di Sennes, affiora nel Vallone di Rudo, alla base delle pareti meridionali della Cima Forca di Ferro, e del Gruppo delle Lavinores; si osserva alla base delle pareti nord di Campo Cavallo, M. delle Rondini e a Prato Piazza; ad oriente della Valle di Landro forma una serie di ripiani a nord ovest di Cima Bulla, si rinviene sulla sommità delle Cime del Pian (Alto, di Mezzo, Basso) nel gruppo dei Baranci, del Lastron dei Scarperi e alla base della Torre di Toblin, della Torre dei Scarperi e delle Tre Cime di Lavaredo.

La formazione di Travenanzes è costituita alla base da dolomie afanitiche e dolomicriti talvolta cristalline, grigio chiare o biancastre alternate ad interstrati di dolomicriti e peliti dolomitiche da nere a verdastre, molto friabili cui seguono peliti rosse e verdi e dolomie subcristalline sottilmente laminate, alternate tra loro e, in modo non regolare, con livelli e lenti di gesso bianco (BREDA & PRETO, 2011). Superiormente si osservano marne dolomitiche grigie e marroni molto friabili che passano, a luoghi (Prato Piazza), a livelli discontinui di carnirole giallastre e marroni, marne e peliti marnose grigie o rosse. Il tetto è dato da dolomie da grigie a giallastre ben stratificate con abbondanti interstrati marnosi e pelitici grigi (Fig. 26, 27).

La stratificazione varia da pluricentimetrica a decimetrica nelle dolomie, mentre è sempre centimetrica o pluricentimetrica nelle peliti e marne, i giunti sono in genere piani; a luoghi sono presenti laminazioni.

Lo spessore della formazione è compreso tra 80 e 120 metri.

Il limite inferiore con il membro di Dürrenstein della formazione di Heiligkreuz è netto e frequentemente disconforme o erosivo.

Il contenuto fossilifero è dato da piccoli gasteropodi turriformi e piccoli megalodonti e tra i microfossili si trovano foraminiferi.

L'ambiente può essere riferito ad un contesto paralico e marino marginale con apporti terrigeni fini (BREDA & PRETO, 2011).

Carnico superiore *p.p.* (Tuvalico).

2.2.24. - *Dolomia Principale (DPR)*

La Dolomia Principale (*Dachsteinkalk und Dolomit* di HAUER, 1850; *Hauptdolomit* di GÜMBEL, 1857) affiora estesamente nel settore sud occidentale

del foglio “Dobbiaco”, chiudendo a nord l’Altopiano di Fanes (Cima Forca di Ferro) e contornando gli altipiani di Sennes e Fosses (Lavinores, Monte Sella di Sennes, Punta della Quaira di Sennes, Campo del Cavallo Piccolo, Giovo Piccolo, Col Rotondo dei Canopi). A meridione del territorio del foglio “Dobbiaco”, costituisce le propaggini settentrionali del Gruppo del Cristallo ed inoltre sempre nel settore sud orientale forma le Tre Cime di Lavaredo (Fig. 28) e la Croda dell’Arghena, il gruppo del Paterno - Croda del Passaporto, e le cime dei Monti di Rudo, dei Rondoï e Bulla.

La Dolomia Principale è formata da dolomie stromatolitiche cicliche di colore chiaro, da grigie a biancastre che già BOSELLINI & HARDIE (1988), avevano distinto in tre unità non cartografabili, ma riconosciute a luoghi ed in particolare, nel foglio “Dobbiaco”, lungo la strada che da Pederù sale a Fodara Vedla, per le seguenti caratteristiche:

- dolomie stromatolitiche e dolomicriti a lamellibranchi (*Neomegalodon*) e gasteropodi (*Worthenia*) ben stratificate, organizzate in cicli peritidale-subtidale-peritidale, a scala metrica; tale unità inferiore può raggiungere lo spessore di 300-400 metri;
- dolomicriti anche con livelli di megalodonti, che passano a brecce pisoliti-



Fig. 28 - Dolomia Principale: panorama sulle pareti sud occidentali delle Tre Cime di Lavaredo formate da una potente successione di dolomie organizzate in cicli peritidali.



Fig. 29 - Dolomia Principale: impronte e piste di dinosauri (*Grallator* e *Eubrontes*) su blocchi presenti ai piedi delle Tre Cime di Lavaredo.

che con associate strutture a *tepee*, ed organizzate in “cicli diagenetici” (HARDIE *et alii*, 1986 e BOSELLINI & HARDIE, 1988). Per gli Autori questi livelli a breccie rappresentano veri e propri suoli carbonatici e potrebbero registrare regressioni indirizzate dalla ciclicità milankoviana. La stratificazione è mal distinguibile a formare bancate di circa 4-5 metri; lo spessore è stimabile in 200-300 metri.

- dolomie cicliche peritidali simili a quelle che compongono l'unità inferiore. Nella porzione più alta si riconoscono dolomie bianche, talora con una debole colorazione rosata, cristalline, a grana saccaroide. Sono ben stratificate e lo spessore è pari a circa 150-200 metri.

Nella parte alta della successione al Monte Rudo è presente un intervallo metrico di dolomie scure, fetide, interpretabile come facies anossiche e cartografato come “membro di Seefeld” nella “Carta geologico-escursionistica-Parco Naturale Dolomiti di Sesto”, esso potrebbe corrispondere, per analogia di litologie e posizione stratigrafica, all'intervallo anossico di Rio Resartico (FANTONI *et alii*, 1998; ZANFERRARI *et alii*, 2013).

Lo spessore della Dolomia Principale all'interno del foglio “Dobbiaco” sembra essere costante e si attesta attorno a 800 metri.

Il limite inferiore con la formazione di Travenanzes è graduale per progressiva scomparsa delle peliti varicolori e per la comparsa delle dolomie stromatolitiche

(BREDA & PRETO, 2011).

All'interno della formazione sono stati raccolti molti modelli interni di lamelibranchi (Dicerocardidi, *Neomegalodon*) e gasteropodi (*Worthenia*).

L'ambiente è riferibile a una piattaforma carbonatica in condizioni da subtidali di laguna, di piana di marea (*tidal flat*) fino a spiccatamente sopratidali con testimonianze di emersione (BOSELLINI, 1967). Si segnala a tale proposito che gli orizzonti sopratidali nel settore orientale del foglio, possono contenere localmente impronte e piste di dinosauri (*Eubrontes e Grallator*) come rilevabile su blocchi presenti ai piedi delle Tre Cime, versante meridionale (MIETTO, 1991; AVANZINI *et alii*, 2000; PETTI *et alii*, 2013).

Carnico superiore - Norico.

2.2.25. - Gruppo dei Calcari Grigi (CG)

Il Gruppo dei Calcari Grigi costituisce una tra le più classiche unità di piattaforma carbonatica di tutto il dominio Sudalpino. La sua deposizione è stata fortemente condizionata dalla tettonica estensionale collegata alla fase iniziale del *rifting* giurassico.

In Dolomiti tale unità era già stata individuata dagli Autori di lingua tedesca degli anni '20 e '30 del secolo scorso (KOBEL, 1908; VAN HOUTEN, 1930; MUTSCHLECHNER, 1932; OGILVIE GORDON, 1934; PIA, 1937) che avevano distinto, al di sopra della Dolomia Principale, un corpo carbonatico riferibile all'intervallo Retico - Lias inferiore. In seguito sia CROS (1965) che LEONARDI (1967) descrissero la successione calcarea affiorante in questa porzione del foglio Dobbiaco segnalando, nella porzione inferiore, litotipi contenenti *Triasina* ("strati a Triasina" *Auct.*) riferibili al Retico.

Il Gruppo dei Calcari Grigi affiora estesamente nell'angolo sud occidentale del foglio Dobbiaco, sugli altipiani di Fanes, Sennes e Fosses e nei gruppi montuosi di Col Bechei e Croda Rossa d'Ampezzo. Tutta la successione presenta una notevole omogeneità litologica che non consente una suddivisione in formazioni come fatto nei fogli Mezzolombardo e Trento. Quello che si riconosce è una grossolana tripartizione con lievi variazioni di litofacies (ZEISS *et alii*, 1987)

La porzione inferiore (calcari a *Triasina*, *Auct.*, calcare di Dachstein) è costituita da prevalenti calcari e subordinate dolomie, organizzati in cicli inter e supratidali *shallowing-up*, con superfici di esposizione subaerea più o meno regolarmente spaziate, sottolineati da livelli di breccie intraformazionali e orizzonti stromatolitici. Le breccie basali (Alpe Cavallo e Cadin di Croda Rossa) mostrano clasti centimetrici in genere spigolosi: essi sono costituiti da *wackestone* di colore nocciola chiaro fino a grigio chiaro a gasteropodi, lamelibranchi, rari frammenti di echinodermi e ooidi, in cui la matrice può essere anche diffusamente



Fig. 30 - Gruppo dei Calcari Grigi:

- a) panoramica sulla successione presente tra Forcella di Cocodai e Croda del Becco;
 b) calcari ben stratificati presso Bivacco dall'Oglio (versante S della Piccola Croda Rossa).

ricristallizzata; da *packstone* grigio scuro neri a foraminiferi bentonici (*Triasina*), alghe incrostanti (*Solenopora*), piccoli gasteropodi, resti di echinodermi, peloidi e ooidi. La parte superiore del ciclo è formata da laminita chiare, facilmente sfaldabili. A luoghi i cicli possono presentare spiccata e diffusa dolomitizzazione e sull'altopiano di Sennes - Fosses sono presenti, a tetto del ciclo, frequenti livelli a grandi lamellibranchi con dimensioni anche superiori ai 15 centimetri, di tipo megalodontidi e dicerocardidi. Tale porzione dell'unità potrebbe corrispondere alla "Transitional Sequence" in ZEISS *et alii* (1987). Questa parte inferiore del gruppo è attribuibile al Retico.

In successione seguono prevalenti e monotoni calcari micritici (*mudstone*, *wackestone*) da grigio scuro a grigio chiaro o nocciola contenenti strutture tipo “*fenestrae*” e/o “*bird eyes*” e rari *pellets*, ooidi e rari foraminiferi bentonici che verso l’alto passano ad alternanze laminiti - pelmicriti con rare intercalazioni di biocalcareni (*packstone*) a frammenti di molluschi ed echinodermi. Le laminiti carbonatico-marnose, di colore biancastro, hanno spessore di 15-25 centimetri, si sfaldano in lastre millimetriche e possono presentare strutture tipo *tepee*. Non mancano intercalazioni di orizzonti centimetrici di peliti grigio-verdastre. La stratificazione è sempre ben definita in strati pluridecimetrici (30-50 centimetri), a giunti piano paralleli (Fig. 30); solo le facies più grossolane possono presentarsi in banchi amalgamati (fino a due metri) con stratificazione a giunti da ondulati a nodulari.

Infine la porzione stratigraficamente più alta del gruppo è formata da alternanze di micriti e/o biomicriti (*wackestone*) e calcareniti (*packstone* e *grainstone*) oolitico-pisolitiche. Nelle prime si riconoscono granuli contenenti spicole di spugna, foraminiferi (*Haurania*, *Pseudocyclamina*, SIEREK, 1987) frammenti di lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi e rari peloidi di piccole dimensioni; la matrice micritica, di colore nocciola, è localmente ricristallizzata. Nelle seconde, le ooliti hanno struttura concentrico-raggiata e il nucleo è costituito da piccoli foraminiferi, protoconche di gasteropodi, *Globochaete* e nelle pisoliti anche da frammenti di lamellibranchi; la roccia ha colore chiaro e l’assenza di matrice fa presumere che si tratti di depositi ben sciacquati. Gli strati, da 20 a 40 centimetri di spessore, hanno giunti piano paralleli nelle micriti, mentre mostrano una laminazione a basso angolo nelle calcareniti.

Per la presenza di foraminiferi del genere *Haurania* (SIEREK, 1987) il gruppo può essere attribuito al Pliensbachiano *p.p.* almeno nella sua parte superiore.

Lo spessore totale del Gruppo dei Calcari Grigi è compreso tra 450 e 600 metri.

Il limite inferiore è graduale con la Dolomia Principale (DPR); l’ambiente è riferibile ad una piattaforma carbonatica in condizioni tidali o di mare molto basso.

Retico *p.p.* - Pliensbachiano *p.p.*?

2.2.26. - *Encrinite di Fanes Piccola* (FAS)

Gli Autori degli anni ‘20 e ‘30 del secolo scorso avevano già notato che sugli Altopiani Ampezzani, come anche in altre aree delle Dolomiti, i Calcari Grigi potevano essere ricoperti da calcareniti fossilifere ricche soprattutto in brachiopodi, frammenti di crinoidi e rari cefalopodi. CROS (1965) chiamò questa litozona “*calcare ad entrochi*” ed enfatizzò la sua estrema variabilità di spessore (da 0

a 10 metri). MASETTI & BOTTONI (1987) istituirono l'unità dandole il nome di "Encrinite di Fanes Piccola". L'unità è stata successivamente formalizzata dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (DELFRATI *et alii*, 2000).

Nel territorio del foglio "Dobbiaco" l'Encrinite di Fanes Piccola affiora a Fosès, sul versante occidentale della Remeda Rossa e del M. Germalbes, a Ra Stua, poco a NE del Rif. Fanes, presso q. 2057 m ; nei pressi di Forc. la Lerosa e in altri affioramenti nei pressi del Lago di Limo si osservano invece riempimenti filoniani associati a fratture presenti a tetto dei Calcari Grigi.

L'Encrinite di Fanes Piccola è costituita da calcareniti (*packstone/grainstone*) a crinoidi di colore bianco rosato a grana da fine a grossolana, mai molto tenaci; si riconoscono anche foraminiferi bentonici, frammenti di brachiopodi e gasteropodi, ooliti micritiche e spicole di spugna. Non mancano intraclasti micritici (*mudstone-wackestone*) a contorni irregolari, sottolineati da ossidi soprattutto nella parte alta dell'unità. Nell'area di Ra Stua in zona Vallon Scuro (come anche in altre località dolomitiche fuori foglio) si rilevano strati pluridecimetrici di lumachelle a brachiopodi (BENIGNI, 1978). La matrice è assente, il cemento è calcitico per lo più sintassiale. La stratificazione è incrociata e visibile alla scala dell'affioramento e negli strati, da decimetrici a metri, si riconosce una laminazione obliqua.

Lo spessore dell'intera formazione è compreso tra 0 e 20 metri. Il limite inferiore è netto, per lo più paraconcordante, talvolta erosivo per la presenza di tasche, con il Gruppo dei Calcari Grigi. Litologie del tutto identiche a quelle dell'Encrinite di Fanes Piccola si ritrovano sovente come riempimento di fratture sinsedimentarie presenti a luoghi negli strati di tetto dei Calcari Grigi (Fig. 31).

Tra i fossili sono stati riconosciuti soprattutto brachiopodi (BENIGNI, 1978) e tra i microfossili si osservano foraminiferi bentonici riferibili a *Nodosaridae*,



Fig. 31 - Riempimenti di fratture al tetto del Gruppo dei Calcari Grigi da parte di *packstone/grainstone* a crinoidi di color rossastro riferibili all'Encrinite di Fanes Piccola.

Frondiculariae, Trocolinae.

Secondo MASETTI & BOTTONI (1978) l'unità rappresenta l'espressione dell'inizio dell'annegamento della Piattaforma Trentina nella porzione dolomitica e la sua variabilità è definita come la migrazione di corpi sabbiosi encrinetici sotto l'azione delle correnti marine (WINTERER & BOSELLINI, 1981).

Pliensbachiano *p.p.*.

2.2.27. - *Rosso Ammonitico Veronese (ARV)*

La formazione affiora solo nel settore sud occidentale del foglio Dobbiaco a Fosses, sul versante occidentale della Remeda Rossa, a Ra Stua, a NE e NW del Rif. Fanes; nei pressi di Forc. la Lerosa, presso il Lago di Limo, poco sotto la cima del Col Bechei di Sopra (presso q. 2603 m s.l.m.) e ad Antruilles, lungo il T. Boite, in pochi affioramenti tettonizzati (Zeiss *et alii*, 1987, Zardini, 1973).

Si possono distinguere due unità non cartografabili separatamente.

Alla base dell'unità inferiore è sempre presente un *hard ground* di massimo 30 centimetri di spessore, formato da noduli (dimensioni massime 10 cm) ferromanganesiferi a struttura concentrica e stromatoliti cupoliformi microperforate, tagliate da superfici di erosione e da piste di escavazione; si osservano anche ammoniti corrose e rostri di belemniti. La matrice, grigio rossastra e rosa, è classificabile come *packstone* a frammenti di echinodermi, lamellibranchi pelagici, protoconche di gasteropodi, protoglobigerinidi, *Globochaete alpina*, e piccoli litoclasti (massimo millimetrici) sovente limonitizzati e con bordo esterno microperforato.

Al di sopra dell'*hard ground* in paraconcordanza, si osservano calcari (*packstone-grainstone*) ricchi in lamellibranchi pelagici (riferibili alla "*Posidonia alpina*" Auct.) e protoglobigerinidi oltrechè *pellets*, intraclasti, litoclasti, frammenti di echinodermi e grossi lamellibranchi, rari radiolari e *Globochaete alpina*. La matrice è subordinata ed i vuoti tra i clasti sono riempiti da calcite spatica. In questo intervallo inferiore la stratificazione, in genere fino a decimetrica, è spesso amalgamata ed ha giunti da piano paralleli a debolmente ondulati, talvolta messi in evidenza da veli millimetrici di peliti verdastre. Si osserva un'intensa bioturbazione, ma in taluni casi è possibile riconoscere una isoorientazione primaria dei granuli allungati.

Verso l'alto ed in paraconcordanza, sottolineata talvolta da un sottile livello di *hard ground*, affiora l'unità superiore che è composta dapprima da alternanze di livelli encrinetici (*packstone-grainstone*) rosso scuro contenenti piccoli noduli ferromanganesiferi e calcari micritici (*wackestone*) rosati nodulari a cui seguono, anche in tal caso con interposizione di un *hard ground* centimetrico, calcari micritici (*wackestone*) rosso rosati ad ammoniti, radiolari, *Saccocoma*, *Globo-*

chaete alpina, *Calpionella alpina*, peloidi, aptici, sezioni di piccole ammoniti, lamellibranchi pelagici e rari litoclasti sovente limonitizzati. Si osservano anche stromatoliti cupoliformi.

In tutta la formazione, la stratificazione è centimetrico decimetrica, in genere spiccatamente nodulare, a giunti stilolitici; verso l'alto la nodularità diminuisce e la colorazione tende a scomparire.

Lo spessore dell'intera formazione è circa 25 metri.

Il limite inferiore è netto e paraconcordante con la sottostante Encrinite di Fanes Piccola ove presente, o con il Gruppo dei Calcarì Grigi.

Tra i fossili sono stati riconosciuti ammoniti (*Lytoceras*), brachiopodi (*Pygope*), il contenuto microfossilifero significativo è dato da Saccocoma, *Globochaete alpina*, *Calpionella alpina*.

L'ambiente deposizionale può essere riferito a sedimentazione pelagica di alfofondo in un bacino in approfondimento.

Bajociano *p.p.* - Titoniano superiore *p.p.*

UNITA' CRETACICHE

Nel territorio del foglio Dobbiaco, le unità carbonatico-terrigene attribuite al Cretacico sono presenti nell'area sudoccidentale, geograficamente nota come Altopiani Ampezzani, in affioramenti mai molto estesi o continui e sovente tettonizzati (Fig. 32).

Segnalate da vari Autori, soprattutto di lingua tedesca (HÖRNES, 1876, HAUG, 1887, KOBER, 1908, MUTSCHLECHNER, 1932) tra fine '800 e prima metà del '900 del secolo scorso, esse divennero oggetto di studi approfonditi, soprattutto paleontologici (CITA & ROSSI, 1959; CITA & PASQUARE', 1959; BACCALLE SCUDELER & LUCCHI GARAVELLO, 1967; CROS & DUPEUPLE, 1967 e BACCALLE SCUDELER & SEMENZA, 1974). Tra questi Autori solo CROS & DUPEUPLE (1967) si occuparono della successione di età Cretacico superiore affiorante nell'area di Antruilles.

Dagli anni '80 del secolo scorso e fino ad oggi, sono stati portati a compimento ulteriori studi da parte di vari Autori che hanno arricchito, aggiornato e inquadrato regionalmente le varie successioni cretache (ZEISS *et alii*, 1987, STOCK, 1994; STÖHR, 1994; BINI *et alii*, 1995; COBIANCHI & LUCIANI, 1998; LUCIANI & COBIANCHI, 1999; GAETANI, 2010, LUKENEDER, 2010; 2012; LUKENEDER *et alii*, 2016).

Dal punto di vista litologico il "Cretacico" delle Dolomiti mostra depositi con una pervasiva componente terrigena, soprattutto argillosa, ma non mancano arenarie fini ("Flysch di Ra Stua", BACCALLE SCUDELER & SEMENZA, 1974) e microconglomerati, areniti e calcareniti (Cretacico d'Antruilles in CROS & DUPEUPLE, 1967, BINI *et alii*, 1995) in facies torbida. In tal senso le facies di *flysch* di età cretaca superiore estenderebbero la presenza del "Flysch Insubrico" (CASTELLARIN, 1976) anche all'area dolomitica.



Fig. 32 - Successione cretacea dalle marne del Puez (PUE) alla scaglia variegata alpina (VAA) affiorante al letto di un sovrascorrimento nell'area di Forc.la Lerosa. Visibile anche il Livello Selli al tetto di PUE. (Foto Kathrin Lang).

Oltre ai classici litotipi a carattere di nannomicriti si trovano estesamente marne, siltiti, peliti, calcari siltosi, arenarie, conglomerati, calcareniti e subordinati “black shale”.

In questi ultimi sottili intervalli sono stati riconosciuti il Livello Selli (BINI *et alii*, 1995, LUKENEDER *et alii*, 2016) ed il Livello Bonarelli (COBIANCHI & LUCIANI, 1998; LUCIANI & COBIANCHI, 1999); inoltre per caratteristiche e posizione alcune intercalazioni di argilliti scure presenti negli affioramenti studiati possono essere riferiti agli altri livelli anossici legati agli eventi OAE (*Oceanic Anoxic Event*) di età cretacea inferiore e superiore, anche se nell'ambito del progetto CARG non sono stati portati a compimento approfondimenti specifici.

Dal basso verso l'alto si riconoscono le seguenti unità:

- Maiolica
- marne del Puez
- scaglia variegata alpina
- Scaglia Rossa

2.2.28. - *Maiolica* (MAI)

Questa formazione affiora per esteso a Ra Stua, Forc. la Lerosa, Fosses, NNW del Rif. Fanes e parzialmente, in affioramenti molto tettonizzati, al Lago di Limo, poco sotto la cima del Col Bechei di Sopra e lungo il T. Boite ad Antruilles. Nella porzione inferiore la litologia è rappresentata da calcari micritici bianco avorio (*mudstone* e *wackestone*), a frattura concoide, del tutto simili a quelli che caratterizzano la formazione nel resto delle Alpi Meridionali (“Biancone” in CITA & ROSSI, 1959). In questo intervallo la stratificazione, in genere fino a decimetrica a giunti piano paralleli, è sottolineata da livelletti millimetrici di peliti verdastre; non mancano liste e noduli di selce nera che si presentano talora abbondanti. Spesso negli affioramenti di Forc. la Lerosa e nei pressi del Lago di Limo la selce si presenta desilicizzata.

Verso l’alto stratigrafico, si riconoscono alternanze di calcari siltosi (*wackestone*) bioturbati a *Zoophycos*, siltiti anche grossolane e calcari micritici (*mudstone*) ad intercalazioni millimetriche di peliti da rosate a grigie, che passano a calcari siltosi bioturbati, siltiti e marne da grigie a verdastre con intercalazioni di peliti da grigio-verdi a nere a laminazione millimetrica (“calcari siltosi rossi” in CITA & ROSSI, 1959, BINI *et alii*, 1995). La stratificazione è in genere centimetrica ed i giunti sono piano-paralleli e continui fino a debolmente ondulati nella porzione superiore.

Una successione simile, posta sempre a tetto del Rosso Ammonitico Veronese, è stata descritta da LUCKENEDER (2010) nel Gruppo della Gardenaccia, poco ad ovest del foglio Dobbiaco.

Lo spessore dell’intera formazione è di circa 40 metri, di cui la facies più tipicamente simile alla Maiolica, corrisponde ai primi 10 metri.

Il limite inferiore è graduale rapido con il Rosso Ammonitico e può essere posto alla scomparsa della nodularità e della colorazione rosso rosata.

Il contenuto microfossilifero è vario: nella porzione inferiore si riconoscono tintinnidi, mentre verso l’alto sono presenti nannofossili (tra cui *Nannoconus coloni*), frammenti non determinabili di echinodermi, foraminiferi, radiolari (vedi CITA & PASQUARÈ, 1959). Nel fango carbonatico sono stati riconosciuti anche piccoli frammenti di litoclasti e minuti granuli di quarzo. Tra i macrofossili sono stati riconosciuti aptici ed ammoniti; molto comuni sono gli icnofossili del tipo *Zoophycos*.

L’ambiente deposizionale può essere riferito ad un bacino pelagico con impulsi terrigeni distali di cui non è certa la provenienza.

Titoniano superiore *p.p.* - Hauteriviano *p.p.*

2.2.29. - Marne del Puez (PUE)

Questo intervallo stratigrafico può anche essere riferito al “*Puez Limestone Member*”, parte della “Formazione di Puez” *sensu* LUKENEDER (2010) e LUKENEDER *et alii* (2016). Nei suoi lavori sugli affioramenti della Gardenaccia, Luke-neder propone la formalizzazione delle “Marne del Puez” con una suddivisione interna della formazione in tre membri, che coprono un intervallo dall’ Hauteriviano all’ Albiano, forse Cenomaniano. Si rileva che pur essendo in Dolomiti gli affioramenti cretacicci limitati e mai molto estesi, non viene proposta dall’Autore alcuna comparazione con le unità identificate nei molti lavori pubblicati nell’area dolomitica orientale.

Questa formazione affiora per esteso a Ra Stua e Lerosa, e solo parzialmente a Fosses e Fanes Piccola, mentre lungo il Torrente Boite, ad Antruilles, gli affioramenti sono molto disturbati tettonicamente. Gli affioramenti di Ra Stua corrispondono alle località classiche per gli studi di questa unità negli Altipiani Ampezzani (CITA & PASQUARÈ, 1959; BACCELLE SCUDELLER & SEMENZA, 1974; BINI *et alii*, 1995; CLAPS & MASETTI, 1994).

In campagna si riconoscono alternanze piuttosto monotone di calcari siltosi (*wackestone*) grigio-verdi bioturbati, marne e siltiti ad ammoniti, da grigie a verdastre talvolta rossastre, argilliti e peliti verdi, cerulee, fino a grigio scuro e nero. La componente terrigena risulta percentualmente più abbondante di quella calcarea. Verso la base, un intervallo di siltiti grigio scure tipo “*black shale*” potrebbe essere messo in relazione con il Livello Faraoni, mentre a tetto, dopo pochi strati di siltiti rossastre e calcari siltosi rosso vinati a chiazze verdastre, compaiono circa sette metri di peliti nere sottilmente laminate, che possono essere attribuite al Livello Selli (OAE1).

La stratificazione negli strati più competenti è decimetrica, debolmente ondulata e spesso amalgamata, mentre nelle marne, siltiti e peliti è in genere centimetrica, piano-parallela, con evidenti laminazioni.

Lo spessore dell’intera formazione è pari a 70 - 80 metri.

Il limite inferiore è graduale con la Maiolica (MAI) per la comparsa delle marne e un netto cambio della colorazione.

Il contenuto microfossilifero è costituito da prevalenti nannofossili (tra cui *Nannoconus steinmanni*), che rappresentano la componente essenziale del fango carbonatico (CITA & PASQUARÈ, 1959), frammenti non determinabili di echinodermi, foraminiferi, radiolari. Tra i macrofossili sono abbondanti le ammoniti (ZARDINI, 1980a; LUKENEDER 2010) gli echinodermi, i lamellibranchi; molto comuni sono gli icnofossili del tipo *Zoophycos*.

Anche in questo caso l’ambiente deposizionale può essere riferito ad un bacino pelagico con apporti terrigeni distali.

Hauteriviano *p.p.* - Aptiano *p.p.*.

2.2.30. - *Scaglia Variegata Alpina (VAA)*

Questa formazione affiora in modo discontinuo a Ra Stua, Tremonti, Forc. la Lerosa ed Antruilles. Nell'area di Ra Stua-Tremonti-Lerosa sono presenti le porzioni inferiori dell'unità direttamente sovrapposte alle marne del Puez, mentre nell'area di Antruilles, affiorano i termini stratigraficamente più alti fino al limite con la soprastante Scaglia Rossa.

Gli Autori che si sono occupati degli affioramenti sopra elencati (CITA & PASQUARÈ, 1959; CITA & ROSSI, 1959, CROS & DUPEUPLE, 1967, BACCILLE SCUDELER & SEMENZA, 1974, STOCK, 1994, BINI *et alii*, 1995, LUCIANI & COBIANCHI, 1999) hanno descritto unità litostratigrafiche che occupano la stessa posizione all'interno della successione e che sono però nominate in modo diverso. In questo lavoro si propone una successione unica attribuita dal punto di vista stratigrafico alla scaglia variegata alpina.

Al di sopra del livello anossico Selli, si rinvencono calcari (*wackestone*) rosso mattone con chiazze verdastre, contenenti granuli millimetrici di glauconite che conferiscono alla roccia un caratteristico aspetto "*a pois*"; verso l'alto si intercalano siltiti rossastre e nei calcari compaiono noduli e liste di selce da rossa a bruna. Tra i granuli, oltre alla glauconite, sono stati riconosciuti extraclasti di metamorfiti, quarzo, miche e feldspati mal arrotondati. Inoltre sono presenti radiolari, spicole di spugna e foraminiferi planctonici, tra i quali CITA & ROSSI, (1959) segnalano la presenza di *Anomalina sp.*, *Hedbergella sp.* e l'assenza di forme carenate. Negli strati calcarei più competenti la stratificazione, da centimetrica a pluridecimetrica, presenta giunti piano-paralleli, mentre nelle siltiti si osserva una fitta stratificazione, da millimetrica a centimetrica, a giunti debolmente ondulati; è sempre presente una laminazione parallela ed una isoorientazione dei clasti allungati.

Questo intervallo inferiore, pari a 30 metri, corrisponde ai "calcari a selce" in CITA & ROSSI (1959) e in BACCILLE SCUDELER & SEMENZA (1974) ed ai "Calcari selciosi rossi" in BINI *et alii* (1995); essa può corrispondere come facies ed età anche al "*Puez Red Member*" in LUKENEDER (2010).

Verso l'alto si osservano circa 40 metri di alternanze di torbiditi pelitico arenacee, calcari micritici verdastrati a foraminiferi, radiolari e spicole di spugna, e calcari siltosi che costituiscono gli ultimi metri della successione. Le torbiditi sono organizzate in cicli da pochi decimetri fino ad un metro e mostrano una spiccata tendenza *fining upward*. Le litareniti contengono clasti di metamorfiti, vulcanici, minerali opachi, frammenti di alghe rosse.

Essa corrisponde al noto flysch di Ra Stua descritto da BACCILLE SCUDELER & SEMENZA (1974).

Gli Autori individuarono, tra i foraminiferi, *Hedbergella trochoidea*, *Planomalina* e globigerinidi, inoltre raccolsero e classificarono una fauna ad ammoniti (*Desmoceras sp.* e *Hoplitides sp.*), che in accordo con i dati micropaleontologici

confermarono un'età albiana.

La parte superiore (cenomaniana) della formazione è costituita da marne alternate a calcari marnosi (*wackestone*) e peliti in lamine millimetriche. La colorazione va da grigio a verdastro, nocciola fino a rosso e nero. Nei calcari marnosi si riconoscono occasionalmente clasti di quarzo, metamorfiti del basamento, mica, ossidi e rari zirconi. LUCIANI & COBIANCHI (1999), documentano nella porzione superiore, la presenza del Livello Bonarelli, espressione dell'evento OAE2 (JENKYN, 1980; 2010).

Lo spessore approssimato della formazione si attesta sui 150 metri.

Il limite inferiore è netto con PUE e posto al passaggio tra le argilliti nere riferibili al Livello Selli e i soprastanti calcari rosso mattone (cfr. Fig 32).

Il contenuto microfossilifero è costituito da prevalenti nanfossili, foraminiferi planctonici, foraminiferi bentonici, alghe rosse, radiolari e spicole di spugna. Tra i macrofossili si osservano ammoniti (*Desmoceras sp.* e *Hoplitides sp.*), raccolte e determinate da BACCALLE SCUDELER & SEMENZA, 1974 solamente nel flysch di Ra Stua, mentre molto comuni sono gli icnofossili del tipo *Zoophycos* e *Chondrites*. Nella porzione sopra il flysch di Ra Stua tra i foraminiferi planctonici si riconoscono *R. appenninica* e *R. ticinensis*, mentre verso l'alto compaiono *R. reicheli*, *R. cushmani*, *Praeglobotruncana stephani*.

L'ambiente deposizionale può essere riferito ad un bacino profondo tipo baltico medio - inferiore (LUCIANI & COBIANCHI, 1999), in cui il tasso di sedimentazione risulta maggiore rispetto a quello di altre sezioni coeve (sez. Cison in BELLANCA *et alii*, 1996), per la presenza di apporti terrigeni torbiditici; questi ultimi risultano precoci rispetto alle altre aree del Sudalpino (Aptiano-Albiano) e testimonierebbero l'esistenza di solchi arcuati con apporti extra bacinali settentrionali (BACCALLE SCUDELER & SEMENZA, 1974). Similitudini litostratigrafiche si possono trovare nel coevo flysch di Lienz (MARIOTTI, 1974).

Aptiano *p.p.* - Cenomaniano.

2.2.31. - Scaglia Rossa (SAA)

L'unità affiora su gran parte della collina di Antruilles: lungo il Rio delle Ruoibes de Inze (LUCIANI & COBIANCHI, 1999), sul versante sud della stessa collina e lungo il Rio delle Ruoibes de Fora (CROS & DUPEUPLE, 1967; STOCK, 1994; BINI *et alii*, 1995). Anche in tal caso, gli affioramenti sono discontinui e possono presentarsi disturbati dalla tettonica. I diversi Autori hanno riconosciuto termini litologici, mai formalizzati, riferibili alle facies tipiche della Scaglia Rossa ed a sequenze torbiditiche miste carbonatico-terrigene.

I termini inferiori dell'unità (COBIANCHI & LUCIANI, 1998; LUCIANI & COBIANCHI, 1999), al di sopra delle argilliti scure riferibili al Livello Bonarelli, cor-

rispondono ad alternanze cicliche di marne rosso mattone e calcari pelagici rosso rosati per circa 37 metri, a cui nella parte alta, si intercalano frequenti livelli torbiditici arenitici gradati ed intervalli argillitici scuri.

Le emipelagiti calcaree e marnose sono dei *mudstone* e *wackestone* a foraminiferi planctonici, con rari clasti di quarzo, spicole di spugna e frammenti di echinodermi. Frequente la presenza di *slumping*, con dimensioni da submetriche a metriche, che obliterano la stratificazione.

Gli episodi torbiditici presentano base erosiva ed impronte di carico mentre i rari *flute-cast* indicano provenienze da est. All'interno degli strati si riconoscono gli intervalli Tb-e, Tc-e, Tb-c/e e più raramente Ta-e della sequenza di Bouma (STOCK, 1994; BINI *et alii*, 1995).

Le areniti sono composte di quarzo, mica, litici metamorfici, extraclasti carbonatici, ossidi, pellet, glauconite (sia autigena che clastica) e rari frustoli carboniosi. Tra gli extraclasti carbonatici si riconoscono frammenti d'inocerami, rudiste, echinodermi e spine di brachiopodi. Il supporto è granulare, la matrice quando presente è un silt calcareo e il cemento è carbonatico (vedi anche CROS & DUPEUPLE, 1967, STOCK, 1994; BINI *et alii*, 1995).

Nella parte alta della formazione, localmente sono presenti orizzonti fino a 10 metri di spessore di conglomerati a geometria lenticolare. I clasti hanno diametro massimo di 3-5 cm e sono da arrotondati a subangolosi, solo alla base sono presenti ciottoli *out of size* fino a 20 cm. Tra essi si distinguono *wackestone* a tintinidi, a lamellibranchi pelagici e protoglobigerinidi, *packstone-grainstone* oolitico pellettiferi, *mudstone* grigio nocciola, dolomie cristalline giallastre a grana fine, quarziti, metamorfiti, selce rossa e scura e vulcaniti totalmente alterate. Si osservano inoltre abbondanti i frammenti di inocerami e rudiste, alghe rosse, foraminiferi bentonici e planctonici. I clasti sono in frequente contatto stilolitico; i vuoti sono riempiti da calcite spatica, mentre la matrice arenitica è sempre subordinata.

Lo spessore stimato si attesta intorno a 100 metri.

Il limite inferiore è netto con VAA posto al passaggio tra le argilliti nere del Livello Bonarelli e la soprastante alternanza calcari-marne.

Il contenuto microfossilifero è costituito da prevalenti foraminiferi planctonici tra cui *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Dicarinella concavata*, *Globotruncana arca*, *G. lapparenti*, *G. elevata* e *Gansserina gansseri*. La presenza di *Gansserina gansseri* e *Siderolites* sp. (determinazioni di Franca Proto-Decima e Valeria Luciani) permettono di attribuire al Maastrichtiano inferiore (COCCIONI & PREMOLI SILVA, 2015) la parte alta della successione (Fig. 33). Si riconoscono inoltre, foraminiferi bentonici, alghe rosse, radiolari, nanofossili. Molto comuni sono gli icnofossili del tipo *Zoophycos* e *Chondrites*.

L'ambiente deposizionale può essere riferito ad una scarpata bacinale fino a base scarpata.

Turoniano - Maastrichtiano *p.p.*

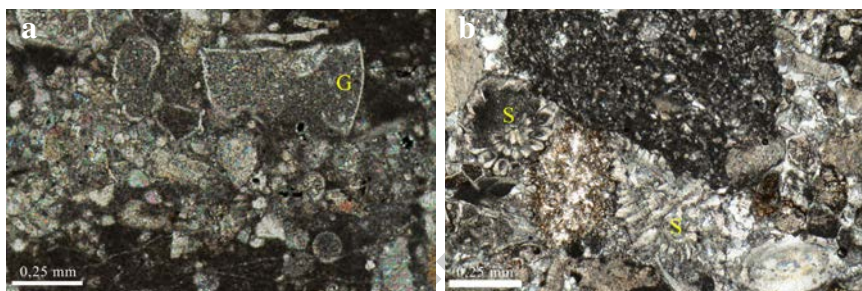


Fig. 33 - Foto di sezione sottile con forme tipiche del Maastrichtiano della parte alta della Scaglia Rossa: a) *Gansserina gansseri* (G); b) *Siderolites sp.* (S).

2.2.32. - Conglomerato di Monte Parei (CMP)

I conglomerati dell'area del Col Bechei di Sopra furono segnalati già da HÖRNES (1876) e da MOJSISOVICS (1879) che li attribuirono al Cretacico superiore sulla base di considerazioni stratigrafiche e di somiglianza con gli “*Strati di Gosau*” affioranti nelle Alpi Calcaree Settentrionali. Durante la revisione del Cretacico delle Dolomiti, CITA & PASQUARÈ (1959) attribuirono dubitativamente all'Eocene il conglomerato in esame per la presenza di associazioni micropaleontologiche che “*pur non avendo un assoluto valore stratigrafico, denotano un carattere terziario*” (p. 395). Più tardi CROS (1966, 1978), datò al limite Oligocene-Miocene questa formazione sulla base di associazioni a microfossili (foraminiferi tipo lepidocycline e amphystegine). Autori della scuola di Innsbruck (KEIM 1995, MAIR *et alii*, 1996 e KEIM & STINGL, 2000) analizzano e descrivono dettagliatamente gli affioramenti della formazione, fornendo anche un quadro tettonico.

La formazione affiora in due località: sul versante meridionale del monte Col Bechei di Sopra su un ripiano morfo-strutturale orientato in senso ovest - est rispettivamente tra le q. 2.500 m - 2.580 - 2.377 m s.l.m., ed è costituita da breccie monogeniche, conglomerati mono e poligenici, arenarie ed areniti ibride; ed a q. 2.553 m s.l.m. a nord della cima della Remeda Rossa, dove si rileva un corpo di megabreccie poligeniche in abbondante matrice rossastra.

È formata da orizzonti di conglomerati e breccie a clasti carbonatici e di basamento cristallino in matrice arenaceo siltosa, con intercalate areniti ibride da grossolane a fini. Gli intervalli conglomeratici presentano spessori variabili da poche decine di centimetri a 2-3 metri e mostrano una spiccata variabilità laterale, gli episodi possono essere riferiti a flussi laminati iperconcentrati tipo *debris flow*. Nei conglomerati il supporto è dato dai clasti, la matrice è subordinata e i vuoti sono cementati da calcite spatica. I clasti sono arrotondati e tra essi si riconoscono metamorfiti, quarziti, calcari e dolomie della sequenza dolomitica dal Triassico al

Cretacico oltre che vulcaniti oligoceniche (KEIM & STINGL, 2000; MAIR *et alii*, 1996) (Fig. 34b). Localmente sono presenti intervalli di bioruditi e biocalcareniti all'interno dei quali si riconoscono balanidi, briozoi, alghe, foraminiferi, denti di selacei.

Lo spessore dell'intera formazione varia da 0 a circa 80 metri.

Il limite inferiore è erosivo e fortemente discordante sulla successione piegata giurassico-cretacica: in particolare essi sono a contatto con il Gruppo dei Calcari Grigi, il Rosso Ammonitico e la Maiolica (Fig. 34a).

Il contenuto microfossilifero è dato da foraminiferi tra cui lepidocycline ed amphystegine. Si trovano anche denti di Selacei e frammenti di molluschi.

L'ambiente deposizionale può essere riferito ad un bacino marino poco profondo, che si sovrappone alle strutture compressive plicative ovest vergenti. Esso doveva presentare verso nord una scarpata sottomarina tettonicamente attiva e condizioni paleogeografiche di vicinanza con un'area continentale da cui poteva provenire, attraverso un sistema fluviale, l'alimentazione terrigena extra bacinale; all'interno del bacino doveva anche essere presente una seconda area sorgente, un alto in erosione che forniva i soli apporti intrabacinali (KEIM & STINGL, 2000).

Clasti di quarzo, ben arrotondati e di dimensioni da pochi millimetri ad una decina di centimetri assieme a noduli di limonite o marcasite, si rinvengono di rado sparsi sopra la roccia in alcune località poste sopra i 2.300 m s.l.m. (es.: Remeda Rossa, M. Sella di Sennes, BINI *et alii* (1990), a sud della cima di Col Bechei di Sopra, PANIZZA & DIBONA, 1990). Altri ciottoli di quarzo derivano invece da riempimenti di cavità carsiche ubicate attorno a q. 2.100 m s.l.m. nell'area di Campo Croce, esumate lungo faglie (Linea della Val Salata). Secondo BINI *et alii* (1990; 1995) è probabile che quelli che si ritrovano sparsi sulla roccia sopra a superfici topografiche che vengono correlate a cicli erosivi esplicatisi nel corso del Terziario possano derivare da affioramenti oggi erosi del conglomerato di M. Parei, quando esso era più esteso di oggi, mentre per quelli ritrovati nelle cavità

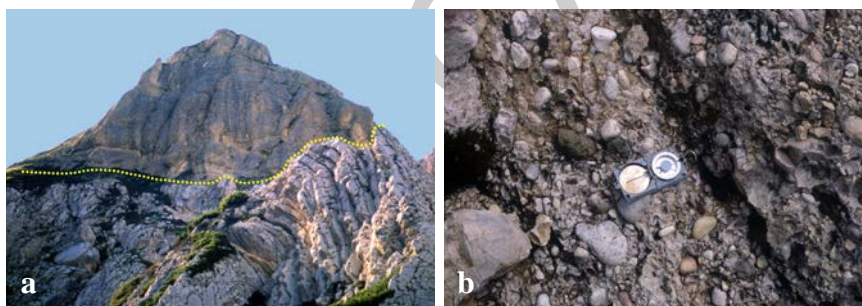


Fig. 34 - Conglomerato di Monte Parei: a) contatto discordante su calcari piegati del Gruppo dei Calcari Grigi; b) dettaglio delle facies conglomeratiche. Col Bechei di Sopra.

carsiche non possono essere escluse provenienze diverse. Ritrovamenti analoghi sono noti nelle Alpi Calcaree Settentrionali e sono stati interpretati come il prodotto residuale di una formazione clastica continentale (formazione di Augenstein) conservatasi in lembi su di una superficie erosiva di età Oligocene inf. - Miocene inf. (FRISCH *et alii*, 2001).

Oligocene superiore *p.p.* - Miocene inferiore *p.p.*

2.2.32.1. - Breccie e megabreccie (CMP_a)

Lungo la cresta che separa l'altopiano di Fosses dall'Alpe Cavallo, a ridosso del versante nord della Remeda Rossa, affiora un corpo di megabreccie e breccie a prevalenti clasti di Calcari Grigi in matrice arenitico ruditica ibrida con elementi di quarzo. I clasti hanno dimensioni molto varie da qualche decimetro a qualche decina di metri. Il corpo non appare stratificato o organizzato. Caratteristica è la presenza di ossidi e vene centimetriche con mineralizzazioni a Mn-Fe che impregnano a tratti la matrice arenacea. Facies analoghe sono presenti anche a Col Becchei di Sopra nella parte più orientale alla base della formazione non rappresentata al 50.000 per problemi di scala.

3. - MAGMATISMO TARDOALPINO (C. Morelli)

3.1. - GENERALITÀ

Durante le fasi terminali della collisione cretacea che ha portato alla costruzione 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 corpi e filoni che ha interessato in maniera generalizzata tutte le unità precedenti.

3.1.1. - Tonalite (TLG)

Si tratta di sottili corpi tonalitici, 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; 1934; EXNER, 1976; BARGOSSO *et alii*, 1978). Nel foglio Dobbiaco queste tonaliti affiorano in due soli punti lungo il contatto tettonico principale tra le unità austroalpine e quelle sudalpine: nel tratto terminale del Rio Fosco presso Planca di Sotto e sulla sponda destra del Rio di Tesido presso Mezzomonte. Non si è

invece ritrovato l'affioramento descritto da autori precedenti lungo la Valle di San Silvestro presso Caminatella (DAL PIAZ, 1934; FURLANI, 1912).

Le tonaliti hanno struttura granulare orientata, a grana da media a minuta. Sono rocce per lo più fortemente cloritizzate, costituite da plagioclasio, quarzo, biotite ed orneblenda. La foliazione, dove preservata, è delineata dall'orientazione preferenziale di anfibolo, biotite e quarzo. Sono sistematicamente affette da forte cataclasi e laminazioni tettoniche per la loro particolare posizione lungo la Linea della Pusteria.

L'età di questi corpi tonalitici è stata determinata sui fogli più occidentali Merano ed Appiano ottenendo valori compresi tra $28,6 \pm 1,5$ Ma e $34,0 \pm 1,0$ Ma (BARGOSI *et alii*, 2010). Valori simili sono stati ottenuti da vari autori (BORSI *et alii*, 1979; BARTH *et alii*, 1989; ROMER & SIEGSMUND, 2003) anche per il plutone delle Vedrette di Ries, affiorante una decina di chilometri più a nord, all'interno del dominio Austroalpino.

4. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

(M. Cucato & C. Morelli)

4.1. - CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA 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:

- Un'unità pre-LGM corrispondente al supersistema del Monte Spinale, con 2 sintemi - sistema di Perca e sistema di Monguelfo - pertinenti al bacino Adige.
- Due unità riferibili all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*, abbrev. LGM), corrispondenti al sistema del Garda e al sistema del Piave. Il primo, comprendente la gran parte dei depositi glaciali presenti sul foglio, si estende al vasto bacino glaciale Adige-Drava⁴. Il sistema del Garda comprende 6 subsintemi, di cui quello di Nessano è riferibile ad una prima fase di ritiro del ghiacciaio pusterese ed è confinato principalmente lungo il corridoio della Val Pusteria, mentre gli altri 5 (subsistema dei Colli Alti, subsistema di Braies, subsistema della Val di Landro,

⁴ Con tale termine indichiamo il bacino dell'Adige attuale e quella parte del bacino della Drava che attualmente drena verso il Danubio, ma che prima del LGM drenava in senso opposto. In ogni caso il flusso glaciale durante LGM era solo in parte condizionato dal reticolo idrografico ed una sua distinzione netta in bacini separati (nel nostro caso Adige, Drava ed in parte anche Piave) nelle zone di spartiacque risulta molto incerta.



Fig. 35 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie cartografate nel Foglio Dobbiaco. Legenda: SMW = sintema di Monguelfo, PRH = sintema di Perca, SGD₂₂ = subsintema dei Colli Alti, SGD₂₃ = subsintema di Braies, SGD₂₄ = subsintema di Landro, SGD₂₅ = subsintema di Val Fiscalina, SGD₁₀ = subsintema di Val Padeon, PTG₁ = subsintema dell'Amola.

subsintema della Val Fiscalina e subsintema della Val Padeon) comprendono depositi riferibili a ghiacciai di valli laterali alla Pusteria completamente separati dal ghiacciaio pusterese e con evidenze di riavanzata fin quasi allo sbocco delle valli o in posizioni particolari. Il sintema del Piave è di pertinenza del bacino del Piave ed è presente solo nell'angolo sud-orientale del foglio.

- Un'unità riferibile al post-glaciale denominata sintema Postglaciale Alpino, comprendente 2 subsistemi: il subsintema di Valdàora, comprendente depositi alluvionali terrazzati completamente svincolati dai processi morfogenetici che li hanno originati e il subsintema dell'Amola, nel quale sono inclusi i

depositi glacialigenici riferibili alla fase di avanzata della Piccola Età Glaciale.

I rapporti di sovrapposizione delle varie unità sopra indicate sono esemplificati nello schema dei rapporti stratigrafici di Fig. 35, la cui rappresentazione tiene conto anche dell'effettiva distribuzione delle unità nei vari bacini e sottobacini.

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

Nella cartografia dei depositi quaternari del foglio Dobbiaco tutti i depositi precedenti l'ultima espansione glaciale sono stati raggruppati nel supersistema del Monte Spinale (MS). All'interno di esso sono stati distinti due sistemi, il sistema di Monguelfo (SMW) e il sistema di Perca (PRH), che costituiscono due unità informali, che raggruppano depositi sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica locale. All'interno di ognuna di queste unità sono stati cartografati depositi alluvionali o prevalentemente alluvionali che testimoniano delle fasi importanti di aggradazione del bacino del F. Rienza, ma che allo stato attuale non sono correlabili, non solo per la mancanza di una continuità geometrica, ma anche per il diverso grado di rimodellamento e di cementazione. Sulla base delle conoscenze attuali si tratta di unità di significato strettamente locale.

Nel supersistema del Monte Spinale sono stati inoltre cartografati in forma indistinta piccoli lembi di depositi presenti sia in Val Pusteria, sia in altre valli affluenti per i quali non sono disponibili elementi per un preciso inquadramento morfostratigrafico, né tantomeno elementi di correlazione tra di loro o con le unità sopra indicate. Nella gran parte si tratta di depositi di scarsa o scarsissima estensione e che affiorano in zone generalmente in erosione alla base dei versanti o di interpluvio. Le sezioni più significative coincidono sostanzialmente con le aree stesse di affioramento.

Di seguito si descrivono i principali depositi del supersistema del Monte Spinale cartografati in forma indistinta.

In Val Pusteria sono presenti due aree con depositi alluvionali cementati. Una affiora presso Dobbiaco, allo sbocco della Valle di San Silvestro in Val Pusteria, sul fianco destro della valle. Qui sono presenti alcuni piccoli dossi, morfologicamente ben evidenti in quanto allineati ed elevati fino ad una decina di metri rispetto ai prati circostanti. Gli affioramenti naturali sono assenti essendo nascosti dalla copertura erbosa o sepolti sotto depositi più recenti di debole spessore.

Un'altra area in cui affiorano conglomerati di origine alluvionale è presso le sorgenti della Drava, a SE di Dobbiaco dove essi sono in parte mascherati dalle incrostazioni di travertino legate alla risorgenza. L'area ricade oggi nel bacino della Drava, ma si ritiene che all'epoca di sedimentazione di questi depositi lo

spartiacque tra F. Rienza e F. Drava (oggi rappresentato dal conoide di Dobbiaco) fosse più ad est, all'altezza di Versciaco di Sopra, dove al centro della valle è presente la roccia del substrato ad una altezza sul livello del mare maggiore di quella ipotizzabile nella zona del conoide di Dobbiaco sulla base di sondaggi e considerazioni morfologiche (KLEBELSBERG, 1956; vd. anche § II. e § IV.4.4.2.2).

Sull'angolo sud-occidentale del foglio, presso il Passo di Limo (Valle di Fanes) sono presenti conglomerati a clasti arrotondati esclusivamente carbonatici alternati ad areniti. Il deposito presenta una stratificazione immergente verso valle, ben evidenziata dall'alternanza degli strati a diversa granulometria. La litologia dei clasti è quasi esclusivamente carbonatica. Ai conglomerati sono associate delle diamictiti aventi la stessa composizione. Si tratta di depositi fluvio-glaciali e di tilliti legati alla storia glaciale locale in epoca pre LGM, cementati e successivamente erosi (Fig. 36). Le tilliti, dato lo scarso spessore ed estensione, non sono state cartografate separatamente per motivi di scala. Entrambi i depositi poggiano attraverso una superficie erosiva direttamente sul substrato roccioso, costituito da calcari appartenenti al Gruppo dei Calcari Grigi. Il limite superiore coincide invece con la superficie topografica. Lo spessore massimo è di una decina di metri. Tale deposito è già stato segnalato in KLEBELSBERG (1956) e BINI *et alii* (1995).

A sud del Picco di Vallandro, nell'area di Prato Piazza, affiorano depositi ben cementati contenenti clasti eterometrici con diametro compreso tra 1 e 6 cm e massi fino a 60 cm di diametro. Gli affioramenti migliori sono in corrispondenza del sentiero N° 3 che attraversa proprio quest'area. Si tratta di diamictiti a prevalente supporto di matrice, caratterizzate da un rapporto clasti/matrice pari a circa 2/3. La matrice è formata da sabbia e limo di natura carbonatica, di colore bruno giallastro. Il deposito presenta generalmente struttura massiva con locali cenni di stratificazione legati a variazioni tessiturali. I clasti sono generalmente da subangolosi a subarrotondati, raramente arrotondati, prevalentemente calcarei (Gruppo dei Calcari Grigi), con subordinate dolomie (Dolomia Principale) e rari clasti di Rosso Ammonitico Veronese. Il deposito si presenta in genere ben cementato con cemento microcristallino all'interno della matrice. Tuttavia esso presenta anche una porosità locale legata a cementazione incompleta, ma anche a dissoluzione totale o parziale di clasti (Fig. 37).

Le diamictiti di Prato Piazza sono interpretate come tilliti di ablazione.

Complessivamente esse presentano uno spessore di poche decine di metri. Il limite inferiore è costituito da una superficie erosiva che le pone a contatto con il substrato roccioso (formazione di Travenanzes). Il limite superiore è anch'esso nettamente erosivo e coincide con la superficie topografica.

Le diamictiti di Prato Piazza sono già state cartografate da PIA (1937) come "Diluviale Konglomerate" e da CASTIGLIONI *et alii* (1940) come "Conglomerati preglaciali e interglaciali". In entrambi i casi viene riconosciuta, ma non precisata, l'antichità dei depositi. La presenza di clasti di Rosso Ammonitico Veronese,



Fig. 36 - Affioramenti di tilliti d'ablazione presso il Passo Limo (supersintema del Monte Spinale).

seppur rari, all'interno delle tilliti fa presumere l'esistenza di aree sorgenti di queste rocce che nel bacino a monte non esistono più in quanto erose. Pertanto le tilliti di Prato Piazza sono da ritenersi piuttosto antiche, probabilmente del Pleistocene medio.

Anche nel tratto mediano del Rio della Val dei Canopi, un rio che si sviluppa poco a sud di Prato Piazza e che confluisce nel Lago di Landro, sono presenti depositi ben cementati sui due lati dell'incisione (Fig. 38). Si tratta di diamictiti massive a supporto di matrice sabbioso-limoso con livelli di conglomerati ad elementi poco arrotondati, e di areniti, a stratificazione orizzontale debolmente inclinata verso valle e più raramente incrociata a basso angolo. I clasti, da subangolosi a subarrotondati, hanno dimensioni medie comprese 2 e 10 cm e diametro massimo che raggiunge il metro; dal punto di vista delle litologie sono quasi esclusivamente carbonatici (DPR e CG).

Lo spessore dei depositi raggiunge almeno i 15 metri.

Si tratta di sedimenti di origine prevalentemente torrentizia, che testimoniano una fase di sedimentazione sul fondovalle antica, con un livello di base di almeno una ventina di metri più elevato di quello attuale. Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire una correlazione con la fase morfogenetica che ha originato i depositi di Prato Piazza, che si trovano praticamente sulla testata della Val dei Canopi.

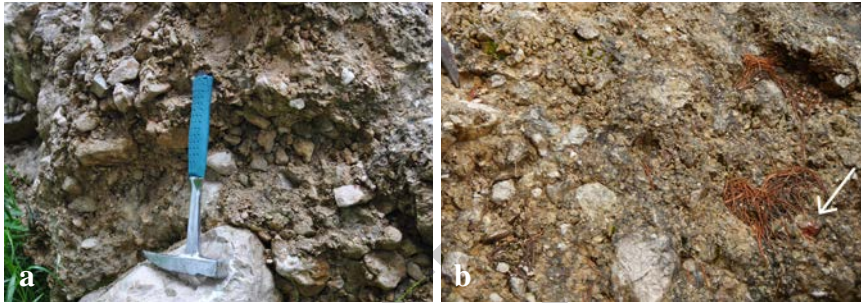


Fig. 37 - Tilliti d'ablazione di Prato Piazza (supersistema del Monte Spinale): a) dettaglio sul deposito; da notare la struttura massiva, con grande abbondanza di clasti carbonatici poco arrotondati; b) particolare sulla superficie del deposito con indicato (freccia bianca) un clasto di Rosso Ammonitico Veronese.



Fig. 38 - Conglomerato di origine torrentizia inciso dal Rio dei Canopi nella parte intermedia della valle omonima (supersistema di Monte Spinale).

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

4.2.1. - Sintema di Monguelfo (SMW)

Corrisponde ai „Schotter und Nagelfluh bei Welsberg“ in PENCK & BRÜCKNER (1909) e al „Welsberger Konglomerat“ in KLEBELSBERG (1956).

Il sintema di Monguelfo comprende depositi di limitata estensione, affioranti esclusivamente in corrispondenza della confluenza della Valle di Casies nella Val Pusteria. Gli affioramenti principali e più estesi sono presenti lungo l'incisione del Rio di Casies, su entrambi i lati della valle, nella zona del castello di Monguelfo. In particolare la sezione più completa è individuabile alla base del dosso su cui sorgono le rovine di Castel Thurn, sul lato sud-orientale, appena sopra la strada ciclabile (Fig. 39). Altri affioramenti significativi sono a sud e ad est del dosso su cui è edificato il Convento delle Clarisse (ora Villa S. Giuseppe) e sul dosso di Castel Monguelfo.

L'unità in esame comprende prevalentemente conglomerati con subordinate areniti in lenti o livelli intercalati.

Nella sezione a sud-est delle rovine di Castel Thurn la successione è più articolata e comprende ulteriori litofacies presenti al di sotto dei conglomerati ed osservabili unicamente in questa località. Complessivamente sono state individuate 5 litofacies che possono essere così riassunte, a partire dal basso verso l'alto (Fig. 39):

litofacies a: affiora quasi alla base della scarpata, circa 3 m sopra la strada ciclabile. È composta da uno strato di sabbia fine e media, cui seguono verso l'alto

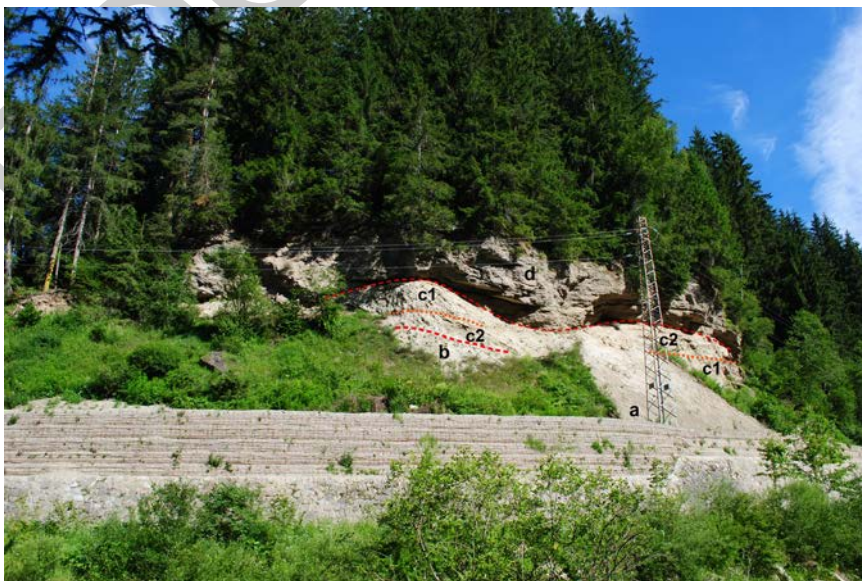


Fig. 39 - Sintema di Monguelfo: conglomerati ed areniti di ambiente alluvionale (d) poggianti su ghiaie massive o grossolanamente stratificate (c2) a loro volta poggianti su varie tipologie di diamicton (c1 e b) riferibili ad un ambiente di conoide da trasporto in massa e torrentizio (paleoconoide del Rio di Casies). In a sono presenti sabbie e limi. Località: sezione esposta ad est del rilievo con le rovine di Castel Thurn (Monguelfo).

strati di limo sabbioso con sottili intercalazioni di sabbia è più raramente di sabbia con ghiaia fine (diametro massimo = 2 cm). Quest'ultima è composta da clasti e granuli angolosi di fillade quarzifera dell'unità di Bressanone. Tutto questo intervallo è ben stratificato e localmente si individua una laminazione incrociata da *ripple* (Fig. 40a). Lo spessore complessivo è di almeno 2 m. La superficie d'appoggio basale non è osservabile, ma lungo la strada sottostante, poco a monte, affiora il substrato roccioso.

Superiormente vi sono circa 3-4 m di copertura detritica cui segue:

litofacies b: è presente unicamente sulla parte centrale dell'affioramento e comprende ghiaia massiva mal selezionata, caratterizzata dalla preponderante presenza di filladi, da angolose a subarrotondate, e, in netto subordine, da scarsi paragneiss ed ortogneiss. Al di sopra di essa sono presenti altre due litofacies strettamente associate:

litofacies c1: affiora a partire da circa 6 m sopra il piano della strada ciclabile e comprende *diamicton* a supporto di matrice, massivi, in strati di spessore pluridecimentrico, alternati a *diamicton* a supporto clastico e subordinatamente a ghiaie massive, poco o moderatamente selezionate (Fig. 40b). Sono pure presenti sottili e discontinue intercalazioni di limi e sabbie con *ripples*. Localmente, all'interno

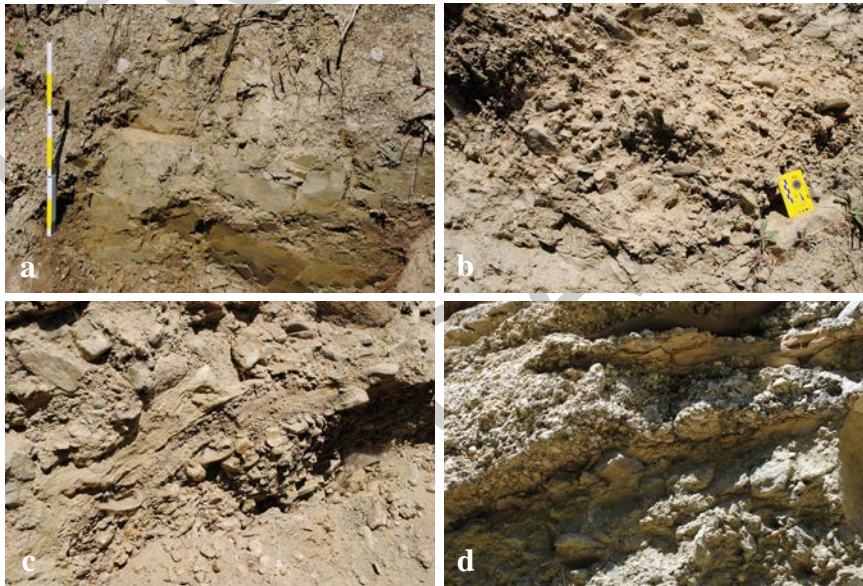


Fig. 40 - Sintema di Monguelfo: a) limi e sabbie con ripples (litofacies a); b) *diamicton* massivi a supporto clastico (litofacies c1); c) ghiaie sabbiose stratificate con livelli di sabbie (litofacies c2); d) dettaglio del contatto netto tra la litofacies d (sopra) con la litofacies c1 (vd. testo). Località: affioramento ad est delle rovine di Castel Thurn (cfr. Fig. 39).

di queste ultime, si nota una disposizione dei clasti appiattiti coerente con una provenienza da nord-est, cioè dalla Val Casies. Anche la composizione litologica dei clasti è tipica del bacino del Rio di Casies: prevalgono nettamente i paragneiss, cui seguono gli ortogneiss, comunemente arrotondati e ben arrotondati, quindi le quarziti, le filladi (poco arrotondate) e rare tonaliti. I clasti presentano diametro medio compreso tra 3 e 8 cm, mentre il diametro massimo è pari a 40 cm. Con contatto netto, debolmente inclinato a sud-ovest, poggia sulle facies appena descritte un'ulteriore litofacies, la

litofacies c2, formata quasi esclusivamente da ghiaie massive o debolmente stratificate ed embriicate. Composizione litologica, grado di arrotondamento e dimensioni dei clasti sono analoghi a quanto indicato sopra. Qui è tuttavia più scarsa la frazione fine e sono poco numerosi i massi ed i grandi ciottoli. Inoltre, la tessitura dei clasti è prevalentemente aperta (Fig. 40c). Sul lato meridionale della sezione in esame ritroviamo sopra le ghiaie della litofacies c2 dei *diamicton* del tutto analoghi a quelli sopra descritti nella litofacies c1.

Complessivamente le litofacies c1 e c2 hanno uno spessore di quasi 4 m.

Il passaggio alla litofacies soprastante è netto ed è ben evidenziato dalla marcata variazione della composizione litologica, della granulometria e delle strutture sedimentarie. Non vi sono evidenze di sedimenti alterati o di tasche erosive che



Fig. 41 - Sintema di Monguelfo: contatto netto tra i conglomerati e le areniti di ambiente alluvionale (in alto, litofacies d) con i diamicton da trasporto in massa del paleoconoide del Rio di Casies (in basso, litofacies c1). Località: vd. Fig. 39.

facciano pensare ad un'importante fase di stasi o di erosione.

La litofacies d è formata da una decina di metri di conglomerati a stratificazione orizzontale o incrociata, localmente transizionali a ghiaie sabbiose variamente cementate (Fig. 40d, 41). La frazione sabbiosa è in genere abbondante, o molto abbondante e costituita da sabbia soprattutto grossolana e molto grossolana. Non mancano lenti e livelli più schiettamente sabbiosi, anch'essi variamente cementati (areniti). La tessitura è a supporto clastico, localmente parzialmente aperta. I clasti presentano diametro medio compreso tra 1 e 4 cm, mentre il diametro massimo è pari a 15 cm; mancano dunque i massi ed i ciottoli di grandi dimensioni. Prevalgono nettamente i clasti arrotondati e ben arrotondati. Rispetto alle facies sopra descritte cambia nettamente la composizione litologica: prevalgono dolomie e calcari (~50%), provenienti dalle formazioni del Trias medio-superiore, quindi le arenarie (Arenaria di Val Gardena, Formazione di Werfen), le filladi, i cloritoscisti, le quarziti, ecc. Rare sono le altre metamorfite (anfiboliti, ortogneiss), molto rari i clasti di porfido (Fig. 42a). In grande maggioranza si tratta di litotipi appartenenti alla serie sedimentaria permo-cenozoica sudalpina, provenienti dalla Val Pusteria, con apporti soprattutto dal lato sinistro della valle o dai bacini confluenti presenti in sinistra, quindi dall'area dolomitica. Anche l'embricatura dei clasti è compatibile con una provenienza dalla Val Pusteria. La litofacies d è quella che caratterizza praticamente tutti gli affioramenti osservabili al di fuori dello spaccato qui descritto, raggiungendo uno spessore di almeno 40 m (Castel Monguelfo). A valle del Convento delle Clarisse e presso il castello di Monguelfo essa è caratterizzata dalla presenza di clasti di maggiori dimensioni e da una maggiore abbondanza delle metamorfite.

La successione di litofacies sopra descritta viene così interpretata: alla base abbiamo sedimenti riconducibili ad un ambiente di bassa energia (litofacies a), di

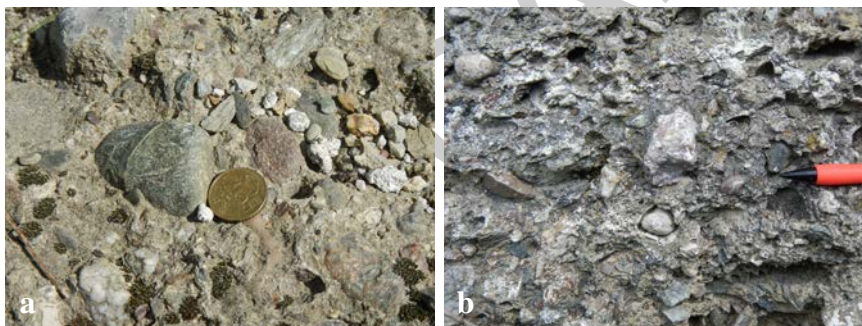


Fig. 42 - Sintema di Monguelfo: a) dettaglio sui litotipi presenti nei conglomerati (litofacies d, vd. testo), tra cui si riconosce la presenza di porfido (a destra sopra la moneta); b) cavità di dissoluzione totali o parziali a spese dei clasti carbonatici presenti nei conglomerati di Monguelfo. Località: affioramento davanti a Castel Monguelfo

piana alluvionale o di transizione ad un ambiente lacustre, in cui si osservano solo apporti locali (filladi). Gli apporti locali di tipo torrentizio si evidenziano anche nella litofacies b, mentre le litofacies soprastanti sono legate a processi di trasporto in massa (litofacies c1) o di tipo torrentizio (litofacies c2) in un ambiente di conoide sviluppatosi allo sbocco della Valle di Casies e alimentati da apporti da tale valle. Chiaramente in questa fase il livello di base locale è più elevato di quello attuale ed è strettamente connesso con quanto avviene in Val Pusteria. Secondo KLEBELSBERG (1926) questo è legato ad una situazione generale che interessa la Val d'Adige e le valli affluenti.

In questo intervallo non vi è una chiara evidenza della presenza di depositi glaciali come sostenuto dagli Autori in passato (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1928; 1956; DAL PIAZ, 1935).

Il brusco passaggio alla litofacies d segnala un drastico cambiamento ambientale. Si sviluppa una piana alluvionale alimentata da apporti dalla Val Pusteria (paleo-Rienza?), mentre gli apporti dalla Valle di Casies sembrano momentaneamente bloccati o comunque fortemente ridotti.

Tutta la successione affiorante è caratterizzata da un certo grado di addensamento. La cementazione dei depositi è ben evidente e marcata nella litofacies d, mentre è molto scarsa nelle litofacies subito sottostanti (litofacies c) e del tutto assente nelle altre. Il carattere localmente pervasivo è ben evidenziato dalla presenza di cornici e pareti aggettanti (Fig. 39 e 41). Il cemento è prevalentemente microcristallino. L'alterazione non è molto marcata: localmente si osserva la presenza di ossidi e idrossidi di ferro in plaghe discontinue nei clasti di filladi, quarziti filladiche e di altre rocce metamorfiche. Sulle superfici dei conglomerati da lungo tempo esposti sono presenti cavità di dissoluzione in corrispondenza della parte esterna di alcuni clasti carbonatici. Ad essi si associano *cortex* di alterazione dello spessore di vari millimetri; cavità di minori dimensioni sono interpretabili come legate alla completa dissoluzione dei clasti carbonatici un tempo presenti (Fig. 42b).

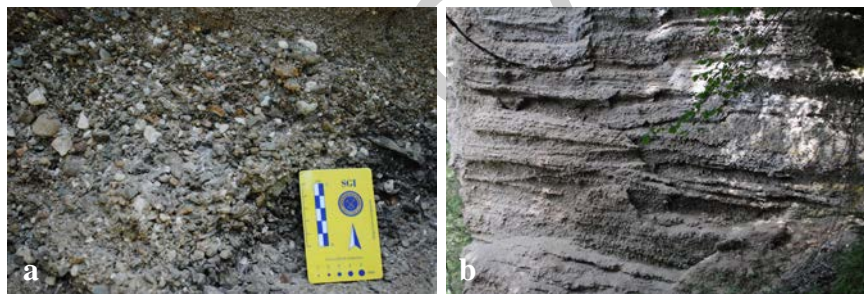


Fig. 43 - Sintema di Monguelfo, facies conglomeratica: a) dettaglio sulla litofacies (da notare le dimensioni minute dei clasti, comunemente arrotondati e ben arrotondati, e la selezione buona); b) stratificazione parallela ed incrociata a basso angolo. Località: scarpata ad ovest di Castel Monguelfo.

Complessivamente i depositi del sintema di Monguelfo raggiungono uno spessore di almeno 50 metri.

I depositi del sintema di Monguelfo poggiano attraverso una superficie erosa sul substrato roccioso costituito dalle filladi quarzifere dell'unità di Bressanone. Il contatto è osservabile a sud del convento delle Clarisse, sopra la strada ciclabile, dove i conglomerati della litofacies d poggiano direttamente sulle filladi. A est delle rovine di Castel Thurn, in corrispondenza della sezione sopra descritta, si ritiene che sopra il substrato si sviluppino direttamente i limi e le sabbie della litofacies a, tuttavia il contatto non è direttamente osservabile essendoci almeno 2-3 m di copertura.

Una particolarità del deposito affiorante tra le rovine di Castel Thurn ed il Castello di Monguelfo è la presenza di numerose faglie subverticali dirette, ad andamento NE-SW (cfr. § VII.3.)

Il limite superiore non è generalmente esposto. In ogni caso le facies affioranti immediatamente sovrastanti ai conglomerati sono costituite dai depositi di contatto glaciale del subsintema di Nessano (SGD₂₀). Non si esclude la possibile presenza di altri depositi, ad es. glacialigenici, che tuttavia, se presenti, avrebbero debole spessore.

In base ai rapporti stratigrafici, al grado di cementazione e soprattutto alla frequente presenza di cavità di dissoluzione in corrispondenza dei clasti carbonatici presenti nei conglomerati, i depositi del sintema di Monguelfo sono da ritenere precedenti al *Last Glacial Maximum*. Essi costituiscono una fase di riempimento della Val di Casies connessa con un livello di base di almeno 80 metri più elevato dell'attuale. Da questo punto di vista esiste una forte analogia con i depositi alluvionali antichi presenti in Oltradige (AVANZINI *et alii*, 2007) e con i depositi di conoide antichi presenti in Val Passiria e presso Castel Tirolo (BARGOSSO *et alii*, 2010). Tali depositi appartengono al sintema di Caldaro. Pertanto il sintema di Monguelfo viene inquadrato nel Pleistocene superiore e dubitativamente al Pleistocene medio.

4.2.2. - Sintema di Perca (PRH)

Corrisponde *pro parte* alle “alluvioni interglaciali” in DAL PIAZ (1935). I depositi cartografati nel sintema di Perca affiorano solo sull'angolo nord-occidentale del foglio, ad ovest della località Nessano. Gli affioramenti principali sono situati sul tratto terminale del Rio Licio e sull'adiacente fianco sinistro del F. Rienza presso la confluenza. Pertanto ricadono per la maggior parte poco oltre il limite occidentale del foglio.

L'unità è formata da ghiaie e sabbie a stratificazione orizzontale ed incrociata a basso angolo, con intercalazioni di strati di sabbie da medio grossolane

a fini, di spessore variabile da alcuni centimetri fino a circa 30-40 cm. Gli strati sabbiosi aumentano di frequenza verso l'alto superando il rapporto di 1:1 con le ghiaie (Fig. 44). Negli strati di sabbie fini si riconosce una laminazione incrociata da *ripples*, localmente ben marcata (Fig. 45b). La tessitura delle ghiaie varia da aperta (Fig. 45a) a supporto clastico, raramente troviamo una tessitura a supporto di matrice nelle facies fortemente sabbiose. La selezione è generalmente buona. I clasti sono prevalentemente da arrotondati a ben arrotondati, con diametro medio compreso tra 1 e 5 cm e diametro massimo fino a 20 cm circa. Le litologie presenti sono molto varie, ben distribuite percentualmente e tipiche del bacino della Rienza: ortogneiss, micascisti, tonaliti, dolomie, calcari, siltiti, arenarie e filladi.

Tutta la successione presenta un certo grado di addensamento che è ben evidenziato dalla locale presenza di fratture nei clasti dei livelli di ghiaie a tessitura aperta, interpretate come dovute a carico glaciale. In effetti nella successione affiorante allo sbocco del Rio Licio troviamo localmente dei settori con assetto anomalo, caratterizzati da *sets* debolmente inclinati, immergenti a N o NW, localmente associati a faglie, che vengono qui interpretati come causati dalle spinte e dal carico glaciale connessi con l'ultima avanzata glaciale culminata nel *Last Glacial Maximum*.



Fig. 44 - Sintema di Perca: ghiaie alternate a sabbie a stratificazione orizzontale ed incrociata nella parte inferiore; la freccia indica il contatto con la soprastante unità formata da limi grigio scuri variamente laminati con livelli ed intercalazioni di sabbie, sabbie e ghiaie, oltre che di diamicton (sub-sintema di Nessano). Località: affioramento sulla destra del F. Rienza, poco a valle della confluenza del Rio Licio (appena fuori foglio).

La successione in affioramento presenta uno spessore massimo di non più di 10 metri essendo il limite inferiore sepolto sotto le alluvioni attuali del F. Rienza. Il limite superiore è stato definito sulla base della fortunata individuazione di un suolo sepolto, in una delle strette dorsali che articola l'affioramento tutt'ora in erosione (Fig. 45c). Si tratta di un suolo troncato, in cui si conserva parte dell'orizzonte b caratterizzato da colore bruno (10YR 4/3 delle *Munsell Soil Color Charts*) e l'orizzonte c, che raggiunge localmente uno spessore superiore ai 40 cm. Anche il suolo è fagliato, con settori trasposti l'uno sopra l'altro. Dove affiorante, il deposito immediatamente soprastante è costituito da limi argillosi grigi laminati con intercalazioni di sabbie e livelli di ghiaie fini (Fig. 45d). A queste facies prevalenti sono intercalati livelli di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con pochi clasti e massi in parte striati, anche di grandi dimensioni (volume maggiore di 1 m^3). Nel complesso tali depositi sono stati cartografati come facies di contatto glaciale del subsistema di Nessano, tuttavia non si può escludere che

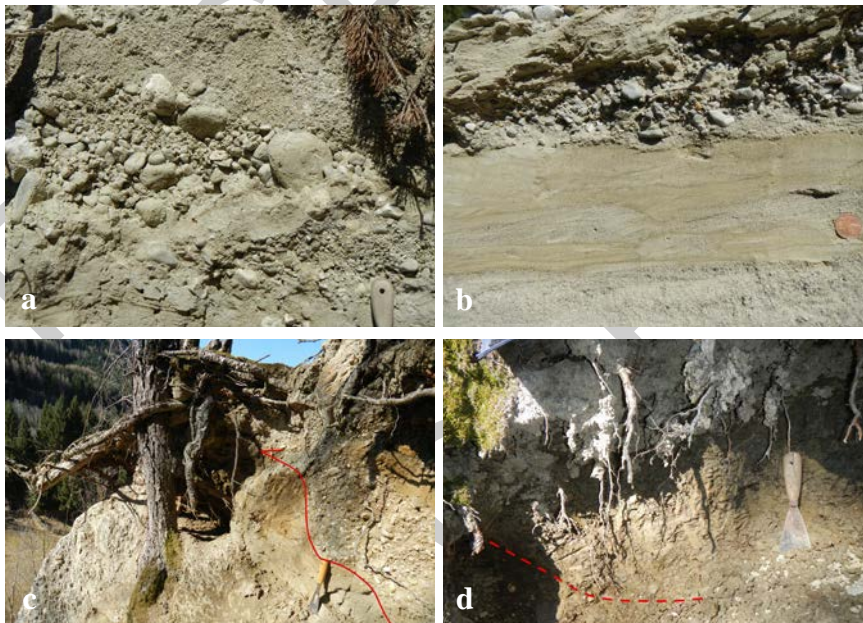


Fig. 45 - Sintema di Perca: a) dettaglio sulle facies ghiaiose a tessitura aperta della parte inferiore della successione; b) strato a laminazione incrociata da ripples con sopra parte di una lente di ghiaie a stratificazione orizzontale con clasti debolmente embricati; c) suolo sepolto, superiormente troncato e dislocato da una faglia inversa; d) tetto dell'unità con, a sinistra sotto la linea tratteggiata, ghiaie sabbiose pedogenizzate su cui poggiano limi grigio scuri debolmente laminati del subsistema di Nessano (affioramento subito sopra e a destra di quello che compare in c). Località: fianco destro del F. Rienza, subito a valle della confluenza del Rio Licio.

parte di essi rappresentino dei *till* della fase di avanzata del LGM. Altrove, dove il suolo non è presente, il tetto dell'unità è ben individuabile non solo per il netto cambiamento di facies, ma anche per la presenza, sotto i limi, di un orizzonte di pochi centimetri di ghiaie sabbiose cementate (freccia in Fig. 44).

Gli affioramenti presenti allo sbocco del Rio Licio e sul prospiciente tratto del F. Rienza nei pressi di Perca erano già noti dagli Autori precedenti (BLAAS, 1892 e 1902; KLEBELSBERG, 1926; DAL PIAZ, 1935). In particolare Dal Piaz descrive gli affioramenti presenti ai due lati dello sbocco del Rio Licio nel F. Rienza, interpreta i depositi sovrastanti alle alluvioni come morenico e ritrae, in una figura, il contatto tra i due depositi con una superficie fortemente inclinata e ad andamento irregolare. Egli fa propria l'interpretazione del KLEBELSBERG (1926) secondo il quale "le alluvioni antiche erano già state profondamente erose e smantellate prima dell'ultima invasione glaciale, la quale si sarebbe estesa sui vecchi terrazzi e sulle loro incisioni senza esercitare alcuna evidente azione erosiva, abbandonando soltanto un deposito morenico relativamente sottile e distribuito in modo irregolare" (DAL PIAZ, cit., pag. 4). L'individuazione del suolo sepolto sopra descritto conferma a grandi linee questa interpretazione e precisa meglio il limite superiore dell'unità in esame in quanto i sedimenti sovrastanti sono ben più articolati come facies di quanto descritto dal Dal Piaz (cfr. § V.4.3.1.1.). Le alluvioni del sistema di Perca sono chiaramente legate ad apporti che coinvolgono l'intero bacino del F. Rienza. Dal punto di vista cronologico sono inquadrabili in un'epoca anteriore al *Last Glacial Maximum*, ma sempre nel corso del Pleistocene superiore.

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

Il sistema del Garda comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale (*Last Glacial Maximum*, acr. LGM) a scala regionale, con estensione negli interi bacini dell'Adige, Sarca (CASTELLARIN *et alii*, 2005a e 2005b), Chiese (BARGOSSO *et alii*, 2016; BINI *et alii*, 2015), Brenta (AVANZINI *et alii*, 2010; CUCATO, 2007) e Astico (CUCATO, 2007). Un significato simile ha il sistema del Piave che si estende al bacino omonimo (NERI *et alii*, 2007) e che nel Foglio geologico Dobbiaco compare unicamente nell'angolo sud-est. In entrambe le unità sono presenti sia depositi direttamente collegati alla presenza del ghiacciaio, sia depositi formati in vari ambienti, al contatto con il ghiacciaio, ai margini o in posizione proglaciale.

Le ricostruzioni paleogeografiche pubblicate (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) indicano che in Val Pu-

steria, tra Brunico e San Candido, veniva a formarsi un grande plateau glaciale (SACCO, 1935), con una superficie a bassissima pendenza che culminava presso Dobbiaco, raggiungendo una quota superiore ai 2300 m (Fig. 46). Pertanto emergevano unicamente le dorsali o le cime più elevate. Tra di esse vi è da ricordare la dorsale che fa da spartiacque regionale e da confine con l'Austria, comprendente il Corno Alto (2623 m), il Corno di Fana (2663 m) ed il Gumriaul (2524 m) (Monti del Villgraten). Nell'area a sud del foglio emergevano alcuni dei più importanti gruppi dolomitici appartenenti alle Dolomiti Ampezzane, di Braies e di Sesto, caratterizzati da cime con quote superiori ai 2400 m, tra cui il Gruppo Rocca dei Baranci (2966 m), il Gruppo dei Tre Scarperi (3145 m), il Gruppo della Croda Rossa (3146 m), solo per citare alcuni di quelli più elevati. Il ghiacciaio pusterese veniva alimentato soprattutto dai flussi glaciali provenienti dalle valli della catena centrale, in particolare dalla Val Aurina, dalla Valle di Anterselva e dalla Valle di Casies. Il movimento di questa grande massa di ghiaccio avveniva non solo verso il bacino dell'Isarco, ad ovest, e quello della Drava, ad est, ma anche verso sud, cioè verso il Piave superando il Passo di Monte Croce Comelico (1636 m). Ad ovest di Brunico, presso Bressanone, il ghiacciaio pusterese si univa al flusso glaciale proveniente da Vipiteno per andare ad alimentare il grande ghiacciaio atesino. Oltre che da flussi di trasfluenza il ghiacciaio del Piave veniva alimentato soprattutto da ghiacciai locali. Di questi unicamente quello che si sviluppava a S del Gruppo delle Tre Cime di Lavaredo (m 2999) - M. Paterno (m 2744) - M. Cengia (m 2559), rimane entro l'area del foglio.

Con l'inizio della deglaciazione si riducono e poi vengono meno i flussi glaciali che alimentano il grande ghiacciaio pusterese. La diminuzione di spessore di quest'ultimo porta ad una progressiva disattivazione di molte delle trasfluenze che avevano caratterizzato la fase precedente. In questa fase una delle tappe più significative è legata alla disattivazione della trasfluenza attraverso il Passo di Monte Croce Comelico (1636 m), in cui viene meno un importante contributo al ghiacciaio del Piave attraverso la Val Padola. Contemporaneamente in Pusteria il ghiacciaio era probabilmente ad una quota variabile tra i 1900 ed i 1800 m ed il movimento dei ghiacciai che lo alimentano è ora quasi completamente condizionato dall'andamento dei solchi vallivi.

Con il venire meno dell'alimentazione il ghiacciaio presente in Val Pusteria diventa progressivamente una massa di ghiaccio stagnante. Ai margini e sulla superficie del ghiacciaio si sviluppano ambienti di contatto glaciale, con netta prevalenza dei processi di trasporto trattivo. Le prime testimonianze in questo senso sono in un'area a NW di Monguelfo, dove troviamo localmente depositi di contatto glaciale già a partire da circa 1350 m di quota. L'evoluzione successiva vede uno sviluppo generalizzato di tale tipo di ambienti per cui i depositi di contatto glaciale si rinvencono diffusamente, a quote inferiori ai 1200-1300 m,

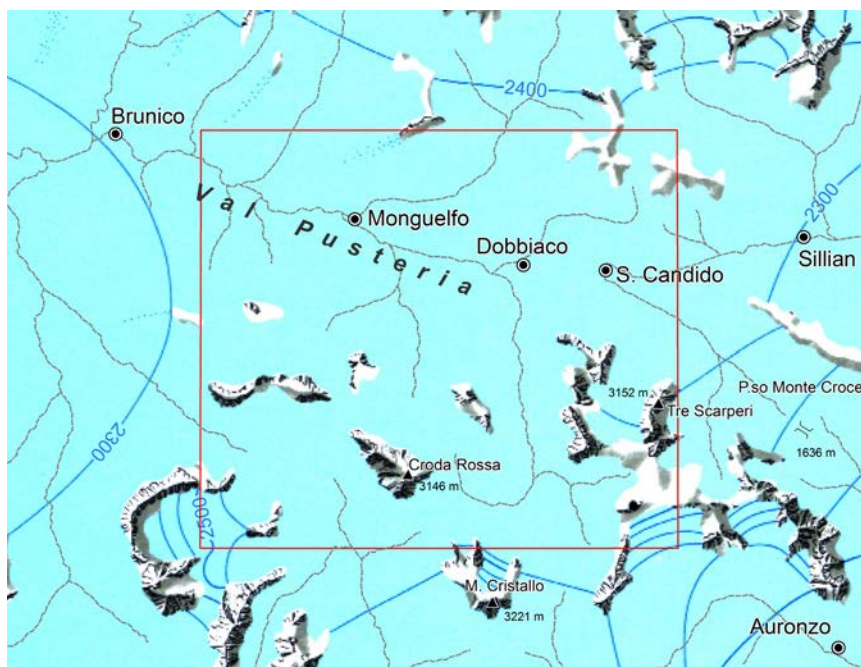


Fig. 46 - Ricostruzione dell'ultimo evento glaciale culminato nel Last Glacial Maximum. A tratteggio il reticolato fluviale principale attuale (modificato da VAN HUSEN, 1983).

su entrambi i fianchi vallivi e sul fondovalle, a valle di Dobbiaco. Localmente è preservata la morfologia caratteristica dei terrazzi di *kame*. La presenza di una massa glaciale stagnante in Val Pusteria e nella bassa Val di Casies condiziona il livello di base locale e nelle valli affluenti, dove si sviluppano depositi torrentizi ed ampi conoidi dominati da processi di trasporto in massa (Tesido, Valle di San Silvestro). Tutti i depositi legati direttamente o indirettamente a questa lunga fase di stagnazione del ghiacciaio presente in Val Pusteria sono stati cartografati nel subsistema di Nessano (SGD₂₀).

In questa fase i ghiacciai locali sono completamente separati dalla massa glaciale pusterese.

In seguito, mentre nelle principali valli affluenti da nord della Pusteria non abbiamo documentazione della ripresa del glacialismo locale, per lo meno nei settori vallivi che compaiono nel foglio, diversa è la situazione a sud della Pusteria. Qui in molte delle più importanti valli che si diramano dalle Dolomiti abbiamo l'evidenza di un'avanzata dei ghiacciai locali che arrivano talora allo sbocco delle valli stesse, con apparati morenici in taluni casi ben conservati (Val di Landro, Valle di Braies, Val Fiscalina, ecc.). Dato che ognuno di tali ghiacciai evolve in-

dipendentemente, a seconda del proprio bilancio di massa, della morfologia della valle, dell'entità del detrito sopragliaciale, ecc., seguendo le indicazioni contenute in BINI *et alii* (2015), si sono definiti 4 subsintemi - il subsintema dei Colli Alti (SGD₂₂), di Braies (SGD₂₃), della Valle di Landro (SGD₂₄) e della Val Fiscalina (SGD₂₅) - ciascuno per ogni valle (vd. oltre). In ognuno di essi sono stati cartografati i depositi glacialigenici correlabili con la fase di massima avanzata di ciascun ghiacciaio locale. Le singole unità comprendono anche tutti i depositi delle fasi minori di avanzata e ritiro successive. Va qui precisato che il criterio discriminante per la delimitazione cartografica di tali unità è stata l'individuazione di apparati morenici conservati allo sbocco delle principali valli secondarie, che abbinato alla diversa composizione litologica consentisse una obiettiva separazione dai depositi glacialigenici della fase di massima espansione (LGM), cartografati nel sintema del Garda. Inoltre, anche se tutti questi subsintemi possono essere inquadrati in un generico "Tardoglaciale" nessuna assunzione può essere fatta rispetto ad una loro collocazione cronologica precisa e tanto meno sul fatto se essi siano tempo equivalenti. Altrove, dove non vi è l'evidenza di un apparato glaciale o dove tale evidenza è unicamente legata alla separazione di ghiacciai secondari che interessano valli minori o aree di circo, in fase di elaborazione dei dati, si sono definite unità informali di vario rango che, a scala 1:50.000, non vengono riportate per evitare una proliferazione di unità minori che avrebbero solo un significato strettamente locale.

Un caso particolare riguarda invece il subsintema della Val Padeon (SGD₁₀), istituito nel vicino Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (NERI *et alii*, 2007) e che qui viene utilizzato per cartografare i depositi correlabili con una fase di avanzata del ghiacciaio locale che scendeva principalmente dalle valli Travenanzes e Fanes ed aveva la propria fronte attestata presso Podestagno nell'attuale valle del Torrente Boite e del Rio Felizon. I depositi cartografati in questo subsintema rappresentano una fase deposizionale successiva a quella rappresentata dal subsintema di Landro. Nel § 5.1.1.3., oltre alla descrizione dei depositi cartografati, sono indicati gli elementi che hanno portato a ridefinire quest'unità, così come il subsintema di Podestagno (SGD₁₁), anch'esso istituito nel F° 029 "Cortina d'Ampezzo".

4.3.1. - Sintema del Garda (SGD)

Corrisponde *pro parte* al "morenico antico in generale" del Foglio "Monguelfo" (DAL PIAZ *et alii*, 1930) e al "morenico" del Foglio "Pieve di Cadore" (CASTIGLIONI *et alii*, 1940) della Carta Geologica delle Tre Venezie a scala 1:100.000.

Il sintema del Garda indistinto, cioè non ulteriormente suddiviso in subsintemi, comprende prevalentemente depositi glaciali. La gran parte di essi è stata cartografata come *till* indifferenziato, mancando generalmente affioramenti

significativi, non degradati, che consentano di precisare ulteriormente la facies glaciale o di estrapolarla ad un'area significativa. Si tratta generalmente di *diamicton* massivi, a supporto di matrice limoso-sabbiosa, di colore variabile dal bruno grigiastro al grigio, al bruno pallido fino al rosa, a seconda delle zone di alimentazione, essendo influenzato dalle litologie delle formazioni del substrato interessate dai processi di esarazione glaciale. Infatti, se questi si sviluppano principalmente su rocce metamorfiche, come ad esempio le filladi e i paragneiss, avremmo una matrice in genere di colore grigio o grigio brunastro. Se invece su rocce carbonatiche, ad esempio le dolomie, avremo una matrice di colore per lo più bruno pallido o bruno giallastro.

La composizione litologica riflette quella delle aree di provenienza, per cui mentre nelle valli a nord della Val Pusteria (Casies e Anterselva) sono presenti quasi esclusivamente litotipi cristallini provenienti dal basamento austroalpino e sudalpino, nelle valli a sud della Pusteria predominano i litotipi di origine sedimentaria. Gli affioramenti distribuiti sulle dorsali arrotondate ai lati della Val Pusteria mostrano una più marcata variabilità litologica con presenza significativa di metamorfiti (filladi, paragneiss, quarziti, ortogneiss, ecc.), granitoidi, dolomie, calcari ed arenarie. Nelle aree con scarsità di affioramenti può essere diagnostica la presenza nello scheletro superficiale di clasti esotici, tipicamente ortogneiss e tonaliti, da arrotondati a subarrotondati, talora con forme caratteristiche e di dimensioni anche metriche (massi erratici).

I *till* d'alloggiamento presentano comunemente un alto contenuto di matrice, composta soprattutto da limo debolmente sabbioso (Fig. 47). Tipica è la presenza di clasti a spigoli smussati, sfaccettati, spesso striati nel caso dei litotipi carbonatici. In affioramenti non degradati si può notare come i depositi siano generalmente sovraconsolidati, oltre che la presenza di una certa isoriorientazione degli assi maggiori dei ciottoli allungati e, nelle situazioni più favorevoli, anche la presenza di piani di taglio.

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa; 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 contenuto in matrice minore e un certo grado di porosità. Inoltre il grado di consolidazione è minore o assente.

La distribuzione dei *till* del sintema del Garda non è omogenea su tutto il foglio, ma risulta evidente una maggior concentrazione di tali depositi lungo il corridoio della Val Pusteria e nelle zone a settentrione dove predominano le litologie metamorfiche. La relativa assenza di depositi arealmente significativi nel settore dolomitico meridionale va imputata soprattutto alla forte erosione postglaciale.

In linea generale lo spessore dei depositi glaciali varia da 1 ad alcune decine



Fig. 47 - *Affioramento di diamicton a supporto di matrice massiva, nettamente sovraconsolidato, interpretato come till d'alloggiamento (sintema del Garda). Località: a SW di Bagni di Monguelfo, a 1270 m di quota.*

di metri; nella gran parte dei casi è comunque inferiore a 5-6 m.

Sono stati cartografati come depositi di contatto glaciale alcuni sedimenti di composizione ghiaioso-sabbiosa presenti sul fianco destro della Val di Sesto, a monte della confluenza con la Val Fiscalina. Si tratta di depositi mal affioranti, che costituiscono un terrazzo alto da 30 a 50 metri sul fondovalle antistante, con superficie del terrazzo ben definita sul settore a valle, più irregolare sul settore a monte, e che tentativamente possono essere ricondotti a depositi di contatto glaciale del tipo terrazzo di *kame*.

Come abbiamo visto in precedenza, nel sintema del Garda indistinto sono compresi anche tutti i depositi relativi alle fasi di ritiro dei ghiacciai locali, posteriori all'ultimo massimo glaciale e presenti al di fuori delle aree dove invece sono stati istituiti dei subsintemi *ad hoc*. La storia evolutiva di questi ghiacciai, a loro volta frammentatisi durante il ritiro in più lingue autonome, è ben ricostruibile dove si sono conservati i depositi d'accumulo e i cordoni morenici terminali. Pertanto essi sono ben individuabili, anche se cartografati in forma indistinta nell'unità in esame, dove al deposito sono associati i simboli di cordone morenico. Nella gran parte dei casi questo si osserva nelle valli minori, nei valloni sospesi e nelle aree di circo dove il rimodellamento postglaciale è stato minore. Tra le località in cui le testimonianze sono meglio conservate va citata la Valle di Sotto, una valle secondaria che si sviluppa a nord del gruppo della Rocca dei Baranci (2966 m), e che dopo pochi chilometri si immette nella Val di Sesto presso Bagni di S. Candido. A quota 1350 m la valle, della larghezza di circa 250 m, è completamente sbarrata da un imponente apparato morenico frontale che si eleva fino a circa 1420 m. Qui troviamo due morene frontali di cui quella più interna dista circa 120 m da quella più esterna; entrambe si raccordano con altrettante morene

lateral, quasi del tutto fuse assieme sul lato destro della valle. Si tratta dei depositi lasciati dal ghiacciaio che si sviluppava a nord della Rocca dei Baranci con un bacino d'accumulo che comprendeva i numerosi valloni che intagliano il versante settentrionale del gruppo e la parte superiore della Valle di Sotto dove questa si apre a ventaglio. Ulteriori evidenze del ritiro glaciale in questa valle sono documentate dalla presenza di *till* d'ablazione nel gradino morfologico compreso tra i 1650 e i 1850 m, dove pur se i depositi sono fortemente rimodellati dall'azione delle valanghe e da processi di *debris-flow*, si riconoscono ancora due morene laterali ai margini della valle.

Nel bacino della Val Campo di Dentro, una valle confluyente nella Val di Sesto e parallela alla Valle di Sotto, ma ben più estesa, sono conservati depositi glaciali di ritiro, ma in lembi localizzati sul fianco sinistro della testata della valle, a sud della Cima del Pian Basso (2581 m). In questa fase il ghiacciaio, che veniva alimentato soprattutto da apporti dal vallone che si sviluppa ad ovest della cima sopra citata, si doveva assestare con la propria fronte attorno ai 1660 m, comunque a monte del Rifugio Tre Scarperi (1626 m). Più a valle sono raramente conservate morene laterali e latero-frontali di apparati glaciali connessi a ghiacciai locali. Tra di essi il meglio conservato è senz'altro quello legato al ghiacciaio che si sviluppava a NW della Cima di Sesto (2773 m) nel Gruppo dei Tre Scarperi.

A nord della Pusteria due bei apparati glaciali legati alle fasi di ritiro sono nel bacino del Rio Plimis e del Rio di Vallerella⁵ nel Gruppo dei Monti del Villgraten (Alpi Pusteresi). Il primo è collegato con il ghiacciaio che aveva il proprio bacino d'accumulo nei valloni sospesi e nei circhi che si sviluppano ad W e a SW della dorsale Punta Sella (2499 m) - Corno Alto (2623 m) - M. Calvo (2493 m). La posizione della fronte è definita da due morene latero-frontali che si spingono a valle fino ad una quota attorno ai 1700 m. Il secondo è connesso con il ghiacciaio che si sviluppava nel bacino del Rio Valesella e che ha lasciato morene di ritiro ben conservate soprattutto nella parte superiore della valle, quando con il ritiro esso si smembra in ghiacciai minori indipendenti, confinati nei valloni e nei circhi alimentatori. Tali morene di ritiro sono ben conservate nell'adiacente foglio Anterselva. Nel foglio Dobbiaco è da segnalare l'apparato glaciale che si sviluppa a N della dorsale Corno Alto (2623 m) - Cornetto di Fana (2615 m).

Il limite inferiore del sintema del Garda è in genere erosivo con il substrato roccioso o inconforme con i sedimenti quaternari più antichi. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è erosivo con il sintema Postglaciale Alpino. Il top deposizionale, ove non interessato da fenomeni erosivi, è caratterizzato dalla presenza di un suolo che ha solitamente spessore inferiore al metro, con colore Munsell 10YR dell'orizzonte B, per i suoli non litocromici.

In numerose località i sedimenti dei subsintemi inclusi nel sintema del Garda

⁵ Entrambi sono affluenti in destra del Rio di Casies, con confluenta nel rio principale fuori foglio.

poggiano sui depositi indistinti della stessa unità: dove osservabile il limite avviene attraverso una superficie erosiva priva di particolari attributi.

Il sintema del Garda, essendo correlato al *Last Glacial Maximum*, viene inquadrato nel Pleistocene superiore *p.p.*

4.3.1.1. - Subsintema di Nessano (SGD₂₀)

I depositi cartografati all'interno del subsintema di Nessano sono presenti in Val Pusteria, nel tratto a valle di Dobbiaco, inoltre in Val di Casies e nella Valle di San Silvestro. Gli affioramenti sono numerosi, anche se non sempre ben distribuiti. Quelli più significativi sono in corrispondenza di cave attive o dismesse (es. Novalino, poco a S di Valdàora di Sopra), lungo i tagli stradali (ad es. lungo la S.S. N° 49 in corrispondenza del Lago artificiale di Valdàora), ma soprattutto lungo i solchi in erosione dei principali rii e torrenti dove abbiamo gli affioramenti di maggior estensione e spessore. Tra questi ultimi sono senz'altro da segnalare quelli presenti sul lato destro del tratto terminale del Rio Licio, ad ovest di Nessano, dove è possibile vedere l'appoggio basale dell'unità. Lo spessore varia mediamente da qualche metro a varie decine di metri, ma può raggiungere localmente anche più di 150 m.

Il subsintema di Nessano comprende prevalentemente depositi di contatto glaciale che presentano al loro interno una notevole varietà di facies.

La facies più diffusa è costituita da ghiaie sabbiose da grossolanamente stratificate a ben stratificate, pulite, localmente debolmente limose (Fig. 48). Comune è la presenza di intercalazioni di strati, da decimetrici a metrici, di sabbia, da fine a medio-grossolana, sovente a stratificazione e/o laminazione incrociata. Non mancano intervalli o orizzonti ghiaiosi a tessitura aperta o parzialmente aperta, così come, ma meno frequenti, intervalli di ghiaie e sabbie a struttura massiva o addirittura caotica. Più rari i livelli di limi sabbiosi laminati (Fig. 48b). La matrice è formata soprattutto da sabbia medio-grossolana di colore grigio. La frazione clastica più abbondante è quella che ricade nel campo della ghiaia medio-grossolana; il diametro massimo dei clasti è generalmente compreso tra i 20 e i 30 cm. La presenza di massi, specialmente di grandi dimensioni, è poco frequente, sovente legata a situazioni locali o particolari come ad esempio sui fianchi vallivi, dove potevano verificarsi distacchi dal substrato roccioso affiorante nelle vicinanze (vd. ad es. 49a). I clasti sono comunemente arrotondati, ma non mancano i clasti ben arrotondati o subarrotondati. Le litologie presenti sono sempre ad ampio spettro, con percentuali molto variabili in funzione della posizione del deposito; quelle prevalenti sono costituite da dolomie, calcari, filladi, gneiss e tonaliti. Tra le strutture secondarie, localmente osservate in alcuni affioramenti e particolarmente evidenti nei sedimenti sabbiosi e limosi, vi sono strutture deformative co-



Fig. 48 - *Facies caratteristiche del subsistema di Nessano formate da ghiaie sabbiose a stratificazione orizzontale grossolana (a) (località: a SE degli ex Bagni di Monguelfo) e da ghiaie e sabbie con intercalazioni sabbiose a stratificazione incrociata concava, con un livello di limi (freccia rossa) (b) (località: sopra la S.S. N° 49, a livello del margine E del Lago di Valdàora).*

stituite da sistemi di faglie dirette e pieghe, talora con geometria complessa, più raramente faglie inverse a basso angolo. Nella gran parte dei casi esse sono riconducibili a fenomeni di instabilità legati alla fusione di masse di ghiaccio morto.

All'interno dei depositi sopra descritti sono occasionalmente intercalati *diamicton* massivi a sostegno di matrice, con clasti eterogenei per litologia e grado arrotondamento. La geometria di queste intercalazioni è riconducibile a corpi lenticolari, di spessore irregolare, talora superiore ai 2-3 metri, più sovente minore. Nei casi più fortunati si possono osservare strutture da rieleborazione da corrente. Tali *diamicton* sono per lo più interpretabili come *till* di colata (Fig. 50a).

Nel complesso i depositi cartografati nel subsistema di Nessano si presentano da debolmente consolidati a sovraconsolidati.

I depositi di contatto glaciale più elevati in quota affiorano in un limitato settore sul versante destro della Val Pusteria, a quote comprese tra 1225 e 1350 metri s.l.m. (zona tra Maso del Colle e Maso Maurer), con spessori compresi tra alcuni metri ed una decina di metri. Si tratta prevalentemente di ghiaie sabbiose clinostatificate, da addensate a ben addensate, localmente debolmente cementate (Fig. 50b). Esse si caratterizzano per la presenza di clasti comunemente arrotondati e subarrotondati, ma anche subangolosi. In quest'ultimo caso si tratta soprattutto di litologie locali, quali le filladi. Tra gli altri litotipi prevalgono le dolomie, i paragneiss, le quarziti, le arenarie, ecc. Alternate alle ghiaie sono presenti livelli di sabbie per lo più medie e grossolane, in strati di spessore variabile da alcuni centimetri a circa un decimetro. Non mancano livelli decimetrici di *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa, massivi, con prevalenza di clasti spigolosi di fillade. Negli affioramenti presenti sul fianco sinistro della valle ad E di Maso del Colle, altimetricamente i più elevati, è stata notata una netta sovraconsolidazione dei depositi, con la locale presenza di fratture nei clasti interpretate come legate a carico e spinta glaciale (Fig. 51), nonché la presenza di strutture di deformazione



Fig. 49 - Subsistema di Nessano: a) depositi ghiaioso-sabbiosi stratificati contenenti un blocco metrico di fillade subangoloso di provenienza locale (località: a SE degli ex Bagni di Monguelfo); b) inclusi di zolle di sabbia e di limo sabbioso entro facies ghiaioso-sabbiose (località: cava esaurita di Novalino).

attribuibili a glaciottettonica. L'ambiente deposizionale è riferibile a condizioni di contatto glaciale quando ancora il ghiacciaio pusterese non era ancora in una fase di stagnazione.

Come abbiamo inizialmente accennato, una delle sezioni più importanti è presente sul lato destro del tratto terminale del Rio Licio, ad ovest di Nessano, dove è possibile vedere l'appoggio basale dell'unità con il sistema di Perca (cfr. § V.4.2.2.). La parte inferiore della successione in affioramento comprende limi argillosi grigi, laminati, con intercalazioni di sabbie e livelli di ghiaie fini. A queste facies prevalenti sono intercalati livelli di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, contenenti pochi clasti e massi in parte striati, anche di dimensioni

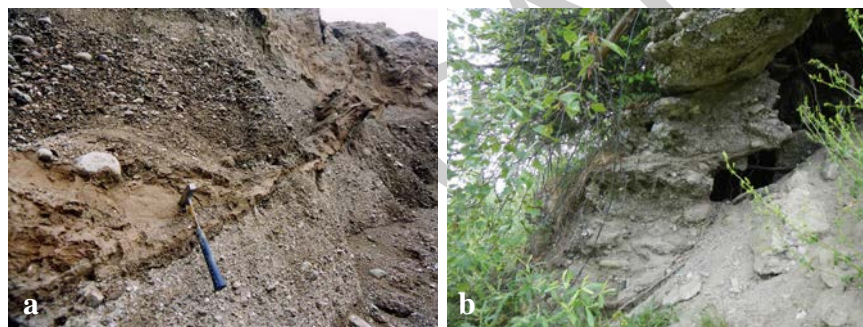


Fig. 50 - Subsistema di Nessano: a) livello di *diamicton* a supporto di matrice, debolmente stratificato interpretato come till di colata, intercalato a facies ghiaioso-sabbiose (località: cava riempita presso Leachner); b) ghiaie ciottolose con sottili intercalazioni sabbiose, clinostratificate, variamente cementate, interpretate come depositi di contatto glaciale (località: versante a NE del Lago di Valdàora, presso Maso del Colle (Pichler), a quasi 1300 m di quota).



Fig. 51 - Ghiaie sabbiose con massi, debolmente clinostratificate, sovraconsolidate (subsistema di Nesano): da notare nel livello a tessitura aperta, sotto il masso, la presenza di clasti con fratture interpretate come legate a carico e spinta glaciale. Località: valle ad E di Maso del Colle, sopra la Strada Comunale, a circa 1350 m di quota.

superiori al metro. Questa parte della successione, genericamente riferita ad un ambiente di contatto glaciale, prosegue verso l'alto per una decina di metri dove poi è coperta da detrito per circa una dozzina di metri. La parte superiore della successione in affioramento (mediamente sopra i 980 m di quota) corrisponde a una cornice, localmente subverticale, altrove variamente degradata, di circa 8-12 m di altezza. Qui affiorano sedimenti prevalentemente grossolani nella parte inferiore e sedimenti fini nella parte superiore, fino al ciglio della scarpata in erosione e dunque tra circa 990 e 1020 m. In posizione intermedia, intercalati agli uni ed agli altri, sono presenti soprattutto *diamicton*. I sedimenti prevalentemente grossolani sono composti da ghiaie e sabbie, ghiaie sabbiose a selezione buona, con intercalazioni di sabbie medie e grossolane in strati decimetrici a stratificazione incrociata. L'ambiente deposizionale è ancora di contatto glaciale con predominanza dei processi trattivi a media energia. A tali sedimenti si intercalano lenti di *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa, massivi, più frequenti verso l'alto, ma soprattutto ad ovest, dove sono presenti anche *diamicton* a supporto clastico contenenti clasti locali poco arrotondati (Fig. 52a). L'interpretazione è che si tratti di corpi di *debris-flow* legati ad apporti provenienti dal versante sovrastante, veicolati dalla valle del Rio Licio (paleoconoide sepolto?). I sedimenti fini sono composti da limi argillosi a laminazione media, talora con veli sabbiosi interlamina, contenenti inclusi ghiaiosi-ciottolosi soprattutto nella parte inferiore dell'affioramento. Il colore varia dal bruno giallastro al grigio scuro, più raramente bruno rossastro scuro (litocromia legata ad apporti di sedimenti fini derivanti dall'erosione della formazione delle Arenarie di Val Gardena). La laminazione si mantiene anche nella parte superiore dove è più sottile ed evidente (Fig. 52b). Queste facies sono riferibili ad un ambiente glacialacustre che rappresenta l'evo-

luzione locale di un ambiente più variegato genericamente classificabile come di contatto glaciale.

Tutta la successione in affioramento è caratterizzata da un assetto anomalo, con strati debolmente tiltati a valle, la presenza di faglie dirette ad alto angolo nella parte inferiore ed intermedia della successione e di pieghe ad asse inclinato nei sedimenti fini glaciolacustri della parte superiore. Tali strutture deformative sono state interpretate come legate a condizioni di prossimità ad una massa glaciale non ancora del tutto stagnante.

Sui fianchi della Val Casies in località Tesido, Prati di Tesido e lungo il tratto inferiore del Rio Fosco, ad est di Planca di Sotto, sono presenti conoidi terrazzati, variamente rimodellati, talora incisi e conservati in lembi, la cui superficie sommitale si eleva sull'antistante fondovalle da circa 30 a circa 150 m, a seconda dell'entità dell'erosione laterale operata dal Rio di Casies.

I depositi presenti sono costituiti da notevoli spessori di *diamicton* massivi o grossolanamente stratificati, a sostegno di clasti e subordinatamente di matrice (Fig. 53 e 54). Quest'ultima è generalmente sabbiosa o sabbioso-limoso. Le litologie sono prevalentemente locali (ortogneiss, scisti, filladi e quarziti) e i clasti, da centimetrici a metrici, sono soprattutto da subarrotondati a subangolosi. Questi depositi sono il risultato di ripetuti episodi di trasporto in massa in un ambiente di conoide il cui livello di base locale era controllato dalla massa di ghiaccio presente nella parte centrale della valle. I depositi risultano nel complesso leggermente addensati per cui in alcune zone in erosione si riescono a formare brevi creste calanchive e, più raramente, piramidi di terra a punta (Fig. 53).

Depositi analoghi per facies ed ambiente deposizionale sono presenti anche nella Valle di San Silvestro, a monte del Bivio Cattedra. Anche qui sono in parte conservate le superfici sommitali a quote comprese tra i 1500 e 1750 m.



Fig. 52 - *Facies del subsistema di Nessano affioranti presso lo sbocco del Rio Licio sul F. Rienza (appena fuori il margine ovest del foglio): a) diamicton massivi a supporto clastico transizionali a sabbie e limi laminati, localmente dislocati da faglie; b) limi debolmente sabbiosi, a marcata laminazione centimetrica, di colore grigio scuro.*

Nel subsistema di Nessano sono stati cartografati anche alcuni lembi di depositi glaciali presenti ad ovest di Dobbiaco, sul fianco sinistro del fondovalle, nei pressi di Bagni di Pian di Maia. Essi sono ben individuabili in quanto formano dei blandi dossetti, a pianta ellittica o più irregolare, che si elevano fino a 10-15 m rispetto alla pianura circostante, qui formata da conoidi torrentizi e da *debris-flow* coalescenti. I depositi presenti all'interno di tali dossi sono stati menzionati dal KLEBELSBERG (1956, pag. 153) che descrive la presenza in superficie di massi fino a 0,5 m di diametro di gneiss e di granito a biotite. Nei pochi affioramenti accessibili si è visto che si tratta di *diamicton* massivi, a netto supporto di matrice sabbiosa talora debolmente limosa, con clasti da subangolosi a subarrotondati con litologie tipiche del bacino pusterese (soprattutto dolomie, gneiss e filladi). L'interpretazione, accompagnata da un certo grado di incertezza, è che si tratti di *till* d'ablazione.

Nel foglio geologico "Monguelfo" della Carta Geologica delle Tre Venezie a scala 1:100.000 (DAL PIAZ *et alii*, 1930) buona parte dei depositi del sistema di Nessano sono stati cartografati come "alluvioni antiche, terrazzate" ed inquadrati cronologicamente come "probabilmente interglaciale Riss-Würm". Durante i nuovi rilevamenti non sono mai stati osservati *till* d'alloggiamento o di altra



Fig. 53 - Depositi di conoide prevalentemente da debris-flow affioranti sul fianco sinistro dell'incisione del T. Rudl (subsistema di Nessano). Da notare sulla scarpata alta 25-30 m la presenza di particolari forme erosive tra cui brevi creste calanchive ed alcune piramidi di terra a punta, prive del masso sommitale. Località: a NW di Prati di Tesido, sopra i 1600 m circa.

origine chiaramente sovrapposti ai depositi sopra descritti. Inoltre il grado di adensamento dei depositi è incompatibile con quello che essi avrebbero assunto, in normali condizioni di drenaggio subglaciale, per effetto del carico glaciale esercitato dal ghiacciaio pusterese nella fase di massima espansione, che, ricordiamo, ha avuto uno spessore superiore al migliaio di metri.

Per queste ragioni e per le caratteristiche sedimentologiche dei depositi essi sono stati cartografati in un subsistema *ad hoc* che rappresenta la testimonianza del generale ritiro del ghiacciaio pusterese che si conclude con una lunga fase di stagnazione. Dalla descrizione fatta nelle pagine precedenti appare chiaro che i depositi, cartografati nell'ambito dei depositi di contatto glaciale, sono stati sedimentati prevalentemente da acque di fusione circolanti ai lati del corpo glaciale principale stagnante, dove si sono sviluppati variegati ed ampi ambiti sedimentari. Non mancano evidenze di sedimentazione riconducibili ad un ambiente di tipo sopraglaciale. In ogni caso il denominatore comune della gran parte dei depositi cartografati all'interno del subsistema di Nessano è la messa in posto da parte di processi trattivi di media e bassa energia. Il ghiacciaio, anche in fase stagnante, oltre a determinare il livello di base della sedimentazione ai margini, ha interagito direttamente nei processi deposizionali di questi ambienti, determinando anche spinte e deformazione sui sedimenti appena deposti. Una situazione simile a quella che si è verificata in Val Pusteria avviene anche nel tratto terminale della Val di Casies. Qui il ghiacciaio locale, non più alimentato, diventa una massa di ghiaccio stagnante sul fondovalle, inizialmente saldata a quella presente in Val Pusteria. Sedimenti di contatto glaciale si sviluppano sui fianchi vallivi, in particolare in



Fig. 54 - a) Affioramento di depositi da debris-flow affioranti nella parte superiore del bacino del T. Rudl (subsistema di Nessano): da notare la struttura massiva del deposito e la grande abbondanza di massi. b) Dettaglio dell'affioramento dell'immagine "a" in cui è ben evidente la struttura massiva dei diamicton che caratterizzano le facies qui presenti. Località: a NW di Prati di Tesido, a circa 1600 m.

quello in destra orografica. Gli ampi conoidi di *debris-flow* che oggi troviamo nettamente terrazzati presso Tesido e Prati di Tesido si sono formati nella parte terminale di questa fase, quando le masse glaciali in rapida fusione, stagnanti al centro della valle, condizionavano il livello di base locale. Correlabili a questa fase sono anche i depositi di origine mista che si rinvengono in varie località della Valle di San Silvestro. In alcuni casi è ben riconoscibile la morfologia del singolo apparato di conoide o, talora, di conoidi coalescenti fortemente erosi ed incisi nel postglaciale (area a N di Bivio Cattedra). All'epoca la sedimentazione era indirettamente controllata da un livello di base ben più elevato di quello attuale e strettamente condizionato dalla presenza della massa glaciale stagnante in Val Pusteria.

Un quadro evolutivo simile si ritrova nell'adiacente Valle della Drava a valle di Versciaco di Sopra, dove tra Prato alla Drava e Sillian sono presenti depositi di contatto glaciale alla base dei due fianchi vallivi (SCHÖNLAUB *et alii*, 2000) ed allo sbocco della valle del Rio Gail. Deposit analoghi per posizione stratigrafica, facies ed estensione altimetrica sono stati di recente documentati anche più ad est presso Lienz, lungo le valli della Drava e del Isel (Unità di Ainet di REITNER *et alii*, 2016).

L'evoluzione descritta del ghiacciaio pusterese trova quindi molte analogie con quello che avviene in altre valli importanti sia austriache (VAN HUSEN, 1997), sia dell'Alto Adige (ad es. la Val Venosta, in cui i rilievi geologici sono in fase conclusiva). In tutti i casi non sono state rilevate morene terminali o altre evidenze che consentano di tracciare i margini dei ghiacciai in ritiro. In tali aree sono presenti depositi di contatto glaciale di varia natura ed ambiente deposizionale che indicano un processo ininterrotto di fusione senza pause o riavanzate (VAN HUSEN, 1997).

Dove le morfologie d'accumulo sono ben conservate il limite superiore coincide con la superficie topografica ed è contrassegnato da un suolo con spessore mediamente inferiore a 0,8 m, con colore Munsell dell'orizzonte B che varia da 7,5YR a 10YR. Altrove il limite superiore è erosivo con i depositi del subsistema dei Colli Alti, di Valdàora e con il sistema Postglaciale Alpino.

I rapporti stratigrafici con unità più antiche sono stati osservati in affioramento in pochi casi. Nella sezione del Rio Licio l'appoggio basale è debolmente erosivo o non erosivo con il sistema di Perca. Infatti, come abbiamo descritto in § 4.2.2., al tetto dei sedimenti del sistema di Perca è conservato un suolo. Altrove i rapporti con i depositi del sistema del Garda indistinto sono stati ricostruiti sulla base della geometria dei depositi.

Per quanto riguarda l'inquadramento cronologico il subsistema di Nessano può essere riferito alla prima parte del tardoglaciale (Pleistocene sup. *p.p.*), in particolare alla "*phase of ice decay*" (VAN HUSEN, 1997; REITNER *et alii*, 2016).

4.3.1.2. - Subsintema dei Colli Alti (SGD₂₂)

I depositi glaciali cartografati nel subsintema dei Colli Alti si rinvencono diffusamente su tutto il versante settentrionale del Gruppo dei Colli Alti, tra Col Vallaccia e Monte Prà della Vacca, inoltre nella valle del Rio Furcia e nella testata della valle del Rio Brusà.

La facies principale è costituita da *diamicton* massivo, a supporto di matrice e/o di clasti, poco addensati, a matrice sabbiosa debolmente limosa di colore bruno e di composizione prevalentemente carbonatica. Lo scheletro è costituito da clasti eterometrici, da subangolosi a subarrotondati, a volte striati, con litologie che ben riflettono il bacino di provenienza comprendente quasi tutta la successione permo-triassica ed il basamento sudalpino composto da filladi. La maggior parte di tali facies è stata interpretata come *till* di ablazione. Le aree con *till* indifferenziato sono aree con scarsità o assenza di affioramenti dove l'interpretazione si basa su elementi indiziari e sulla morfologia.

Lo spessore dei depositi varia da circa 1 metro ad alcune decine di metri.

Nella zona di Casola, allo sbocco della valle del Rio Furcia nella conca di Valdàora, sono presenti due morene latero-frontali che definiscono la posizione raggiunta dal ghiacciaio che occupava questa valle. I depositi sottesi dalle due morene sono quelli altimetricamente meno elevati e definiscono la posizione di massima avanzata del ghiacciaio in questa valle in una fase successiva alla messa in posto dei depositi del sintema di Nessano. Infatti i rapporti stratigrafici con questi ultimi, definiti in base alla geometria ed alla posizione delle morene, indicano dei rapporti di sovrapposizione, probabilmente con una debole erosione in corrispondenza della superficie d'appoggio basale dell'unità in esame.

Nella valle del Rio Brusà la posizione di massima avanzata del ghiacciaio che si sviluppava in questa valle è definita dalla presenza di *till* d'ablazione quasi allo sbocco della valle, sul fianco destro. In questa fase viene ostruito il paleopercorso del Rio Brusà che all'epoca aveva già inciso i depositi del sintema di Nessano come si può intuire dalla presenza di un tratto di valle morta, sovradimensionata rispetto ai deflussi che convoglia attualmente, ad E del piccolo cimitero di Valdàora di sopra. Con il ritiro del ghiacciaio dalla valle del Rio Brusà viene ad impostarsi un nuovo deflusso più a W, in corrispondenza della posizione attuale, con conseguente erosione dei depositi glaciali depositi in questa fase, così come di parte dei depositi del sintema di Nessano, e la formazione di un alveo epigenetico inciso in roccia. Ulteriori fasi di riavanzata glaciale sono testimoniate dalla presenza di piccoli apparati glaciali nella testata dei due bacini, in aree di circo o in valloni sospesi. Tuttavia essi sono da correlare a ghiacciai secondari minori, tra di loro indipendenti, formatisi dalla frammentazione del ghiacciaio principale.

Il limite inferiore del subsintema dei Colli Alti è erosivo con il substrato roccioso e con il sintema del Garda indistinto, non erosivo o debolmente erosivo con

il subsintema di Nessano. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è erosivo con il sistema Postglaciale Alpino.

Il subsintema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale della regione e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore.

4.3.1.3. - Subsintema di Braies (SGD₂₃)

I depositi di questo subsintema si rinvengono prevalentemente alla base dei versanti della Valle di Braies ed in particolare nel tratto terminale, tra Ferrara e lo sbocco in Val Pusteria.

I depositi più diffusi sono i *till* d'ablazione, di cui alcuni affioramenti sono lungo la strada a N della località Larici (Fig. 56b). Essi sono formati da *diamicton* massivo, a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa di colore bruno pallido e di composizione prevalentemente carbonatica. Lo scheletro è costituito da clasti eterometrici, da subangolosi ad arrotondati, a volta striati, con litologie che ben riflettono il bacino di provenienza. Abbondano le dolomie (Dolomia Principale, Dolomia Cassiana), i calcari (Gruppo dei Calcari Grigi), mentre sono più scarsi i litotipi calcareo-terrigeni provenienti dalle formazioni permo-triassiche e le filladi. Chiaramente queste litologie mancano negli affioramenti presenti nella parte alta delle valli dove tali formazioni sono assenti. Le aree con *till* indifferenziato sono aree con scarsità o assenza di affioramenti, dove l'interpretazione si basa su elementi indiziari e sulla morfologia.

Lo spessore dei depositi varia da circa 1 metro ad alcune decine di metri.

Il subsintema è chiaramente definito a partire dai depositi glaciali affioranti allo sbocco della valle, soprattutto sul lato destro, dove essi costituiscono un'ampia piattaforma, rilevata mediamente di 60 m sul fondovalle della Pusteria, a geometria triangolare in pianta (Fig. 55). La morfologia di dettaglio di quest'area rivela la presenza di dossetti con varie direzioni di allungamento; sulla parte più esterna, presso la località Larici, si riconosce una morena laterale suddivisa in due tronconi che culmina tra 1230 e 1240 m (Fig. 56a). Esternamente a tale morena si individua, sia a N, sia a S, un solco che rappresenta l'avvallamento originale tra la morena ed il versante soprastante. Anche sul tratto terminale del fianco sinistro della valle si individua una morena laterale sinistra degradata, che si sviluppa tra 1220 e 1240 m. Tali morene rappresentano la massima espansione del ghiacciaio della Val di Braies che in questa fase doveva raggiungere la Val Pusteria, espandendosi ai lati del tratto terminale della Val di Braies. Ulteriori evidenze di avanzata glaciale riguardano piccoli ghiacciai secondari derivanti dalla frammentazione del ghiacciaio della Val di Braies nelle fasi finali di ritiro. Gli apparati glaciali si collocano nelle aree di circo a NE del Gruppo della Croda Rossa con



Fig. 55 - Panoramica sul tratto terminale della Val di Braies dal versante opposto: la linea gialla indica la posizione raggiunta dal ghiacciaio della Val di Braies allo sbocco in Val Pusteria (in primo piano) nella fase di espansione glaciale rappresentata dal subsistema di Braies.

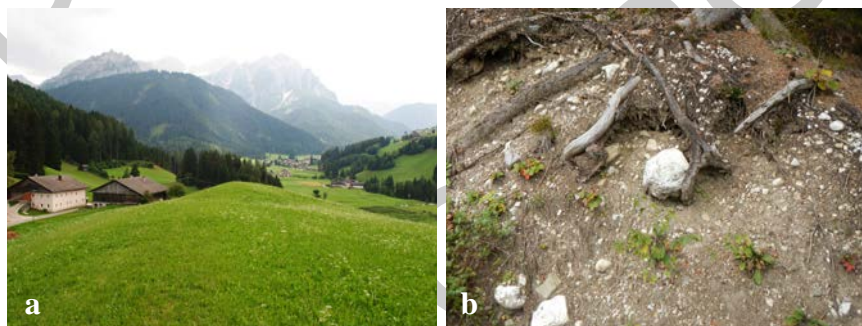


Fig. 56 - a) Culminazione della morena laterale destra del ghiacciaio della Val di Braies corrispondente con la fase di massima avanzata rappresentata dal subsistema di Braies; sulla sinistra le case della località Larici, sullo sfondo la Val di Braies vista da NE. b) Affioramento degradato del till d'ablazione del subsistema di Braies (località: strada a N della Località Larici).

quote delle fronti superiori ai 2000 m.

Nella valle di Braies di Dentro, a valle del Lago di Braies, è presente un accumulo detritico che si estende per una lunghezza di circa 1300 m ed occupa il fianco destro della valle per una larghezza di circa 400 m. Esso si eleva sull'antistante

fondovalle per più di 50 m e costituisce uno sbarramento naturale della valle che assieme al conoide postglaciale presente ad occidente ha causato la formazione del Lago di Braies. Dal punto di vista morfologico l'accumulo si presenta organizzato in dossi allungati parallelamente alla valle, lunghi tra circa 200 e 400 m e larghi tra 100 e 150 m. Il deposito di cui è composto ha caratteri variabili dal detrito eterometrico con grossi blocchi al *diamicton* massivo a supporto di matrice, di composizione variabile dalla ghiaia fine fino alla sabbia limosa. I blocchi sono composti da dolomia prevalentemente massiva ed in subordine ben stratificata, in buona parte correlabili con la formazione della Dolomia Cassiana. Si ritiene che l'accumulo si sia originato come frana di crollo in roccia e che la messa in posto sia avvenuta probabilmente sulla superficie del ghiacciaio della Val di Braies, che successivamente avrebbe portato l'accumulo nella posizione attuale.

Il limite inferiore dell'accumulo di frana non è mai affiorante, mentre il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica. Inoltre sull'accumulo di frana poggiano ad est, con contatto non erosivo, depositi palustri e di versante, mentre ad ovest poggia, con contatto erosivo o debolmente erosivo, un accumulo di frana più recente (cfr. § VII.2.) e i depositi del conoide da *debris-flow* di Case Novalino.

Da evidenze geologiche e morfologiche si può ipotizzare che la zona di provenienza sia verosimilmente individuabile nell'area di Monte Nero, subito ad ovest del Lago di Braies, in particolare nel settore ad est della cima, piuttosto che nel versante nord come ipotizzato da FURLANIS (2013).

Nella Valle di Braies Vecchia, nel bacino del Rio Stolla, a quote comprese tra i 1850 e i 2000 m, sono presenti depositi di trasporto in massa, troncati a valle, ma con superficie sommitale d'accumulo parzialmente conservata. Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di clasti, ma più sovente di matrice, e di ghiaie grossolanamente stratificate. La composizione litologica è chiaramente data da litologie locali (Gruppo dei Calcarei Grigi, Dolomia Principale). Si tratta di depositi che si sono formati in condizioni ambientali diverse da quelle attuali, compatibili con un livello di base più alto e legato alla presenza di un ghiacciaio che occupava la porzione inferiore della valle del rio di Stolla ostruendola.

Il limite inferiore del subsistema di Braies è erosivo con il substrato roccioso e con il sistema del Garda indistinto. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino e con il subsistema di Valdàora.

Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale della regione e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore.

4.3.1.4. - Subsintema della Valle di Landro (SGD₂₄)

I depositi di quest'unità si rinvennero allo sbocco della Val di Landro e a monte di Carbonin, ma soprattutto in molte delle valli secondarie confluenti. La grande scarsità di depositi nel tratto di valle a sud di Carbonin sembra essere legata più a condizioni morfologiche, in particolare all'elevata acclività dei due versanti che non ha consentito l'accumulo, piuttosto che a fenomeni erosivi postglaciali.

Nel subsintema della Valle di Landro sono presenti *till* d'ablazione e *till* indifferenziati. I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* massivo, a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa di colore variabile dal bruno pallido, al rosa e al grigio molto chiaro. Lo scheletro è costituito da clasti eterometrici, da subangolosi ad arrotondati, a volta striati, con litotipi di composizione prevalentemente dolomitica, con subordinati calcari, mentre altri litotipi sono molto meno frequenti. Le aree con *till* indifferenziato sono aree con scarsità o assenza di affioramenti dove l'interpretazione si basa su elementi indiziari e sulla morfologia.

Lo spessore dei depositi varia da circa 1 metro ad alcune decine di metri.

Come nel caso del subsintema di Braies la cartografia dei depositi glaciali compresi in questo subsintema è stata definita dall'identificazione di un apparato glaciale allo sbocco della Val di Landro e dalla composizione litologica dei depositi glaciali sottesi dalle morene qui presenti. In effetti, a SE della località "Colonia Pontificia", sono presenti alcune collinette, addossate le une alle altre e che si elevano di una trentina metri rispetto alla pianura circostante. Quelle di maggiore sviluppo e continuità sono addossate al versante antistante e sono interpretabili come morene laterali destre: esse definiscono la posizione di massima riavanzata del ghiacciaio della Val di Landro che in questa fase raggiungeva la Val Pusteria. Tale ghiacciaio era formato dalla confluenza di ghiacciai minori provenienti dalle numerose valli confluenti in Val di Landro. Il bacino di alimentazione era relativamente molto grande e comprendeva anche apporti provenienti dalla Val Felizon, dunque ben oltre lo spartiacque attuale presso Cimabanche (1530 m), dove confluivano lingue glaciali provenienti dalla Val di Fanes e dalla valle del T. Boite. Con il ritiro, il ghiacciaio della Val di Landro si frammenta in numerosi ghiacciai minori alimentati da flussi provenienti da valli secondarie, da valloni sospesi e circhi. Numerosi sono i depositi glaciali legati a queste fasi di ritiro, a volte con spessori notevoli. In vari casi sono preservate morene laterali e/o frontali. Ad esempio è questo il caso del vallone sospeso a NE del Picco di Vallandro dove i depositi glaciali sono confinati sul fianco destro in quanto su quello opposto sono coperti da conoidi coalescenti di origine mista, tranne che nel tratto a valle di 1900 m dove si riconoscono due belle morene latero-frontali. Queste ultime definiscono la posizione raggiunta dal ghiacciaio locale in una delle ultime fasi di ritiro.

Particolarmente estesi risultano gli accumuli della Val Rimbon dove coprono quasi completamente un ripiano strutturale presente subito a nord delle Tre Cime di Lavaredo, tra le quote 2200 e 2400 m. I depositi sono da correlare ad apparati glaciali di circo che si sono sviluppati in quest'ampia area. Molti dei depositi qui presenti sono poi evoluti come *rock glaciers*.

Altrettanto estesi sono i depositi glaciali presenti sulla testata del bacino del Rio de Rimbianco, dove, nelle ultime fasi del tardoglaciale, doveva stazionare un ghiacciaio alimentato da flussi provenienti dai numerosi valloni che articolano i Cadini di Misurina. Qui, nell'area ad E di Forcella Bassa affiorano estesamente depositi glaciolacustri composti da limi stratificati.

Ad ovest di Cimabanche significativamente estesi sono i depositi presenti nella valle del Torrente Gotres, in particolare quelli presenti nella testata, in corrispondenza del circo del Castello di Valbones e presso la Forcella Lerosa. Molto scarsi e di spessore ridotto sono invece i depositi presenti sull'altopiano di Sennes e Fosses.

Il limite inferiore del subsistema della Val di Landro è erosivo con il substrato roccioso e con il sistema del Garda indistinto; localmente in valle del Torrente Gotres il contatto è erosivo con depositi cartografati nel supersistema del Monte Spinale. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino.

Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale della regione e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore.

4.3.1.5. - Subsistema della Val Fiscalina (SGD₂₅)

I depositi cartografati all'interno del subsistema della Val Fiscalina affiorano nel bacino del Rio omonimo che costituisce un sottobacino del Rio di Sesto. In carta essi sono presenti unicamente in un limitato settore al limite E del foglio, in corrispondenza dell'Alpe dei Piani, a N del Gruppo Paterno-Cima Una (Dolomiti di Sesto). Si tratta di depositi glaciali interpretati per la più parte come *till* d'ablazione e formati da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa di colore bruno molto pallido e con clasti eterometrici poco smussati, formati quasi esclusivamente da dolomie. Alcuni di questi depositi hanno avuto un'evoluzione successiva in *rock glaciers*.

Lo spessore dei depositi varia da circa 1 metro ad alcune decine di metri.

Il subsistema si estende anche nell'area del limitrofo foglio 017 "Monte Cavallino" (in preparazione) ed è chiaramente ben definito a partire dalle morene frontali e latero-frontali conservate allo sbocco della Val Fiscalina nella Valle di Sesto. Nell'Alpe dei Piani sono presenti depositi riferibili alle ultime fasi di ritiro

glaciale, ben definite dalle morene frontali e laterali che caratterizzano l'area a N e ad E del lago a quota 2207 m, poco a valle dei Laghi dei Piani.

Il limite inferiore del subsistema della Val Fiscalina è erosivo con il substrato roccioso. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino.

Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale della regione e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore.

4.3.1.6. - Subsistema di Val Padeon (SGD₁₀)

Il subsistema della Val Padeon comprende depositi di varia origine (glaciali, di contatto glaciale, fluvio-glaciali e di *debris-flow*) che affiorano sulla parte più meridionale del foglio Dobbiaco, in Regione Veneto, nella valle del Rio Felizon, del Rio di Fanes e nelle valli affluenti in destra del Torrente Boite, nella zona di Antruilles.



Fig. 57 - Subsistema di Val Padeon: diamicton massivo, a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa interpretato come till di ablazione (località: strada forestale subito a nord di Podestagno).

I depositi glaciali sono rappresentati prevalentemente da *till* di ablazione, formati da *diamicton* massivi, a supporto di clasti e/o di matrice sabbiosa debolmente limosa, di natura carbonatica e di colore caratteristico che varia dal bruno pallido al rosa (Fig. 57). I clasti sono quasi esclusivamente carbonatici, da subangolosi a subarrotondati, con dimensioni comprese tra il centimetro e il metro. Anche nell'unità in esame si è scelto di rappresentare i depositi privi di affioramenti o con affioramenti poco significativi con il sovrassegno di *till* indifferenziato. In ogni caso la composizione di questi ultimi non si discosta di molto dagli altri *till* sopra descritti. Lo spessore massimo dei depositi è dell'ordine di una decina di metri.

I depositi di contatto glaciale affiorano in modo spettacolare a valle della S.S. N° 51 di Alemagna, lungo l'incisione a S del Ponte d'Ancona e sono costituiti

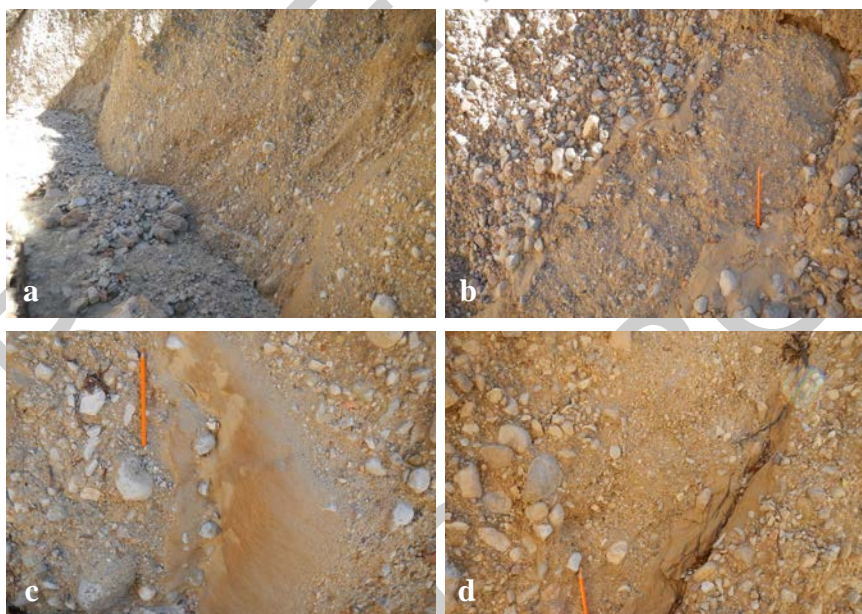


Fig. 58 - Depositi di contatto glaciale del subsistema di Val Padeon: a) panoramica sulle facies affioranti: da notare l'immersione a monte (sinistra) degli strati con elevati valori di inclinazione; b) livello pluridecimetrico di diamicton a supporto di matrice, massivo, con base netta debolmente erosiva e tetto non erosivo con limi sabbiosi (a sinistra, in alto); c) da destra: diamicton a gradazione diretta passante a ghiaia sabbiosa e quindi a sabbia, sabbia limosa e quindi limo sabbioso. I ciottoli all'interno dei limi al centro della foto sono alla base di un nuovo intervallo gradato dello spessore complessivo di quasi 10 cm che si conclude con il sottile livello di limo a destra della matita colorata; a sinistra abbiamo la base di un nuovo intervallo a diamicton. d) diamicton a supporto clastico (a sinistra) con base erosiva su di un livello di limi sabbiosi debolmente laminati. In tutte le foto la polarità degli strati è da destra verso sinistra. Località: incisione a S del Ponte d'Ancona sulla S.S. N° 51 di Alemagna, settore a monte della strada ciclabile.

da una notevole varietà di facies. Gli affioramenti migliori sono a ridosso della sottostante strada ciclabile, sul fianco sinistro dell'incisione (Fig. 58). Qui sono presenti ghiaie sabbiose massive o debolmente stratificate, alternate a *diamicton* a sostegno di matrice, massivi, ma anche gradati, con subordinati livelli di limi sabbiosi. Più rare sono le intercalazioni di ghiaie massive a supporto clastico. I *diamicton* gradati sono tipicamente a gradazione diretta: la transizione è rapida per cui in pochi centimetri si passa da *diamicton* a supporto di matrice a ghiaia sabbiosa fine, quindi a sabbia via via più fine per arrivare ai limi sabbiosi debolmente laminati. Il ciclo successivo ha base erosiva o debolmente erosiva e spessore variabile da pochi centimetri a più di un metro. La matrice dei *diamicton* e delle ghiaie è mediamente formata da sabbia debolmente limosa, di colore variabile dal bruno molto pallido al bruno giallastro. La frazione clastica ricade nel campo delle ghiaie medio-grossolane e grossolane, con clasti prevalentemente da subangolosi ed arrotondati. I litotipi presenti sono quasi esclusivamente carbonatici. Tra i clasti sono presenti anche elementi della successione cretacea che presuppongono un'alimentazione da ovest (bacino del T. Boite), inoltre clasti con strie di origine glaciale.

La giacitura di questi depositi non è primaria, infatti gli strati immergono ad alto angolo verso NNE (Fig. 58a). L'angolo di inclinazione diminuisce risalendo la valle per cui passiamo da valori attorno agli 80° presso la strada ciclabile a valori attorno ai 20°, circa 80 m più a monte, a valle dell'affioramento ritratto in Fig. 59. In quest'affioramento le facies correlabili con quelle sopra descritte affiorano unicamente alla base dello spaccato, in pochi settori non coperti da detrito. Si tratta di sabbie e limi a marcata laminazione orizzontale piano-parallela, di colore variabile dal bruno molto pallido al grigio chiaro, contenenti livelli centimetrici di sabbia, talora gradati. Non mancano gli inclusi ghiaiosi sia isolati, sia concentrati

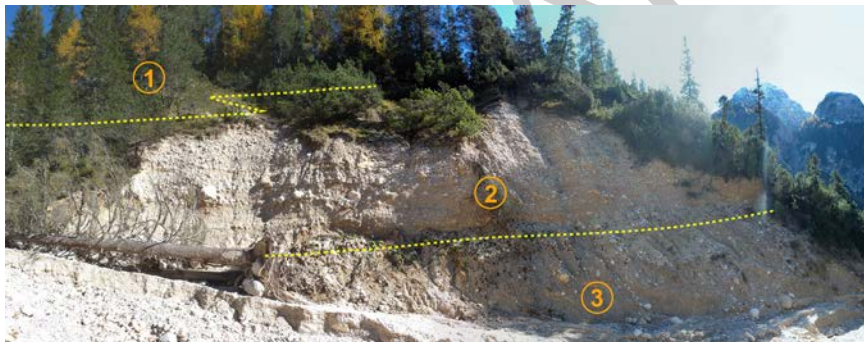


Fig. 59 - Subsistema di Val Padeon: grande affioramento sul lato sinistro dell'incisione a valle del Ponte d'Ancona sulla S.S. N° 51 di Alemagna. 1 = depositi di debris-flow; 2 = depositi fluvio-glaciali con direzione di apporto da W (da destra); 3 = depositi glaciolacustri in buona parte coperti dal detrito proveniente dalla parte superiore della scarpata.

in livelli e/o alla base di strati sabbiosi gradati; raramente si intercalano lenti decimetriche di *diamicton* di composizione analoga a quelli descritti sopra. Sotto il Ponte d'Ancona l'assetto dei limi e sabbie laminati non è più orizzontale. Infatti essi immergono verso S con valori di inclinazione che arrivano progressivamente a 10-15°. Nell'insieme, tenendo conto dell'immersione degli strati presenti più a valle, sopra la strada ciclabile, le facies sopra descritte descrivono una grande piega sinforme, asimmetrica, più inclinata a valle, con cerniera collocabile circa 40 m a valle del Ponte d'Ancona. Oltre a questo motivo plicativo a grande scala, esaminando in dettaglio le facies sopra descritte, in particolare quelle più fini, si nota che i depositi sono interessati da numerose faglie distensive di modesto rigetto (1-10 cm) in tutta la successione affiorante (Fig. 60). Nel complesso tutti i depositi sinora descritti sono da debolmente sovraconsolidati a sovraconsolidati; localmente si osservano fratture nei clasti interpretate come dovute a carico glaciale.

Le facies sinora descritte permettono di identificare un bacino glaciolacustre, in buona parte sostenuto da una massa glaciale posta per lo più sull'asse vallivo, su cui si riversavano copiosi apporti dal versante soprastante. La sedimentazione inizialmente è dominata da deposizione in acqua di flussi di trasporto in massa provenienti dal versante soprastante, ma non solo. In seguito sembrano prevalere i processi di decantazione con la formazione di laminiti. Nel complesso questi depositi sono riferibili ad un contesto più generale di contatto glaciale.

Sopra i limi e le sabbie laminate, con contatto purtroppo non osservabile direttamente in quanto coperto, sono presenti ghiaie ciottolose e ghiaie sabbiose, a stratificazione orizzontale o incrociata a basso angolo (Fig. 59). Sono pure presenti massi fino a 60 cm, soprattutto sul lato più a monte.

L'arrotondamento e la composizione litologica dei clasti sono del tutto confrontabili con quella dei depositi di contatto glaciale sopra descritti. Frequenti le lenti di sabbie laminate, con spessore massimo di circa 15-20 cm. Verso l'alto tendenzialmente diminuisce la frazione sabbiosa, sia quella dispersa come matrice, sia quella presente in lenti o livelli intercalati ed è più evidente l'embricatura dei clasti che indica una provenienza da ovest, cioè dall'area di Podestagno. Complessivamente queste facies, che hanno uno spessore di circa 10-12 m, indicano l'instaurarsi di un ambiente fluvio-glaciale a media-alta energia con apporti da parte del ghiacciaio in fase di ritiro, probabilmente attestato con la propria fronte nella zona di Podestagno.

Depositi di origine mista (torrentizia e/o di *debris-flow* e/o di valanga) sono estesamente presenti sul basso versante meridionale della dorsale M. Cadin - Croda d'Ancona, dove caratterizzano aree erose ai lati ed alla base e dunque debolmente più rilevate rispetto quelle contigue. L'interpretazione è che tali aree siano relitti di ampi conoidi coalescenti, successivamente incisi ed erosi ai lati ed in posizione distale, che si andavano a raccordare ad un livello di base ben più elevato di quello attuale. Scarsi sono gli spaccati dove si possono osservare le



Fig. 60 - Subsistema della Val Padeon: limi sabbiosi laminati alternati a sabbie, con rari livelli ricchi di inclusi ghiaiosi (in alto). Le frecce indicano alcune delle faglie dirette che dislocano le lamine con rigetti inferiori al centimetro. Località: poco a valle del Ponte d'Ancona sulla S.S. N° 51 di Alemagna.

facies dei depositi, tra questi sicuramente l'incisione in corrispondenza del Ponte d'Ancona, a monte dello stesso. Qui affiorano *diamicton* massivi, a sostegno di clasti e/o di matrice sabbioso-limosa di colore bruno molto pallido; solo raramente si osserva una cruda stratificazione. I clasti sono esclusivamente carbonatici ed estremamente eterogenei per forma (da spigolosi a subarrotondati) e dimensione (dal centimetro fino a più di un metro).

Nell'insieme questi conoidi di origine mista si raccordavano direttamente con la piana fluvio-glaciale che si sviluppava a monte dell'area del Ponte d'Ancona, probabilmente anche con rapporti di interdigitazione con i depositi fluvio-glaciali stessi. Dopo il ritiro glaciale da quest'area, quando il Rio Felizon approfondisce il proprio corso incidendo la piana fluvio-glaciale, inizia l'erosione e l'incisione dei suddetti conoidi con lo sviluppo delle morfologie, ora relitte, sopra descritte.

Il subsistema della Val Padeon rappresenta una fase glaciale successiva a quella rappresentata dal subsistema di Landro: la lingua glaciale che scendeva dalle Valli di Travenanzes e Fanes ed in parte dagli altopiani di Sennes e Fosses, aveva la sua fronte attestata nell'attuale valle del Rio Felizon mentre il resto della Valle di Landro era ormai libera dai ghiacci. L'enorme quantità di sedimenti prodotta dalla fusione glaciale e dagli apporti provenienti dalle valli laterali e dai versanti adiacenti ormai deglacializzati, si andava ad accumulare nel fondovalle

interagendo con la fronte glaciale in lento ritiro ivi presente.

Rispetto all'adiacente foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" si è ritenuto di dovere accorpate nel subsistema della Val Padeon anche i depositi ivi cartografati nel subsistema di Podestagno. Questa scelta è motivata dalla presenza al di sopra dei sedimenti fluvioglaciali del subsistema di Podestagno di depositi glaciali a cui si associano morene che testimoniano la presenza di una fronte glaciale attestata nella bassa valle del Rio Felizon e non molto più a monte (ovest) come ipotizzato nelle Note Illustrative del foglio Cortina d'Ampezzo. Ne consegue l'inevitabile accorpamento di tutti i depositi in un unico subsistema, che in base a quanto definito nel precedente foglio risulta essere il subsistema di Val Padeon (NERI *et alii*, 2007).

Il limite inferiore del subsistema della Val Padeon è sepolto o erosivo con il substrato roccioso. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino.

Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale del bacino del T. Boite ed è pertanto inquadrabile nella parte terminale del Pleistocene superiore.

4.3.2. - *Sistema del Piave (PVI)*

I depositi cartografati nel sistema del Piave sono presenti unicamente nell'angolo sud-orientale del foglio, nel bacino del T. Ansiei. I principali depositi sono a SE della Croda Passaporto, a sud delle Tre Cime di Lavaredo, presso i Rifugi Lavaredo ed Auronzo. In quest'ultimo caso sono preservate delle morene nell'area a sud del Rifugio. Altri depositi sono a SE della Croda Passaporto e nel Valon de Lavaredo. Tranne quest'ultimo caso, in cui gli affioramenti erano particolarmente scarsi, tutti i depositi sono stati cartografati come *till* d'ablazione. Si tratta di *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limoso di colore bruno molto pallido, contenenti clasti eterometrici prevalentemente dolomitici e subordinatamente calcarei. Il grado di arrotondamento è in genere basso.

Lo spessore dei depositi varia da 1 m ad alcune decine di metri (Valon de Lavaredo). Il limite inferiore è sepolto o, dove esposto, erosivo con il substrato roccioso. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino.

I depositi sono riferibili al Pleistocene sup. *p.p.*

4.4. - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)

4.4.1. - *Aspetti generali*

Il sintema 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 sviluppatesi nell'intervallo finale del Pleistocene superiore. Il limite inferiore è chiaramente diacrono, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica. Il sintema Postglaciale Alpino comprende sedimenti inquadrabili cronologicamente tra il Pleistocene superiore e l'attuale. Nella definizione esso corrisponde all'unità Postglaciale di BINI *et alii* (2004) e, per le caratteristiche delle discontinuità limite, al sintema del Po adottato prevalentemente nei fogli riguardanti l'ambito della Pianura Padana.

Tra gli aspetti evolutivi principali presi in considerazione nella suddivisione del sintema in unità di rango minore vi sono l'evoluzione dei depositi del fondovalle pusterese, per cui i depositi terrazzati, in erosione o comunque completamente slegati dalle dinamiche deposizionali attuali sono stati cartografati nel subsintema di Valdàora. Inoltre, i depositi correlabili con la fase di avanzata glaciale nota come Piccola Età Glaciale sono stati cartografati nel subsintema dell'Amola.

4.4.2. - *Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti*

4.4.2.1. - *Depositi alluvionali e torrentizi, conoidi alluvionali*

Sul fondovalle della Val Pusteria i depositi alluvionali sono costituiti per lo più da sedimenti grossolani formati da ghiaie sabbiose, ghiaie e sabbie, più raramente da ghiaie ciottolose schiette. In presenza di buoni affioramenti si osserva una stratificazione orizzontale o incrociata a basso angolo, sottolineata da variazioni granulometriche o dalla disposizione dei clasti. Prevalgono le ghiaie medio-grossolane, con clasti generalmente arrotondati e ben arrotondati. La dimensione massima dei ciottoli o dei blocchi può variare da circa 15 cm fino a circa 30 cm. La composizione litologica dei clasti varia in funzione del bacino di alimentazione: carbonatica (calcarei, dolomie), calcareo-terrigena (marne) e terrigena (areniti, siltiti, ecc.) per quanto riguarda gli apporti dall'area dolomitica; a prevalenza di metamorfiti (gneiss, scisti e filladi) e quarzo per gli apporti provenienti dai Monti di Casies. Nella conca di Valdàora e più a valle le litologie dei clasti riflettono sostanzialmente il *mixing* di apporti provenienti da entrambi i lati della valle, con prevalenza di calcari e dolomie, quindi di gneiss, filladi e presenza nettamente subordinata di altre litologie. Non mancano lenti o livelli di spessore pluridecimetrico di sabbie a stratificazione orizzontale o incrociata. Dal punto di

vista dell'ambiente deposizionale si tratta di depositi di canale fluviale attivo o di recente abbandono, in aree golenali, ma non solo.

In vari settori della valle si osservano coperture di sedimenti fini di esondazione (sabbie, sabbie limose), ma queste sovente hanno debole spessore (0,5-0,8 m) e scarsa continuità laterale, per cui non sono rappresentabili a scala 1:50.000. Questo vale anche per molti tratti del fondovalle della Drava, dove localmente lo spessore è più cospicuo (1,5-2 m), ma l'estensione è limitata anche dalla ristrettezza della valle.

Sedimenti fini di spessore ed estensione significativa si rinvencono soprattutto in aree ai margini della valle, ad es. interposte a due conoidi contigui, tipicamente in zone d'ombra della sedimentazione, in quanto lontane dagli apporti dal fiume principale e dagli stessi conoidi. Altre aree corrispondono ad ambiti di golena rimaste parzialmente isolate dal canale fluviale dopo le opere di rettifica delle aste fluviali. Le aree di maggior estensione sono quella a nord della stazione ferroviaria di Valdàora, a destra della Rienza e quella a monte di San Candido.

I principali conoidi alluvionali sono quelli del Rio San Silvestro (o conoide di Dobbiaco), quello di fronte ad esso, allo sbocco della Rienza dalla Val di Landro ed il conoide di Sesto. Il conoide del Rio di Casies (o conoide di Monguelfo) ha scarso sviluppo a causa della ridotta estensione della valle (circa 300 m) in quel settore. I sedimenti presenti nel sottosuolo sono costituiti soprattutto da ghiaie ciottolose e sabbiose, grossolane e molto grossolane, con ciottoli e massi in zona prossimale, meno grossolane e più ricche di sabbia in zona distale. Sul conoide di Dobbiaco si rinvencono limi e sabbie debolmente ghiaiosi fino a 1,5-2 m, ma non nella parte distale, corrispondente alla parte attiva in epoca recente o attuale.

In aree diverse dalla Pusteria i depositi alluvionali sono presenti in forma significativa sui fondovalle delle principali valli secondarie (Valle di Landro, Valle di Braies, Valle di S. Silvestro, Valle di Casies e Valle di Anterselva). I sedimenti presenti sono costituiti da ghiaie anche grossolane, con ciottoli e massi, ma anche da ghiaie sabbiose, ghiaie e sabbie. Nelle aree sbarrate o parzialmente sbarrate da conoidi laterali si osservano anche sedimenti fini, sabbioso-limosi, in particolare nell'area di transizione a laghi di sbarramento (ad es. in Val di Landro).

I sedimenti alluvionali presenti sul fondovalle della Pusteria appartengono a due bacini idrografici, quello della Rienza che costituisce un sottobacino del F. Adige e quello della Drava che a sua volta è un sottobacino del F. Danubio. Lo spartiacque tra i due bacini coincide con la "sella di Dobbiaco" (ted.: "*Toblacher Sattel*" o "*Toblacher Feld*"), dove la quota più bassa del dislivello è a 1210 m, nei pressi della stazione ferroviaria di Dobbiaco. Tale punto fa parte anche del limite morfologico tra il conoide del Rio San Silvestro (o conoide di Dobbiaco) a nord ed il conoide della Rienza allo sbocco della Val di Landro, a sud. Pertanto la linea di spartiacque si sviluppa su entrambi i conoidi anche se in quello della Rienza in

modo del tutto marginale. Anche se oggi e nel passato recente il Rio San Silvestro confluisce nella Rienza ad W del conoide che ha edificato è evidente dal punto di vista morfologico che, in passato, il rio dovette defluire per lunghi periodi verso E (costituendo allora il ramo sorgivo della Drava), come comprova l'estendersi del conoide anche in tale direzione. Vedremo nel § 4.4.2.2 che questo ci viene confermato anche dalle stratigrafie di alcuni sondaggi, oltre che da considerazioni geomorfologiche.

Ad W della sella di Dobbiaco le alluvioni della Rienza sono nettamente terrazzate. L'evidenza di un terrazzamento delle alluvioni di fondovalle è già nel tratto terminale della Val di Landro.

A valle di Monguelfo il fondovalle diventa particolarmente stretto, con tratti d'alveo ridotti a veri e propri solchi fluviali per effetto del progradare di conoidi (es. conoide del Rio di Nessano) ed altri con fondo in roccia. Si ricorda inoltre che a monte di Valdàora esiste un lago artificiale che costituisce un livello di base locale che interrompe la continuità della sedimentazione a monte e a valle.

Ad est di Dobbiaco, dunque nel bacino della Drava, il fondovalle è localmente molto stretto in quanto fortemente condizionato dallo sviluppo dei conoidi. Alcuni di essi ostruiscono quasi completamente la valle (es. conoide di San Candido). In altri casi un ostacolo al deflusso è dato dall'affioramento sul fondovalle del substrato roccioso: è il caso della collinetta in filladi su cui sorge l'abitato storico di Versciaco di Sopra. Qui il fondovalle è ridotto a circa 50 m di larghezza. Il fiume Drava, a monte di San Candido, è poco più di un rigagnolo, ma, a valle di tale abitato, dopo aver ricevuto il cospicuo contributo del Rio di Sesto, incrementa notevolmente la sua portata. Storicamente il percorso era debolmente sinuoso a monte di San Candido e nettamente meandriforme nel tratto a valle per l'afflusso del Rio di Sesto.

4.4.2.2. - Dati del sottosuolo della Val Pusteria

Informazioni sui sedimenti presenti nel sottosuolo della Val Pusteria derivano prevalentemente dalle stratigrafie dei sondaggi archiviate nella Banca Dati della Provincia Autonoma di Bolzano⁶ e da sondaggi eseguiti *ad hoc* per questo foglio in aree ritenute significative. Non sono disponibili dati sulla profondità del substrato roccioso se non in quei rari casi dove esso è stato intercettato dai sondaggi ed in ogni caso in località non prossime all'asse vallivo (vd. oltre).

⁶ L'ubicazione dei sondaggi presenti in Banca Dati è consultabile nel nuovo geobrowser della Provincia Autonoma di Bolzano all'indirizzo:
http://gis2.provinz.bz.it/geobrowser/?project=geobrowser_pro&view=geobrowser_pro_atlas_b&locale=it

Nella conca di Valdàora, in particolare tra le località Novecase, Valdàora di sotto, stazione di Valdàora, Nuova Gosta, il substrato roccioso (fillade quarzifera dell'unità di Bressanone) affiora frequentemente in corrispondenza di dossi che emergono dai terrazzi modellati nel subsistema di Valdàora e nel subsistema di Nessano, oppure sui fianchi e sul fondo del solco vallivo della Rienza, dove affiora con continuità dalla località Barteler fino al lato orientale del Lago artificiale di Valdàora. Ciò suggerisce un debole spessore della copertura quaternaria con valori che possono variare da qualche metro ad una trentina di metri circa.

Una situazione simile riguarda anche il tratto a valle di Valdàora di Sotto.

La confluenza del Rio di Anterselva nella Rienza è chiaramente in corrispondenza di un solco epigenetico, mentre l'antica valle sepolta è più ad E, all'incirca in corrispondenza del tratto iniziale della S.P. N° 44 di Anterselva. Infatti, in questo settore mancano affioramenti di substrato roccioso sia sull'alveo della Rienza, sia a N e a S, mentre sul solco attuale del Rio di Anterselva esso affiora localmente sui fianchi vallivi ed è stato intercettato dai sondaggi eseguiti per la costruzione del nuovo ponte stradale alla profondità di 3 m dal greto del rio. Allo stato attuale non esistono dati sulla profondità della roccia nell'alveo sepolto del Rio di Anterselva.

Un sondaggio eseguito sul fondovalle della Rienza, nell'area industriale di Valdàora, ha attraversato circa 2 m di materiale eterogeneo di riporto e quindi una successione formata da limi sabbiosi (2÷3,8 m), poggianti su sedimenti organici a volte torbosi, a volte limosi (3,8÷5 m), e quindi sabbie ed argille limose (5÷6 m). Questa successione, riferibile ad un ambiente golenale, con caratteri inizialmente palustri, poggia su circa 3 m di un *diamicton* massivo a supporto di matrice (*till* d'alloggiamento del sistema del Garda). La roccia (fillade quarzifera) è stata intercettata a 9 m dal p.c. Due campioni di legni, prelevati a 4,05 e a 4,65 m dal p.c. hanno fornito un'età calibrata che li colloca rispettivamente nella seconda metà del IV millennio a.C. e nella parte iniziale del V millennio a.C. (cfr. Tabella 1 per dati di dettaglio). Ne risultano dei tassi di sedimentazione medi attorno ai 0,75 m/1000 anni con punte di 1 m/1000 anni per l'intervallo compreso tra i due campioni datati. Si tratta di valori piuttosto bassi, pari alla metà sino a meno di 1/4 di quelli documentati in varie località della Val d'Adige (BARGOSSÌ *et alii*, 2010; AVANZINI *et alii*, 2012).

Un altro alveo epigenetico è ad W di Monguelfo, dove la Rienza è sospinta sul versante destro della valle dal conoide di Novale ed ha inciso un solco nelle filladi. Il sondaggio più profondo eseguito nella parte distale del conoide di Novale ha raggiunto una profondità di 50 m dal p.c., attraversando una successione articolata di strati di ghiaie, sabbie e limi sabbiosi, senza arrivare alla roccia. La quota raggiunta (1052 m) è più di 30 m inferiore a quella dell'adiacente alveo in roccia della Rienza (1084 m). L'asse vallivo sepolto con ogni probabilità si colloca tra la galleria della ferrovia della Pusteria e l'abitato di Novale.

Un sondaggio eseguito a NW dell'abitato di Monguelfo, sulla parte distale del conoide attuale, ha attraversato una successione formata da circa 8,5 m di materiale di riporto e, tra 8,5 e 11,3 m dal p.c., strati di limi e sabbie debolmente ghiaiose, con livelli decimetrici ricchi di resti vegetali e di torba. Questi livelli rappresentano una fase di scarsa attività del rio di Casies, con prevalenza di sedimenti fini di esondazione e periodiche condizioni di stagnazione ed impaludamento. La successione sottostante comprende facies prevalentemente sabbiose e quindi sabbioso-ghiaiose con ciottoli granitici e gneissici che arrivano anche a 25 cm di diametro e sono correlabili con un ambiente di golena del Rio di Casies.

Due campioni di resti vegetali provenienti dai succitati livelli organici hanno fornito età calibrate che spaziano all'incirca tra l'anno mille e l'inizio del XV secolo (cfr. Tabella 1). Escludendo l'intervallo formato da materiale di riporto, il tasso di sedimentazione medio relativo all'intervallo sedimentario soprastante al primo campione datato è di circa 1,8 m/1000 anni. Invece, il tasso di sedimentazione medio relativo all'intervallo compreso tra i 2 campioni datati è attorno ai 3 m/1000 anni o di poco inferiore. Entrambi i tassi di sedimentazione sono del tutto confrontabili con quanto osservato in Val d'Adige per successioni simili di fondovalle (cfr. ad es. AVANZINI *et alii*, 2012).

Sul fondovalle antistante il conoide di Monguelfo e sul tratto a monte il sotto-suolo è caratterizzato da prevalenti ghiaie e sabbie, ghiaie sabbiose, con intercalati subordinati livelli sabbiosi anche metrici. Questo almeno fino alle profondità indagate (10-20 m). Un cambiamento delle facies sedimentarie presenti nel sotto-suolo è osservabile nelle stratigrafie dei sondaggi disponibili per il tratto a monte della confluenza del Rio di Braies nella Rienza, tra le località Mara e la periferia ovest di Villabassa. Qui i sondaggi eseguiti sul margine sinistro della piana alluvionale attuale della Rienza hanno attraversato 2-3 m di ghiaie sabbiose, poggianti con un contatto netto, erosivo, su una successione monotona di sedimenti quasi esclusivamente fini (alternanza di sabbia fine limosa, limo sabbioso-argilloso, limo argilloso e subordinatamente argilla limosa, sabbia e sabbia con ghiaia fine) fino ad almeno 30 m dal p.c.

L'interpretazione è che sotto le alluvioni attuali e recenti della Rienza vi siano depositi fluviali e lacustri, erosi al tetto, inquadrabili nel subsistema di Valdàora. Infatti facies simili affiorano nella parte inferiore del conoide antico del Rio di Braies e nei depositi che formano l'adiacente terrazzo di Mara, cartografati all'interno della stessa unità. Si ritiene che la progradazione del conoide antico del Rio di Braies, ad un certo punto, abbia portato all'ostruzione della valle, creando un lago di sbarramento allungato nella stessa direzione dell'asse vallivo, per certi aspetti simile all'attuale lago artificiale di Valdàora. Non vi sono elementi precisi per un inquadramento cronologico di questo evento sedimentario che comunque deve essere avvenuto in un intervallo temporale corrispondente con la prima parte della fase sedimentaria rappresentata dal subsistema di Valdàora.

Tabella 1 - Risultati delle datazioni AMS C-14 effettuate su campioni del foglio Dobbiaco.

Analisi n°	Località	Quota p.c. (m s.l.m.)	Profondità (m dal p.c.)	Siglia Unità	Facies	Materiale analizzato	Età C-14 anni BP	Età calibrata (*) $\pm 2 \sigma$ (95,4 %) / Note
KIA 16602	Monguefio, sondaggio 6	1082	9,76(**)	PTG	fluviale/palustre	legno	520 \pm 30	507-557 BP (89%) 605-626 BP (11%)
KIA 16603	Monguefio, sondaggio 6	1082	10,65(**)	PTG	fluviale/palustre	torba	980 \pm 20	795-958 BP
KIA 16603	Monguefio, sondaggio 6	1082	10,65(**)	PTG	fluviale/palustre	torba, acidi umici	1050 \pm 40	915-1058 BP
KIA 16604	zona industriale Valdaora, sondaggio 4	992	4,05	PTG	fluviale/palustre	torba, legni	4700 \pm 30	5321-5420 BP (60%) 5438-5481 BP (23%) 5532-5578 BP (17%)
KIA 16605	zona industriale Valdaora, sondaggio 4 (~240 m a WSW dell'inizio della S.P. N° 44 di Anterselva)	992	4,65	PTG	fluviale/palustre	legno	5235 \pm 30	5918-6023 BP (85%) 6078-6114 BP (9%) 6154-6174 BP (4%) 6051-6061 BP (1%)
KIA 16605	zona industriale Valdaora, sondaggio 4	992	4,65	PTG	fluviale/palustre	legno, acidi umici	5325 \pm 35	5994-6209 BP (99,8%) 6255-6256 BP (0,2%)
Prags_1	S. Vito di Braies, sond. 3	1345	2,5	PTG	palustre/lacustre	carboni	964 \pm 36	790-735 BP
LTL3209A	S. Vito di Braies, sond. 3	1345	6,8	PTG	palustre/lacustre	sostanza organica diffusa	7326 \pm 45	8015-8207 BP (97%) 8263-8289 BP (3%)
KIA 16606	S. Vito di Braies, sond. 3	1345	8,08	PTG	palustre/lacustre	sostanza organica diffusa	30420 \pm 200	- / (***)
KIA 16607	S. Vito di Braies, sond. 3	1345	9,20	PTG	palustre/lacustre	sostanza organica diffusa	29470 \pm 170	- / (***)
KIA 16608	S. Vito di Braies, sond. 3	1345	10,33	PTG	palustre/lacustre	sostanza organica diffusa	30040 \pm 340	- / (***)
LTL15437A	Versciaco di sopra, sondaggio S5	1140	3,64	PTG	fluviale	legno	682 \pm 45	621-691 BP (60%) 554-610 BP (40%)
LTL15438A	Versciaco di sopra, sondaggio S5	1140	6,88	PTG	fluviale	legno	2209 \pm 45	2122-2336 BP
SC_A	San Candido, scavo a S stazione treni	1175	3,0	PTG	fluviale/palustre	legno	8740 \pm 60	9546-9921 BP (98%) 10084-10114 BP (2%)
SC_B	San Candido, scavo a S stazione treni	1175	2,4	PTG	fluviale/palustre	carboni	8150 \pm 60	8992-9286 BP
SC_C	San Candido, scavo a S stazione treni	1175	2,0	PTG	fluviale/palustre	carboni	6513 \pm 47	7319-75088 BP (99,3%) 7547-7552 BP (0,7%)
LTL16119A	Val Felizon, S.S. N° 51, 1 km a W Rifugio Ospitale	1495	2,0	PTG	suolo sepolto in debris-flow	carboni	3448 \pm 45	3606-3835 BP (99,1%) 3594-3601 BP (0,9%)

(*) Età calibrate utilizzando il software Calib 7.04 disponibile all'indirizzo: <http://calib.org> (Copyright 1986-2014 - M. Stuiver & P.J. Reimer).

(**) I primi 8 m del sondaggio sono costituiti da materiale di riporto.

(***) Datazione considerata non affidabile perchè incompatibile con il contesto stratigrafico (vd. testo).

Più a monte, fino a Dobbiaco, nel sottosuolo prevalgono nettamente le facies grossolane (ghiaie, ghiaie e sabbie, con livelli anche metrici di sabbie) fino ad almeno 20-30 m dal p.c. Solo nel tratto tra Villabassa e Dobbiaco, presso Campeggio, sotto i 10-15 m dal p.c., si rinvennero sedimenti prevalentemente sabbiosi che potrebbero essere correlati con quelli di origine fluviale e lacustre sopra descritti.

Nel sottosuolo del conoide di Dobbiaco sono presenti ghiaie sabbiose con tracce di limo e subordinati livelli sabbiosi, almeno fino a 10 m dal p.c.

A ESE di Dobbiaco Nuovo, in prossimità della linea ferroviaria, un sondaggio appositamente eseguito ha incontrato fino a 12,2 m dal p.c., ghiaia sabbiosa medio-grossolana con alcune sottili intercalazioni di limi debolmente argillosi di colore bruno pallido. Le ghiaie hanno composizione quasi esclusivamente calcarea e dolomitica e sono pertanto da attribuire ad apporti provenienti dalla Val di Landro e dunque dal F. Rienza o da una sua diramazione. Tale dato è coerente con la geomorfologia di dettaglio dell'area desunta dalle immagini Lidar che escludono trattarsi della parte distale del conoide del Rio San Silvestro. Tra 12,2 e 26 m (profondità raggiunta dal sondaggio) sono presenti ghiaie medio-grossolane e grossolane, debolmente sabbiose, contenenti livelli sabbiosi o sabbioso-ghiaiosi. La composizione litologica dei clasti è diversa da quella dell'intervallo sopra descritto, in quanto predominano i litotipi metamorfici di provenienza austroalpina. Pertanto tale successione è da attribuire ad apporti del Rio di S. Silvestro.

Tre sondaggi eseguiti a ridosso della sponda destra della Drava, tra la località Kammerwiesen (1,6 km a WSW di San Candido) e la periferia W di San Candido, indicano la presenza di uno strato superficiale di limi e sabbie, talora debolmente ghiaiosi e con livelli organici, di spessore variabile da 2 m (Kammerwiesen) fino a 4,5 m presso San Candido. Al di sotto, fino a circa 7-8 m dal p.c., vi sono ghiaie sabbiose prevalentemente medio-grossolane, mentre l'intervallo sottostante, indagato fino a 10 m dal p.c. comprende sedimenti fini (limi, sabbie), talora con livelli organici o con tracce di ghiaia. Uno scavo per la costruzione di un garage nei pressi della Stazione ferroviaria di San Candido ha consentito di indagare la parte più superficiale del sottosuolo. La successione evidenziata dallo scavo è data da una successione di limi, limi sabbiosi debolmente laminati, sovente organici con livelli e lenti di sabbie ghiaiose e più raramente di ghiaie fini sabbiose. Nella parte inferiore (3,30-4,00 m) affiorano ghiaie sabbiose, talora limose, di colore grigio, di composizione prevalentemente carbonatica. L'ambiente di sedimentazione è riferibile a condizioni fluviali di media energia nella parte inferiore dello spaccato che superiormente cambia velocemente a condizioni di bassa energia, talora con difficoltà di drenaggio, riferibili ad un ambiente di golena transizionale a palustre, periodicamente invaso da depositi trattivi di bassa energia. Di particolare interesse sono 3 datazioni C-14 eseguite su carboni e legni prelevati nei primi 3 m della litofacies superficiale (cfr. Tabella 1 per i dettagli). L'età risultante varia da circa 10.000 anni cal. BP fino a circa 7300 anni cal. BP per il campione più superficiale. Tali datazioni denotano bassissimi tassi di sedimentazione durante l'Olocene, con fasi prolungate di stasi nella sedimentazione.

Le datazioni sopra discusse, indicano che ad W di San Candido la quota del fondovalle era di poco inferiore a quella attuale già 10000 anni fa con tassi di sedimentazione molto bassi da allora; il dato indicherebbe quindi che, la deviazione verso il bacino della Drava del Rio di Sesto, causata dalla progradazione del conoide di Dobbiaco (KLEBELSBERG, 1957), sia avvenuta prima dei 10.000 anni

e presumibilmente alla fine del tardoglaciale o nella prima parte del Postglaciale.

Sul conoide alluvionale di San Candido troviamo prevalentemente ghiaie sabbiose e ciottolose, talora debolmente limose, con subordinate intercalazioni sabbiose o sabbioso-ghiaiose fino a 15 m dal p.c. Si segnala la presenza in superficie di sedimenti fini sabbioso-limosi nella parte occidentale distale del conoide.

A NE di San Candido un pozzo scavato alla base del versante sinistro della valle, sotto la S.S. N° 49, ha attraversato ghiaie sabbiose a clasti prevalentemente carbonatici e subordinatamente cristallini fino a 10 m dal p.c., quindi 2 m di limo debolmente sabbioso, e, fino a 37 m dal p.c., ghiaie variamente sabbiose con clasti carbonatici e cristallini in ugual misura. Sedimenti grossolani formati prevalentemente da ghiaie e sabbie caratterizzano anche il sottosuolo ad E di San Candido, per lo meno per i primi 10 m.

L'abitato di Versciaco di sopra si è sviluppato in corrispondenza di una collinetta in roccia che come posizione riduce fortemente la larghezza del fondovalle, qui ridotto a circa 50 m. Cinque sondaggi eseguiti sul tratto subito a monte hanno chiarito la stratigrafia del sottosuolo relativa ai primi 15 m. A partire dal p.c. sono presenti da 0,5 a circa 2 m di sabbia fine limosa (fina di esondazione pedogenizzata) che poggia su un intervallo, che arriva fino a 3 m dal p.c., formato da sabbia fine limosa, talora ghiaiosa o debolmente ghiaiosa. In genere al di sotto troviamo ghiaie e sabbie ghiaiose fino a quasi 10 m dal p.c.. In tutto questo intervallo, ma anche in quello soprastante, sono presenti legni fluitati, talora concentrati in livelli. L'ambiente di sedimentazione è chiaramente fluviale con facies sia di canale che di piana alluvionale prossimale. La parte più profonda degli intervalli carotati (in genere sotto i 10 m) è caratterizzata dalla presenza costante di sedimenti fini, debolmente laminati, che possono riferirsi ad un ambiente di piana alluvionale distale. Legni prelevati a 3,64 e a 6,88 m dal p.c. hanno fornito età calibrate che ricadono tra il XIII-XIV secolo d.C. per il campione meno profondo e tra il II ed il IV secolo a.C. per quello più profondo. Il tasso di sedimentazione medio varia da 2 m/1000 anni a 5 m/1000 anni.

4.4.2.3. - Depositi palustri e lacustri, paludi attuali e torbiere

Depositi palustri sono stati rinvenuti raramente e presentano per lo più estensione areale molto limitata. I depositi più estesi si rinvengono nei principali fondovalle, generalmente in zone d'ombra della sedimentazione, tipicamente tra le aree di conoide ed il versante. Va qui segnalata per estensione l'area subito a sud di Rasun di Sotto (località "Im Moos"), dove tali depositi risultano confinati dal conoide di Rasun a nord e i depositi del subsistema di Nessano a sud; questi ultimi costituiscono uno stretto terrazzo saldato al versante sinistro della valle e delimitato da ripide scarpate a nord e a sud. Pertanto esso costituisce un ostacolo

alla confluenza del Rio Anterselva nel F. Rienza, confluenza che avviene attraverso uno stretto solco vallivo sviluppatosi a ridosso del fianco destro della Valle di Anterselva. Nell'area in esame i sedimenti sono per lo più fini (limi, limi sabbiosi, sabbie), con livelli organici intercalati.

Le paludi attuali si ritrovano per lo più in due ambiti morfologici ben distinti:

- piccole aree umide, di ristagno d'acqua, in zone depresse e/o con difficoltà di drenaggio, situate sui rilievi carbonatici o sui dossi in fillade, dove spesso la base impermeabile è costituita da roccia o da depositi glaciali di debole spessore. Esse possono essere laterali a piccoli specchi d'acqua a carattere perenne o semiperenne. Tra gli esempi di questo tipo vi sono le torbiere che marginano i Laghi dei Piani sul Gruppo del Monte Paterno (Fig. 61), la torbiera a NE del Rifugio Fanes (2020 m), quelle ad E del Rifugio Lavaredo (2175 m). Sull'Alpe di Sennes troviamo due torbiere in conche glaciocarsiche: quella più a nord è bordata da un piccolo conoide colluviale, quella più a sud è a margine di un piccolo lago (Lè de Senes). In quest'ultima area sono stati eseguiti 7 sondaggi con trivella a mano, che hanno evidenziato la presenza costante di uno strato superficiale di torba di spessore medio attorno ad 1,5 m, poggiante su argilla limosa grigia (depositi lacustri), contenente clasti calcarei alla base (a circa 4,5 m dal p.c.).



Fig. 61 - *Laghi dei Piani a nord del Monte Paterno: si tratta di laghi in conche da sovraescavazione glaciale all'interno di una più ampia area glaciocarsica (Alpe dei Piani), con ai margini torbiere caratteristiche di questi ambienti di alta quota (foto Michele Da Pozzo).*

- aree di fondovalle, anche ampie, limitrofe a bacini lacustri o in conche a monte di frane di sbarramento. Paludi di fondovalle, limitrofe a laghi sono quelle presso il Lago di Landro e il Lago di Dobbiaco. Il Lago di Landro è un lago confinato tra due conoidi di origine mista che sbarrano la Valle di Landro sia a monte, sia a valle. In entrambi i lati del lago si sono sviluppati due apparati di delta-conoide: il raccordo con il lago è dato da una superficie a debolissima pendenza periodicamente sommersa, in cui si è sviluppata una vegetazione di tipo palustre. Un secondo lago da sbarramento da conoide è quello di Dobbiaco: anche in questo caso abbiamo sul lato a monte un'ampia piana palustre che fa da raccordo con la piana alluvionale posta più a S. Risalendo la Val di Landro fino a portarci al di là dello spartiacque tra bacino della Rienza e bacino del Piave, troviamo altre piccole aree palustri da sbarramento da conoidi sul fondovalle, tra Cimabanche e il Rifugio Ospitale. Le più ampie marginano il Lago Bianco. Nell'angolo sud-occidentale del foglio, nel Vallone di Rudo, un'articolata area palustre si è sviluppata attorno al Lago Piciodèl che è un tipico lago di sbarramento da frana (vd. § 4.4.2.6.). In Val di Braies vi sono aree palustri, alcune delle quali bonificate, sia in aree da sbarramento di frana (es. a NW del Sasso del Signore), sia in conche all'interno di depositi di frana da *rock avalanche* (es. a monte di S. Vito). In quest'ultimo caso sono localmente disponibili dati stratigrafici sul sottosuolo e datazioni C-14 che vengono descritti nel § 4.4.2.6. Ulteriori dati riguardano il Lago di Braies, in particolare per quanto concerne i meccanismi di sedimentazione sul fondale e l'età dei sedimenti. Una rassegna su questi studi e sulle conoscenze raggiunte sono riportati in § V.4.4.2.4. in quanto strettamente collegati con la ricostruzione degli eventi di *debris-flow* provenienti dai conoidi limitrofi al lago.

4.4.2.4. - Depositi di origine mista (torrentizi e/o da *debris-flow* e/o di valanga)

I depositi di origine mista costituiscono una classe 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 alta montagna i depositi sono distribuiti soprattutto alla base delle falde detritiche dove il detrito viene eroso e rimobilizzato più a valle dai processi di *debris-flow*. Può concorrere nel periodo invernale l'azione dovuta al periodico distacco di valanghe. Le morfologie sono caratteristiche (Fig. 62a): 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, talora variamente giustapposti. Allo sbocco di canali o di piccole incisioni vallive i processi di *debris-flow*, con il contributo accessorio dell'azione delle valanghe, danno luogo a conoidi sovente coalescenti, con pendenza di 15-30°, comunque sensibilmente minore dei conoidi di detrito di origine gravitativa. In generale i depositi sono formati da ghiaie eterometriche, mal classate fino ai *diamicton* massivi; in modo del tutto subordinato possono essere presenti lenti di ghiaie sabbiose embriicate, in genere legate all'azione del ruscellamento superficiale convogliato dai solchi. In area



Fig. 62 - Sintema Postglaciale Alpino: a) conoidi dominati da processi di *debris-flow* a S del Lago di Braies; b) facies caratteristiche dei conoidi da *debris-flow* qui costituite da *diamicton* massivi, a supporto di matrice, con livelli di ghiaie sabbiose massive (in basso, a sinistra). Località: piccolo conoide sul fianco sinistro della Val di Casies, tra Tesido e Prati di Tesido; c) livello di limi sabbiosi e argillosi laminati (depositi di decantazione) sottostante ad un *diamicton* massivo a supporto di matrice interpretato come deposito di *debris-flow*. Località: Val Felizon, a ridosso della S.S. N° 51 di Alemagna, circa 1 km ad W del Rifugio Ospitale. d) depositi di *debris-flow* separati da suoli sepolti (1, 2, 3, 4), contenenti sostanza organica diffusa e talora carboni. Località: vd. foto c.

dolomitica è stata localmente osservata la presenza di lenti di spessore fino a 10-20 cm di limi argillosi e sabbiosi, debolmente laminati, di colore bruno molto pallido, interpretati come depositi di decantazione in piccoli *pond* formati in zona di accumulo (Fig. 62c).

Nelle zone distali dei conoidi non è infrequente trovare orizzonti alterati che consentono di definire il limite tra due eventi deposizionali consecutivi. Meno frequente è individuare suoli sepolti, anche a carattere incipiente, con preservati orizzonti ricchi di sostanza organica (Fig. 62d). Dato lo scarso trasporto subito, i clasti sono generalmente angolosi e subangolosi, con composizione litologica analoga a quella del detrito presente sul versante soprastante. L'eventuale presenza di clasti arrotondati e/o di litologie estranee a quelle del bacino soprastante è un chiaro indice della presenza di depositi glaciali o di altra natura coinvolti nei processi morfogenetici.

Sui fondivalle, allo sbocco dei torrenti e dei rii, è tipica la presenza di conoidi dovuti all'azione dei processi di *debris-flow* e torrentizio. Quest'ultimo può avere carattere del tutto secondario nei sistemi deposizionali più piccoli o dove l'attività è saltuaria o intermittente. I depositi sono formati da *diamicton* a supporto matrice, contenenti livelli e lenti di ghiaie da massive a grossolanamente stratificate, talora embricate; sono pure presenti lenti di sabbie e sabbie ghiaiose, più abbondanti in zona distale. Localmente possiamo avere facies ricche di limo, variamente ghiaioso e sabbioso, soprattutto in zona distale o in zone di coalescenza di conoidi contigui (ad es. a N della stazione di San Candido). Gli intervalli a *diamicton* presentano generalmente struttura massiva, talora gradazione inversa; non è infrequente che i contatti tra le singole unità deposizionali siano amalgamati. Come già sottolineato in precedenza la composizione litologica dei clasti riflette quella dei litotipi presenti nel bacino a monte. I clasti sono generalmente da subangolosi a subarrotondati a seconda delle litologie coinvolte e dell'entità del trasporto subito. Possono essere ben arrotondati ed arrotondati nel caso siano erosi o rimaneggiati depositi quaternari più antichi.

Tra i conoidi di origine mista di maggiore estensione vi sono i conoidi presenti nel tratto terminale della valle di Anterselva, su entrambi i fianchi vallivi. Si tratta di conoidi coalescenti, quasi uniti in zona distale se non fosse per lo stretto solco scavato dal Rio di Anterselva. Di interesse sono anche i conoidi di origine mista presenti a Prati di Tesido, Masseria e Masi, parzialmente incastrati in conoidi più antichi (subsistema di Nessano) ed in parte alimentati dall'erosione di questi ultimi.

Le datazioni disponibili per questi sistemi deposizionali sono piuttosto scarse e limitate ad aree ben definite. Negli ultimi anni, nell'area del Lago di Braies sono stati eseguiti numerosi studi per ricostruire la frequenza dei fenomeni di *debris-flow* che entrano nel lago o che comunque ne condizionano la sedimentazione. Gli studi si sono basati su criteri sedimentologici, dendrogeomorfologici ai quali sono

state affiancate analisi radiometriche (^{14}C), isotopiche (^{137}Cs), petrografiche, palinologiche, dendrocronologiche e sedimentologiche (IRMLER, 2003; IRMLER *et alii*, 2005; 2006; SCHNEIDER *et alii*, 2009; STRUNK, 1995; THIELEMANN *et alii*, 2007; THIELEMANN, 2010).

Sulla base del conteggio delle varve ed altre analisi IRMLER *et alii* (2006) hanno ricostruito un calendario degli eventi di *debris-flow* registrati nei sedimenti del Lago di Braies che copre gli ultimi 2250 anni. Per questo intervallo temporale gli Autori citati ricavano una media di un evento ogni 16 anni mentre il tempo di ritorno dei singoli episodi di *debris-flow* varia tra 1 e 127 anni. Non è stata riconosciuta una particolare correlazione con variazioni climatiche e si registra una discrepanza con le datazioni C-14 e le analisi palinologiche per la parte più profonda. Il tasso medio teorico di sedimentazione nel Lago di Braies calcolato sulle varve varia da circa 6,2 mm/anno per gli ultimi 250 anni a circa 1,7 mm/anno per l'intervallo temporale precedente fino a 2250 anni dall'attuale. Per epoche più antiche sono disponibili solo numerose datazioni C-14, in particolare per il sondaggio più completo eseguito in corrispondenza della parte più profonda del lago (-37,8 m). La datazione più antica è riferita ad un ago di conifera rinvenuto a -12,2 m dal p.c. (fondo lago) che ha fornito un'età calibrata di 7460 ± 100 anni cal. BP (IRMLER, 2003). Il tasso di sedimentazione medio sul fondale del lago in base ai dati C-14 risulta di circa 0,6 mm/anno tra 2000 e 4000 anni BP e di circa 1,9 mm/anno tra 5000 e 7500 anni BP. THIELEMANN (2010) mette in discussione la validità del presupposto che nel lago di Braies vi siano effettivamente depositi varvati a ciclicità annuale e ottiene anche per la porzione più superficiale tassi di sedimentazione medi teorici, sulla base di nuove datazioni C-14, decisamente ridotti: 0,9 mm/anno tra 0 e 2160 anni cal. BP e di soli 0,2 mm/anno tra 2160 e 4280 anni BP.

Nella Val di Felizon, circa 1 km ad W del Rifugio Ospitale, a ridosso della S.S. N° 51, è stato individuato uno spaccato di circa 2,5 m di spessore, caratterizzato dalla presenza di suoli sepolti, anche a carattere incipiente, che indicano una fase di stasi prolungata tra un evento di *debris-flow* ed il successivo (Fig. 62d). I processi di *debris-flow* sono alimentati dall'erosione della falda detritica soprastante⁷. Il suolo più profondo in affioramento, posto alla profondità di 2 m dal p.c. attuale, contiene carboni che sono stati datati con il metodo del C-14 (Tabella 1). L'età calibrata indica un intervallo temporale compreso tra il 1890 ed il 1640 a.C.⁸, che definisce un tasso medio locale di sedimentazione di circa 1 m/1000 anni. In ogni caso la presenza di suoli intercalati indica fasi ripetute di relativa stabilità anche per tempi prolungati.

⁷ In carta, per motivi di scala, sono rappresentati unicamente i depositi di versante.

⁸ Datazione calibrata con probabilità del 95,4% (Livello di confidenza: 2 deviazioni standard).

4.4.2.5. - 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 filladi, scisti ed arenarie, minore per calcari e dolomie). I depositi, che possono assumere spessori variabili da alcuni metri a varie decine di metri, presentano struttura sia massiva, sia clinostratificata. Tipicamente clinostratificati sono i detriti di falda, ampiamente diffusi alla base delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione specialmente in alta montagna, dove costituiscono dei prismi paralleli al versante o assumono morfologia a conoide (coni detritici) qualora l'alimentazione sia guidata dalla presenza di un canalone. Sono particolarmente sviluppati alla base delle pareti rocciose modellate nei litotipi calcareo-dolomitici che caratterizzano la porzione centro-meridionale del Foglio (Dolomiti), soprattutto nei settori dove gli ammassi rocciosi sono fortemente suddivisi per la presenza di vari sistemi di faglie e fasce cataclastiche (es. Gruppo Croda dei Baranci, Tre Cime di Lavaredo, Fig. 63).

I depositi di versante a grossi blocchi si caratterizzano per l'abbondanza relativa di blocchi di dimensioni metriche o superiori; gran parte di questi depositi è collegata a fenomeni di crollo a carattere diffuso che avvengono a spese di ammassi rocciosi allentati, caratterizzati da sistemi di discontinuità ben spaziate e da idonee condizioni morfostrutturali (ad es. versanti di stratificazione con assetto a franapoggio). Aree con copertura di detrito a grossi blocchi si ritrovano nei versanti interessati da grandi frane in roccia o in DGPV, anche in assenza di pareti rilevanti. Un esempio in questo senso è sul versante ad E della Piccola Rocca dei

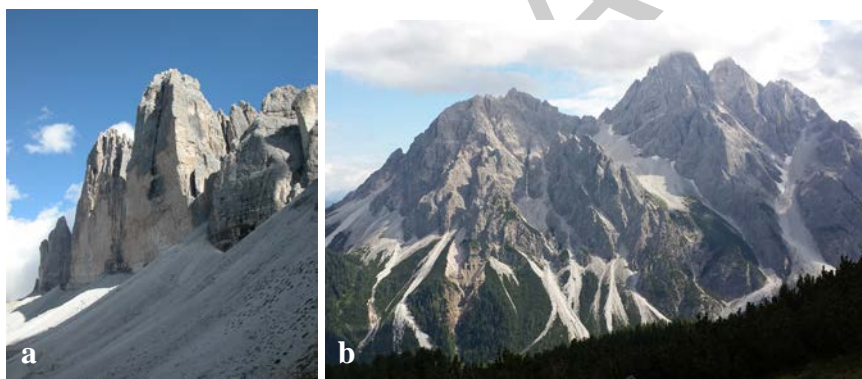


Fig. 63 - Fasce detritiche ai piedi dei versanti dolomitici: a) Tre Cime di Lavaredo, b) Cima di Sesto e Cima dei Tre Scarperi.

Baranci nella Val Campo di Dentro.

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 netto tra le due tipologie di depositi, essendo essi variamente interdigitati: in tal caso dal punto di vista cartografico il limite è stato posto dando la priorità al deposito predominante.

4.4.2.6. - Frane

Nel foglio la rappresentazione cartografica degli accumuli gravitativi prevede una prima distinzione basata sulla presenza o meno di grandi blocchi nel corpo di frana ed un secondo livello in base all'antichità della frana. Il concetto di antichità di un accumulo di frana si basa su elementi di datazione relativa non essendo disponibili, in genere, dati precisi sull'età della messa in posto. Inoltre è bene ribadire che un accumulo di frana cartografato come antico può essere soggetto a processi di rimodellamento o essere investito, in *toto* o in parte, da un nuovo accumulo di frana proveniente dal versante soprastante o essere coinvolto in un nuovo processo franoso. Di contro la classificazione come "deposito di frana" non ha alcuna implicazione per quanto riguarda il grado di attività. In ogni caso la messa in posto di tutti i depositi cartografati e descritti nel testo che segue è avvenuta nel corso del Postglaciale; molti di essi sono connessi a fenomeni ancora attivi o quiescenti.

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 carbonatiche, gli accumuli sono prevalentemente costituiti da ghiaia e blocchi eterometrici, anche di dimensioni plurimetriche, con tessitura variabile da aperta a clasto-sostenuta. I clasti sono composti da litotipi locali e sono comunemente spigolosi. La quantità di matrice, di composizione variabile dalla ghiaia fine, alla sabbia ed al limo, dipende dalle caratteristiche dei litotipi coinvolti e soprattutto dal grado di frantumazione e disgregazione dell'ammasso roccioso durante la messa in posto.

Nelle frane per scivolamento rotazionale e per colata che coinvolgono rocce marnoso-terrigene ed i depositi glacigenici, gli accumuli sono generalmente formati da *diamicton* massivi, a supporto di matrice, o più raramente di clasti, con matrice da sabbioso-limosa fino ad argillosa a seconda della composizione dei litotipi di partenza e del grado di alterazione.

Vengono qui di seguito descritte alcune delle frane antiche più caratteristiche

ed estese, mentre per gli aspetti legati alla stabilità dei versanti e al grado di attività dei fenomeni franosi si rimanda al § VII.2.

Rock avalanche della Valle di Braies

In Val di Braies, a valle del lago omonimo, sono presenti numerose collinette e piccoli dossi inerbiti che emergono dal fondovalle, talora con grande continuità, ma che sono sovente interrotte da spianate chiaramente di origine alluvionale o da conoidi alimentati da apporti dai rii che scendono dai fianchi vallivi. I depositi hanno come denominatore comune la presenza di blocchi eterometrici, anche di grandi dimensioni, formati quasi esclusivamente da dolomie. Essi si estendono per circa 7 km, tra le località Casera Nuova (1950 m), ad W del Lago di Braies, e Braies di Fuori (1165 m), a circa 1 km dallo sbocco della valle in Pusteria (Fig. 64). La superficie totale dei depositi in affioramento è di circa 1,3 km². Tuttavia se teniamo conto anche di quelle aree in cui i depositi sono sepolti da sedimenti più recenti possiamo stimare un'area complessiva pari ad almeno 3 km².

Da un punto di vista morfologico e tessiturale si notano delle differenze tra le zone prossimali e quelle distali. Nella zona subito a valle del Lago di Braies la morfologia è riconducibile ad argini ed ampi dossi irregolari ricchi di blocchi. Il deposito è un *diamicton* massivo, con tessitura variabile da aperta a parzialmente aperta, con blocchi e megablocchi di dolomie massicce, inoltre con matrice ghiaiosa debolmente sabbiosa (Fig. 65a). Tutti i clasti sono angolosi e/o subangolosi.

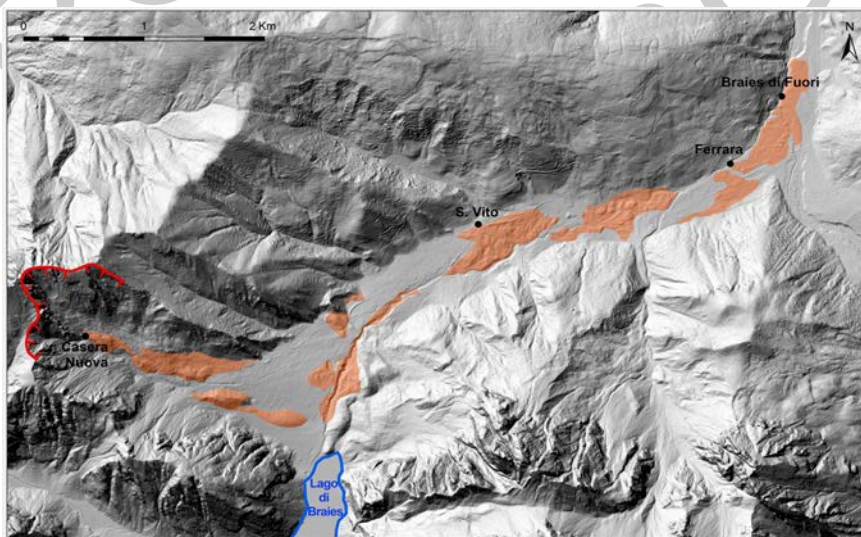


Fig. 64 - Distribuzione delle principali aree in cui affiorano i depositi del rock avalanche di Braies con indicata la zona di distacco (linea rossa).

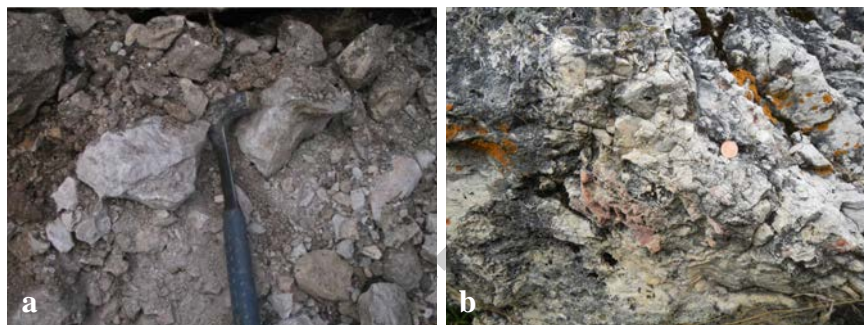


Fig. 65 - Rock avalanche di Braies: a) facies tipiche della zona prossimale formate da diamicton massivo, a tessitura parzialmente aperta, con blocchi eterodimensionali di dolomie a stratificazione molto spessa e matrice ghiaioso-sabbiosa (foto S. Furlanis); b) masso di dolomia massiccia della formazione dello Sciliar (località: a E di San Vito, lungo la S.P. N° 47).

Nella zona a valle di San Vito la morfologia dei rilievi indica una migliore organizzazione: dossetti e collinette ravvicinate, alte 5-10 metri, con diametri in pianta variabili dai 10 ai 70 metri. Nel tratto terminale della valle, a N di Ferrara, si osservano unicamente dossetti che si innalzano dalla piana di solo 2-4 metri, con diametri in pianta variabili da qualche metro ad un massimo di 20 metri (Fig. 65b). In questo settore i depositi sono formati da un *diamicton* da *clast- a matrix-supported*, con matrice ghiaioso-sabbiosa; la percentuale di matrice aumenta verso valle e nella stessa direzione diminuisce la granulometria dei clasti (FURLANIS, 2013).

Nell'insieme si tratta di depositi che in passato sono stati interpretati come "morenico" (PIA, 1937; DAL PIAZ *et alii*, 1930) o come deposito di frana con rimaneggiamento e trasporto glaciale (KLEBELSBERG, 1927; 1956; CASTIGLIONI, 1964). Esaminando in dettaglio gli affioramenti disponibili si nota che tutto il materiale presente, oltre ad essere eterometrico, è sempre angoloso e molto angoloso, mancano depositi tipicamente glaciali al di sopra o all'interno dei rilievi collinari, ma anche semplicemente clasti con strie o con forme caratteristiche da trasporto glaciale. Nel complesso il materiale ha una grande unitarietà: i litotipi presenti sono per la maggior parte riconducibili alla formazione dello Sciliar, con minore presenza di calcari della Formazione di Buchenstein e vulcaniti triassiche della formazione del Fernazza (FURLANIS, 2013).

La composizione litologica e stratigrafica dei depositi, nonché l'abbondanza relativa degli stessi, hanno portato ad individuare l'area sorgente nella testata della valle che si sviluppa a NW del Lago di Braies. La cicatrice della nicchia di frana si riconosce ancora piuttosto bene nelle pareti che coronano ad W e a N l'area della Casera Nuova, dove a tutt'oggi, accanto a fenomeni di erosione accelerata, vi sono ulteriori frane che provengono dalla stessa area. In effetti l'assetto litostratigrafico, la disposizione a franapoggio degli strati, uniti allo stato di fratturazione dell'am-

masso roccioso sono tutti fattori predisponenti per lo sviluppo di nuove frane.

In base alle caratteristiche sedimentologiche e morfologiche dei depositi, all'assenza di indizi di trasporto o di rimaneggiamento glaciale, si ritiene che la messa in posto sia avvenuta tramite un fenomeno di scivolamento traslativo/crollo poi evolutosi in *rock avalanche*, che ha coinvolto un intero settore della dorsale ad E della Cima dei Colli Alti (FURLANIS, 2013) ed il versante a N ed a S della Forcella di Braies (2225 m).

La particolare morfologia degli accumuli collinari a valle di San Vito (Fig. 66) e le caratteristiche variazioni che essi assumono in direzione prossimale-distale sono state descritte in altri contesti alpini di frana ed interpretate come dovute al movimento ad impulsi del *rock avalanche* (OSTERMANN *et alii*, 2012) in presenza di un substrato con sedimenti saturi d'acqua (ABELE 1997, PRAGER *et alii*, 2006).

La distanza massima (L) tra il ciglio superiore della nicchia di distacco (2400 m) e i depositi più distali, non erosi, affioranti a N di Braies di fuori, a 1080 m, è di circa 7,8 km, mentre il dislivello (H) è pari a circa 1320 m. Di conseguenza l'angolo di proiezione⁹ è di quasi 10°. Un calcolo del volume complessivo del materiale che costituisce il *rock avalanche* è complesso, sia perché circa 2/5 della superficie complessiva del deposito è solo stimata, ma soprattutto perché vi sono pochi dati sullo spessore e sulle variazioni dello stesso. Come abbiamo visto, l'altezza dei dossi e dei rilievi collinari varia mediamente dai 20 m in zona prossimale a meno di 4 m in zona distale. Tenendo conto del fatto che l'erosione torrentizia ai lati della valle ha localmente inciso i depositi, ma non ha esumato la base degli stessi, possiamo incrementare lo spessore in queste aree fino a 10 m. Valori precisi sullo spessore si hanno dai dati dei sondaggi. Un sondaggio meccanico a



Fig. 66 - *Morfologie caratteristiche dei depositi del rock avalanche della Val di Braies: a) colline addossate una all'altra (toma), alte sul fondovalle fino a 10 m, tra S. Vito e Ferrara (località Huberschneider); b) collinette isolate, alte fino a 2-4 m, presenti nei dintorni di Ferrara (foto di S. Furlanis).*

⁹ È l'angolo della linea più breve tra la parte superiore della nicchia di distacco e il punto più lontano di arresto del materiale (engl.: reach angle; ted. Fahrböschung) ed è dato dall'arcotangente del rapporto H/L.

carotaggio continuo eseguito sulla S.P. N° 47, vicino al ponte sul Rio di Braies, ha individuato la base dei depositi di *rock avalanche* a 14,7 m dal p.c. Questo sito, posto ad ovest della località Huberschneider, si trova in una posizione interdosso, con i depositi affioranti in superficie. Un secondo dato puntuale deriva da un secondo sondaggio eseguito nella piana subito a monte della chiesa di San Vito, dove in superficie sono presenti depositi palustri. L'esame delle carote ha consentito di individuare tre litofacies ben distinte, qui descritte dall'alto verso il basso, a partire dal piano campagna posto a 1345 m s.l.m.:

- Litofacies 1 (0÷10,5 m dal p.c.): limi ed argille grigie con sostanza organica diffusa, via via meno abbondante verso il basso (depositi palustri transizionali a depositi palustri e lacustri);
- Litofacies 2 (10,5÷18,0 m dal p.c.): *diamicton* massivi, a supporto di matrice, talora clastici, di colore grigio molto chiaro, con clasti angolosi, esclusivamente dolomitici o calcareo-dolomitici (deposito di *rock avalanche*);
- Litofacies 3 (18,0÷22,0 m dal p.c.): *diamicton* massivo, a supporto di matrice, di colore grigio-grigio scuro, a clasti poligenici, sovraconsolidato (deposito glaciale).

Pertanto lo spessore dei depositi di *rock avalanche* in quest'area originariamente depressa, poi colmata da depositi lacustri e palustri, è di 7,5 m. Una prima stima del volume complessivo del *rock avalanche* di Braies indica valori compresi tra i 20 e i 40 milioni di metri cubi.

Per quanto riguarda l'inquadramento cronologico del *rock avalanche* di Braies sono state eseguite varie datazioni C-14 sulla "litofacies 1" del sondaggio sopra descritto (vd. Tabella 1). I livelli organici datati hanno fornito un'età compresa nell'intervallo temporale 790-735 anni BP¹⁰ a 2,5 m dal p.c. e tra circa 8000 e 8290 anni BP a 6,8 m dal p.c. (vd. Tabella 1 per maggiori dettagli). Campioni più profondi della stessa litofacies hanno fornito un'età non calibrata superiore ai 29.000 anni BP e sono qui considerate come non attendibili. Infatti, l'assenza di depositi glaciali al di sopra dei depositi del *rock avalanche* e di tracce di esarazione glaciale, unite alla presenza di suoli poco evoluti, fanno escludere in modo categorico un'età precedente all'ultimo evento glaciale. Tenendo conto che la datazione più antica disponibile per i sedimenti del Lago di Braies è di 7460±100 anni BP (IRMLER, 2003), possiamo inquadrare la messa in posto del *rock avalanche* di Braies in un'epoca più antica, probabilmente nell'Olocene inf.

Frana del Vallone di Rudo

Si tratta di un accumulo di frana a grandi blocchi ubicato sul settore sud-occi-

¹⁰ BP = Before Present. Si ricorda che per convenzione l'anno di riferimento (Present) è il 1950.

dentale del foglio, nel Gruppo delle Cunturines. L'accumulo si sviluppa prevalentemente sul fondovalle del Vallon di Rudo ed è formato in superficie da blocchi eterometrici di Dolomia Principale con dimensioni che possono raggiungere e superare i 600-700 m³. Nei tagli artificiali dei sentieri e della strada forestale che conduce al Rifugio Pederù si può notare come i depositi siano in realtà formati da un *diamicton* a supporto di matrice, massivo, con matrice ghiaioso-sabbiosa formata per effetto dell'elevata frantumazione della compagine rocciosa durante il processo di messa in posto del deposito. I clasti sono prevalentemente angolosi. L'accumulo ha una morfologia in pianta allungata nella direzione dell'asse vallivo con una lunghezza complessiva di 1,2 km ed una larghezza media di circa 400 m. Sul lato a monte lo sbarramento dovuto alla frana ha creato il Lago Piciodèl, oggi fortemente ridotto in estensione per l'espandersi della piana alluvionale del Rio S. Vigilio, con ampie aree impaludate nella zona di transizione. La superficie della frana ha un'evidente immersione dal lato sinistro della valle verso quello destro, con un dislivello che varia da 50 ad 80 m nella zona centrale dell'accumulo.

In base alla morfologia dello stesso e alla natura del materiale, si ritiene che la frana si sia staccata dal versante sinistro della valle in corrispondenza del settore di versante che si sviluppa tra le quote 2404 e 2207 m. In questo settore le bancate di dolomia hanno disposizione a traverspoggio con immersione a NE; a nord il versante è inciso da un vallone a sviluppo NW-SE che svincola l'ammasso roccioso. Alcuni sistemi di discontinuità suddividono ulteriormente l'ammasso roccioso: ancora oggi si possono osservare diedri isolati o in posizione metastabile. Il movimento deve essere avvenuto tramite uno scivolamento traslativo verso NE con quasi contemporanea disarticolazione dell'ammasso roccioso che è crollato verso la valle sottostante, espandendosi verso il versante opposto, ma soprattutto verso valle e verso monte. Non è escluso un innesco di tipo sismico. La superficie attuale della frana è di circa 0,5 km² ed il volume è stimabile in circa 18 milioni di metri cubi. La morfologia di dettaglio della superficie dell'accumulo indica la presenza di strutture di flusso compatibili con un'evoluzione dell'accumulo gravitativo come *rock glacier*.

Data la discontinua copertura vegetale presente nella gran parte dell'accumulo si ritiene che la frana sia avvenuta al più nell'Olocene medio.

Frana a sud del Lago di Remeda Rossa

Si tratta di un macereto di frana a grossi blocchi che si sviluppa a SE della Croce del Gris (2188 m) nel Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo. Esso ha un'estensione di circa 12 ha ed è formato da blocchi eterometrici di calcari (Gruppo dei Calcari Grigi). Si tratta di una frana di scivolamento traslativo proveniente dal versante a ESE, caratterizzato da una marcata stratificazione a franapoggio. BINI *et alii* (1995) hanno evidenziato che l'accumulo di frana riveste, senza colmarla, una conca glaciocarsica, spingendosi a nord di quest'ultima e terminando con una

netta scarpata. Essi spiegano la mancanza di materiale di frana nella conca ipotizzando che quest'ultima fosse colma di ghiaccio stagnante all'epoca della frana. In seguito con la fusione di questo si sarebbe formata la depressione che osserviamo oggi. Pertanto la frana sarebbe da considerarsi "antica".

4.4.2.7. - Depositi colluviali

I depositi colluviali sono relativamente diffusi ma molto spesso non raggiungono estensione e spessori significativi per una rappresentazione a scala 1:50.000. Essi trovano la maggiore estensione alla base dei versanti a morfologia dolce della Val Pusteria, nella fascia di raccordo con il fondovalle o con depositi terrazzati posti ai margini della valle (es. Valdàora di Sopra). Sono composti principalmente da *diamicton* massivi o con una stratificazione appena accennata, marcata dalla concentrazione degli elementi più grossolani; lo spessore varia da quasi 1 metro a pochi metri. I depositi derivano dall'azione dei processi di dilavamento e dell'azione del lento movimento per gravità dovuto a *creep*, a spese dei materiali sciolti delle coltri quaternarie, soprattutto di origine glaciale, o di alterazione del substrato roccioso.

4.4.2.8. - Depositi antropici

I depositi antropici più importanti sono presenti lungo la Val Pusteria, sia sul fondovalle, sia nelle aree rilevate dei terrazzi e dei conoidi; 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 in genere il riempimento di cave esaurite nel qual caso possono raggiungere lo spessore di circa 10-20 m. Esempi in questo senso sono sul fianco sinistro della Val Pusteria tra Villabassa e la confluenza del Rio di Braies nel F. Rienza. In questa zona l'attività estrattiva di materiali inerti si è sviluppata in vari settori, sia sui depositi ghiaioso-sabbiosi del sistema Postglaciale Alpino indistinto, sia su quelli del subsistema di Valdàora (vd. oltre): le aree di escavazione, una volta riempite e ripristinate dal punto di vista ambientale, sono morfologicamente indistinguibili da quelle contermini.

4.4.3. - Subsistema di Valdàora (PTG₄)

Il subsistema di Valdàora comprende depositi prevalentemente alluvionali, formati in condizioni morfodinamiche differenti rispetto a quelle attuali. Si trat-

ta di depositi terrazzati, ormai completamente slegati dalle dinamiche deposizionali attuali, talora in erosione.

La gran parte dei depositi è costituita da sedimenti alluvionali di piana e di conoide, subordinati sono invece i depositi torrentizi e da *debris-flow* di conoidi collegati a torrenti e rii minori.

Nell'unità sono compresi i depositi terrazzati della Val Pusteria a valle di Villabassa, con dislivello tra superficie del terrazzo e l'attuale fondovalle generalmente superiore ai 5-6 m. Si tratta di depositi non più interessati dall'attività deposizionale del F. Rienza o di altri rii e torrenti affluenti.

I conoidi alluvionali terrazzati di maggiore estensione sono ubicati alla confluenza nella Rienza di affluenti provenienti dalle Dolomiti, dunque sul lato sinistro della valle. I più estesi sono senz'altro quelli di Valdàora, derivanti dalla coalescenza del conoide del Rio Furcia e del conoide del Rio Brusà, inoltre il conoide del Rio di Braies e quello di Novale, di fronte a Monguelfo. Sul fianco destro della Val Pusteria l'unico conoide importante è quello del Rio di Casies presso Monguelfo, smembrato in due lembi, di cui quello più esteso è sul lato sinistro.

L'unità è stata attribuita in parte alle "alluvioni antiche, terrazzate, generalmente sottostanti a depositi morenici würmiani (prob. interglaciale riss-würm.)" nel foglio geologico "Monguelfo" della Carta Geologica delle Tre Venezie a scala 1:100.000 (DAL PIAZ *et alii*, 1930).

I principali affioramenti sono sulle scarpate dei terrazzi oggetto di erosione. Buone sezioni di riferimento sono in corrispondenza di cave di inerti che permettono di esaminare l'unità per spessori di 15-20 m, con grande continuità laterale. Tra di esse vi è senz'altro da prendere in considerazione la cava Sanner di Valdàora di mezzo (Fig. 66) e la cava Platari, in località Mara, allo sbocco della Val di Braies in Pusteria (Fig. 68).



Fig. 67 - Subsintem di Valdàora: ghiaie e sabbie con livelli e lenti di sabbia, a stratificazione orizzontale o incrociata a basso angolo del conoide alluvionale di Valdàora (la zona di provenienza è a S, sul lato destro della foto). Località: Cava Sanner a Valdàora di mezzo.

Le facies più diffuse sono costituite soprattutto da ghiaie e sabbie a stratificazione orizzontale o incrociata a basso angolo, in cui sono intercalati livelli o lenti di sabbia, sabbia limosa, più raramente di limi sabbiosi laminati. Le intercalazioni sabbiose hanno spessore inferiore ai 20-30 cm, meno frequentemente lo spessore è superiore fino ad arrivare al metro (Fig. 68). Il colore predominante è bruno pallido-bruno giallastro chiaro. Le ghiaie sono prevalentemente medie o



Fig. 68 - Subsistema di Valdàora: depositi ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale con intercalazioni di livelli e lenti di sabbie e limi (parte intermedia ed inferiore dello spaccato). Al tetto è preservato il suolo che presenta uno spessore complessivo inferiore al metro. Località: cava Platari, in località Mara, allo sbocco della Val di Braies in Pusteria.

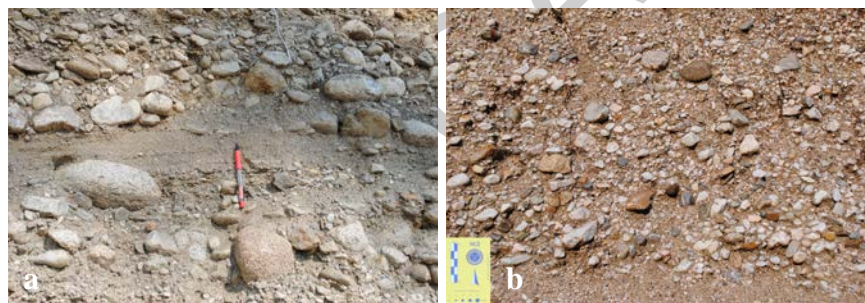


Fig. 69 - Depositi del subsistema di Valdàora: a) ghiaie sabbiose-ciottolose grossolanamente stratificate con una lente di sabbia a stratificazione incrociata a basso angolo (località: Monguelfo, scavo in località "Maria am Rain", sul lembo sinistro del paleoconoide del Rio di Casies); b) ghiaie e sabbie a prevalenti clasti di carbonati della cava Cava Platari allo sbocco della Valle di Braies.

medio-grossolane, con clasti arrotondati e ben arrotondati. Nelle aree prossimali dei conoidi alluvionali prevalgono le ghiaie grossolane e molto grossolane, talora con piccoli massi. Nelle zone distali dei conoidi di Valdàora e del Rio Braies si osservano localmente sedimenti fini sabbioso-limosi (cava Platari, scavi a Valdàora di Sotto). Si tratta di alternanze ben stratificate di limi, limi sabbiosi, sabbie fini e sabbie limose a stratificazione piano-parallela e a laminazione incrociata. Del tutto subordinate sono le intercalazioni centimetriche di ghiaie sabbiose che hanno tutti i caratteri di *lags*.

Sedimenti di composizione sabbioso-limosa si rinvengono anche in settori terrazzati del fondovalle pusterese, ma su superfici di estensione limitata e generalmente confinati alla parte più superficiale delle alluvioni (sedimenti fini di esondazione).

La litologia dei clasti riflette quella del bacino di provenienza per cui prevalgono generalmente clasti della successione sedimentaria (soprattutto dolomie, calcari, siltiti, ecc.) e del basamento sudalpino; solo nei depositi posti allo sbocco della Val di Casies prevalgono ortogneiss e paragneiss dell'unità di Anterselva (Fig. 69).

A valle della chiesa di Santa Maddalena (Villabassa) sono stati cartografati due piccoli conoidi, erosi in zona distale ed incisi in corrispondenza dei rii che li attraversano. Si tratta di conoidi formati prevalentemente da processi di *debris-flow* e di trasporto e rielaborazione torrentizia. Le facies presenti comprendono *diamicton* massivi, a supporto di matrice limosa, con clasti spigolosi, composti soprattutto da filladi e subordinatamente da altri litotipi provenienti dall'erosione di coltri glaciali. Del tutto subordinati sono i livelli ghiaioso-sabbiosi intercalati, legati a processi trattivi.

Il limite inferiore del subsistema di Valdàora è inconforme con il sistema del Garda o con i subsistemi di Nessano e di Braies. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale Alpino. Dove preservato, al tetto si trova un suolo bruno con spessore generalmente inferiore a 1 m (Fig. 68).

Il subsistema di Valdàora va inquadrato dal punto di vista cronologico alla parte terminale del Pleistocene sup. e all'Olocene *pro parte*.

4.4.4. - *Subsistema dell'Amola (PTG₁)*

Il subsistema dell'Amola comprende unicamente depositi glaciali - *till* d'ablazione e *till* indifferenziato - correlabili con gli apparati glaciali legati alla Piccola Età Glaciale (PEG).

Lo spessore massimo dei depositi è dell'ordine di alcune decine di metri.

Nell'area del foglio le testimonianze riferibili a questa fase sono presenti uni-

camente nel Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo, in due valloni a N e a NE della Croda Rossa (3146 m), rispettivamente il Cadin del Ghiacciaio e il Cadin di Croda Rossa, e a NE della Piccola Croda Rossa (2859 m). In tutti e tre i casi si tratta di aree poste a quote superiori ai 2300 m, esposte a nord-est.

Solo a NE della Piccola Croda Rossa è conservato un piccolo apparato morenico frontale che si sviluppa tra i 2380 e i 2400 m. Il deposito è costituito da *till* d'ablazione composto da *diamicton* massivo, a supporto di matrice e/o di clasti, con clasti e blocchi carbonatici angolosi e subangolosi, la cui composizione litologica è direttamente dipendente da quella del bacino soprastante (Gruppo dei Calcarei Grigi).

Till indifferenziati prevalgono invece nei due valloni che scendono a N e a NE della Croda Rossa. Si tratta anche in questo caso di *diamicton* massivi piuttosto simili a quelli in precedenza descritti. Le morfologie d'accumulo in questo caso non sono conservate, sia per la successiva evoluzione dei due apparati in *rock-glacier*, sia per l'azione del rimodellamento con formazione di *debris-flow*. Studi recenti su questi due *rock-glacier* hanno confermato la loro attività e determinato velocità di flusso comprese tra 5 e 20 cm/anno (KRAINER *et alii*, 2010).

I depositi del subsistema dell'Amola sono inquadrati nell'Olocene (circa XVI sec. - Attuale). In particolare per il ghiacciaio del Cadin del Ghiacciaio¹¹ esistono anche testimonianze dirette risalenti a RICHTER (1888) e MARINELLI (1910). Il primo riporta la fronte del ghiacciaio a quota 2350 m e stima l'estensione totale in circa 20 ettari. Il secondo riporta nel 1907 una fronte a circa 2352 m e descrive il ghiacciaio come quasi completamente coperto di detrito superficiale. Nella ricognizione di Celli del 1934 (CELLI, 1935) il ghiacciaio esisteva ancora, seppur coperto quasi completamente da detriti. In epoca successiva non vi sono più testimonianze dirette in questo senso. Per quanto riguarda il ghiacciaio che era presente nel Cadin di Croda Rossa¹² il LESCA (1974) scrive quanto segue: "sulla tavoletta del 1905 (...) era riconoscibile per un arco morenico nettamente delineato a quota 2400 circa. Nella tavoletta del 1968 le curve di livello rivelano una lingua glaciale turgida ed a contorni netti, ancorché mascherata dalla morena superficiale".

Il piccolo ghiacciaio che si sviluppava a NE della Piccola Croda Rossa (*Kleine Gaisl Ferner*) viene considerato dal LESCA (cit.) come probabilmente estinto. In ogni caso i due ultimi ghiacciai sopra descritti non sono mai stati direttamente osservati nel secolo scorso.

La prima testimonianza documentata della presenza di *rock-glaciers* nelle aree in precedenza occupate dai due ghiacciai è in BINI *et alii* (1995).

11 Si tratta di un ghiacciaio di circo, indicato come Ghiacciaio della Croda Rossa d'Ampezzo (Hohe Gaisl Ferner) nel Catasto dei Ghiacciai Italiani ed elencato come estinto con il numero 937 bis (LES-CA, 1974).

12 Indicato come Ghiacciaio del Pin (Pin Ferner) (non catastato) da LESCA (1974).

PROGETTO

CARG

VI - ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO

1. - EVOLUZIONE METAMORFICA DEI BASAMENTI

(V. Mair, C. Mazzoli, S. Meli, C. Morelli, L. Peruzzo, R. Sassi, R. Spiess)

1.1. - EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO AUSTRALPINO

L'evoluzione metamorfica della porzione di basamento cristallino Austroalpino, affiorante nel territorio del Foglio Dobbiaco della Carta Geologica d'Italia, è inquadrabile, sulla base di dati radiometrici e studi petrologico-microstrutturali, in tre eventi principali: quello "Caledoniano", quello Varisico e quello Alpino. I contributi più significativi sono stati riassunti da NEUBAUER & SASSI (1993) e da SASSI *et alii* (1994) per un confronto comparativo dell'evoluzione paleozoica fra l'Austroalpino ed il Sudalpino.

1.1.1. - *Metamorfismo pre-varisico*

L'esistenza di un evento pre-varisico nella storia del basamento Austroalpino delle Alpi Orientali è un fatto ormai ammesso dalla gran parte degli studiosi (BECKER *et alii*, 1987; EBNER *et alii*, 1987; NEUBAUER & SASSI, 1993) anche se esistono opinioni diverse (STÖCKERT, 1985). L'esatta collocazione cronologica di questo evento appare invece ancora problematica (SÖLLNER & SCHMIDT, 1981; NEUBAUER & FRISCH, 1993).

Il metamorfismo pre-varisico presente nelle Alpi Orientali viene, in letteratura, spesso chiamato "Caledoniano" (SASSI & SCHMIDT, 1982; EBNER *et alii*, 1987;

FRISCH *et alii*, 1984; 1987; SASSI *et alii*, 1987); questo aggettivo è messo tra virgolette, poiché è usato con una accezione esclusivamente cronologica, di subcontemporaneità tra gli eventi avvenuti nelle Alpi, e quelli Caledoniani *sensu strictu* avvenuti nelle Caledonidi.

Dati di letteratura (SASSI & ZANFERRARI, 1972; BORSI *et alii*, 1973; PURTSCHELLER & SASSI, 1975) indicano che i corpi granitoidi dell'Ordoviciano Superiore (da isocrone Rb/Sr su roccia totale: 434 ± 4 Ma, BORSI *et alii*, 1978; 445 ± 24 Ma, HAMMERSCHMIDT, 1981), come gli ortogneiss granitici (SDT) e quelli tonalitici (SDC) dell'unità di Anterselva, si sono messi in posto entro un basamento già in precedenza metamorfosato. Infatti, in questi corpi granitoidi, trasformati in gneiss dal metamorfismo varisico, sono stati rinvenuti inclusi ripiegati presentanti una deformazione relitta pre-varisica. Inoltre è stato rilevato (SASSI *et alii*, 1974b) che una produzione di fusi acidi così abbondante non poteva aver luogo se non collegata ad una rilevante anomalia termica di scala regionale. È quindi plausibile ipotizzare un evento metamorfico "Caledoniano" collegato al magmatismo ordoviciano e ad esso di poco precedente. Dati radiometrici hanno confermato questa ipotesi: età Rb/Sr su roccia totale in paragneiss hanno fornito in varie aree del basamento Austroalpino età di 497 ± 38 Ma (BORSI *et alii*, 1973), 466 ± 166 Ma (BRACK *et alii*, 1977), 460 ± 30 Ma (in paragneiss), 463 ± 37 Ma (in migmatiti) (SÖLLNER & SCHMIDT, 1981) e 490 ± 8 Ma per le migmatiti di Winnebach (KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997). Questi dati indicano che il metamorfismo regionale "Caledoniano" ha avuto il picco termico a circa 460-490 Ma. Per quanto riguarda le condizioni termobarometriche delle rocce presenti agli attuali livelli di esumazione, esso si è sviluppato in facies anfibolitica (T nell'intervallo 550-700°C) con gradienti termici metamorfici intorno ai 20°C/km (BÖGEL *et alii*, 1979).

1.1.2. - *Metamorfismo varisico*

Nel basamento Austroalpino il metamorfismo varisico raggiunse, durante il picco termico, condizioni tipiche della parte alta della facies anfibolitica. Questo ha portato alla locale formazione di migmatiti, ovvero al raggiungimento di temperature sufficienti per un processo di fusione parziale della crosta. Si può ipotizzare che in profondità il grado di fusione potesse essere stato anche maggiore, producendo fusi granitoidi dalla cui evoluzione si sarebbero successivamente originate le pegmatiti che sono comuni nel basamento Austroalpino a nord della linea tettonica Deferegggen-Anterselva-Valles (DAV) (STÖCKERT, 1987).

Le età radiometriche Rb/Sr su biotite e muscovite indicano che il raffreddamento regionale a sud della DAV è avvenuto nell'intervallo di tempo 310-280 Ma, mentre a nord della DAV a 20-30 Ma (BORSI *et alii*, 1973; 1978; SASSI *et*

alii, 1985). Quanto all'età del metamorfismo, valori di 350 e 320 Ma sono stati ottenuti, nell'Austroalpino, da SATIR & MORTEANI (1979) e interpretati come le età dei due stadi di cristallizzazione varisici. Per quanto riguarda le condizioni termo-bariche durante il metamorfismo, l'applicazione del metodo basato sui valori di b_0 delle miche chiare potassiche, in sequenze di metapeliti in facies degli scisti verdi, indica chiaramente condizioni di bassa pressione (per i riferimenti bibliografici, si veda SASSI & SPIESS, 1992) confermando un gradiente termico di 38° C/km (BÖGEL *et alii*, 1979).

Il rinvenimento di associazioni mineralogiche tipiche di bassa pressione nei terreni in facies anfibolitica, è stato attribuito a questo evento metamorfico. Tale interpretazione è ripresa da STÖCKERT (1987) e CESARE (1999) che ipotizzano l'anatessi varisica nel campo di stabilità della sillimanite. Tuttavia alcuni autori (STÖCKERT, 1985) considerano varisici i diffusi processi anatettici che si rinven- gono in alcune aree del basamento Austroalpino in presenza di cianite, che im- plicano condizioni bariche superiori. Recenti studi tendono a confermare queste ipotesi, mostrando che almeno una parte importante della storia metamorfica va- risica è caratterizzata da un metamorfismo nella parte alta della facies anfibolitica a pressioni di almeno 7 - 8 kb (SPIESS *et alii*, 2001; MORETTI, 2001).

L'evoluzione metamorfica delle rocce dell'unità di Anterselva affioranti a sud della DAV, che mostrano diffusamente la paragenesi a Grt+St+Ky±Sil, è del tutto simile, ma le temperature raggiunte durante il metamorfismo varisico, all'attuale livello di esumazione, risultano di poco inferiori. Infatti la fusione parziale non venne mai raggiunta nelle rocce affioranti, indicando che esse rappresentano proba- bilmente una porzione crostale meno profonda.

L'unità del Thurntaler ha subito un metamorfismo pre-alpino di bassa tempe- ratura (<500°C) e di bassa pressione (circa 3-3.5 kb) in facies degli scisti verdi zona della clorite (SASSI & ZANFERRARI, 1972; SASSI & SPIESS, 1992), cui è stata attribuita un'età varisica (SATIR & MORTEANI, 1979). Il gradiente termico durante il metamorfismo varisico per questa unità è stato stimato essere di circa 40°C/ km, sulla base dei valori del parametro b_0 delle miche chiare potassiche (SASSI & SPIESS, 1992).

1.1.3. - *Metamorfismo alpino*

Nelle unità del basamento Austroalpino affioranti nel foglio Dobbiaco (unità di Anterselva e del Thurntaler) gli effetti del metamorfismo alpino sono molto blandi e spesso del tutto trascurabili: sono in genere concentrati in fasce ristette, dove danno luogo ad una ricristallizzazione localizzata in domini fortemente deformati, che isolano porzioni esenti da effetti deformativi alpini. L'impronta regionale del metamorfismo alpino è evidente in maniera diffusa solo nelle unità

australpine affioranti a nord della DAV (fuori foglio), dove ha raggiunto condizioni di pressione e temperatura in facies degli scisti verdi.

1.2. - EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO SUDALPINO

L'evoluzione metamorfica della porzione di basamento cristallino Sudalpino affiorante nel territorio di questa carta geologica è inquadrabile, nell'ambito dell'evento orogenico Varisico. I contributi più significativi ed innovativi sono stati riassunti da SASSI & SPIESS (1993), SASSI *et alii* (1994) e SASSI *et alii* (2004).

1.2.2. - *Metamorfismo varisico*

L'impronta varisica è l'unica certa ed è diffusa ovunque nel basamento sudalpino. Dal punto di vista radiometrico, sono state riconosciute due fasi di sviluppo: l'episodio più antico è stato datato a 350 Ma nell'area di Bressanone (DEL MORO *et alii*, 1980), il più recente a 320 Ma nell'area di Plan de Coronas (DEL MORO *et alii*, 1984). Queste età sono in perfetto accordo con quelle ottenute da SATIR & MORTEANI (1979) per le rocce appartenenti al basamento Austroalpino inferiore a nord della Finestra dei Tauri. Durante la seconda fase si raggiunsero le condizioni di picco termico del ciclo metamorfico (HAMMERSCHMIDT & STÖCKERT, 1987). Più recentemente MELI (2004) ha fornito nuove datazioni radiometriche Rb/Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di alcuni campioni di metavulcaniti acide provenienti da due zone del basamento sudalpino orientale (Val Sarentino e Levico). Le età Rb-Sr su roccia totale di 345 ± 9 e 353 ± 56 Ma sono in accordo con età radiometriche Rb/Sr ottenute in un affioramento di basamento, sito in Val di Funes, definendo pertanto un evento metamorfico sincrono nel Tournaisiano (primo stadio varisico). Le età radiometriche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinate su phengiti post-cinematiche a grana grossa danno valori di 325-326 Ma per i campioni della Val Sarentino e di 329-330 Ma per i campioni di Levico (MELI, 2004).

Le caratteristiche del metamorfismo Varisico sono tipiche della facies a scisti verdi il cui grado metamorfico aumenta andando da SE verso NW e cioè passando dalla zona a clorite (Comelico, Recoaro), a quella ad almandino (Val Sarentino e Bressanone) (Fig. 70).

Un ulteriore riscontro dell'attenuarsi degli effetti del metamorfismo varisico spostandosi verso sud è dato dalla mancanza di impronta metamorfica su un corpo granodioritico intercettato a 4711 metri di profondità da una perforazione profonda effettuata nell'Adriatico settentrionale a largo di Venezia e datato 463 ± 4 Ma (MELI & SASSI, 2003a, 2003b).

Le basse pressioni ed il gradiente termico relativamente elevato, sono stati

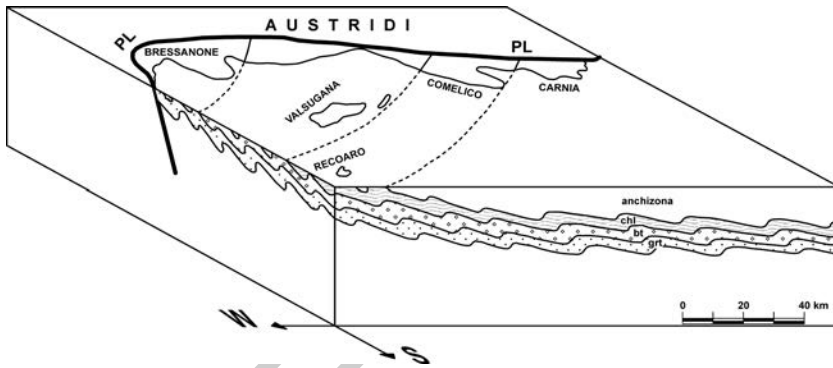


Fig. 70 - Rappresentazione schematica della zoneografia metamorfica del basamento Sudalpino delle Alpi Orientali (tratto da MAZZOLI & SASSI, 1988).

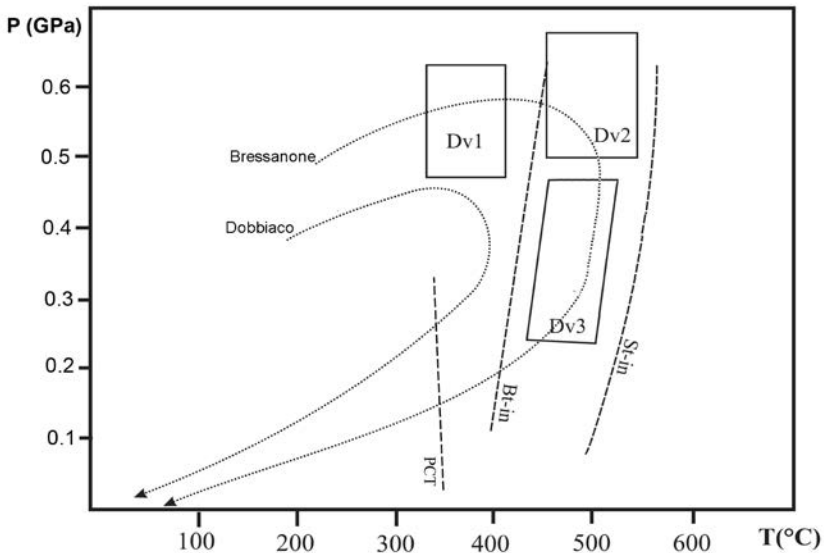


Fig. 71 - Grafico P-T-t riguardante il basamento metamorfico affiorante nei pressi di Dobbiaco e di Bressanone secondo RING & RICHTER (1994a): le condizioni P-T di picco dell'evento metamorfico e la sequenza di valori P-T riferita all'area di Dobbiaco sono tratte da HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987); le curve biotite (bio)-in e staurolite (stt)-in sono tratte da YARDLEY (1989); la curva PCT, temperatura di chiusura della fengite, è tratta da WUBRANS et alii (1993). I riquadri mostrano i valori P-T stimati per le differenti fasi deformative varisiche, qui denominate Dv1, Dv2 e Dv3.

stimati grazie all'applicazione, nelle sequenze filladiche, del metodo geobarometrico basato sui valori della costante reticolare b_0 delle miche chiare potassiche (SASSI, 1972; SASSI & SCOLARI, 1974; GUIDOTTI & SASSI, 1976; SASSI *et alii*, 1976), che ha permesso di stimare un gradiente termico metamorfico di 40° C/km (MAZZOLI & SASSI, 1988; SASSI & SPIESS, 1993). La Fig. 71 mostra la variazione delle condizioni P-T durante le diverse fasi dell'evento metamorfico varisico riscontrabili nelle rocce del basamento affioranti nella zona di Dobbiaco e in quella di Bressanone (RING & RICHTER, 1994a).

Allo stato delle conoscenze attuali non c'è invece alcuna evidenza supportata da dati radiometrici di un metamorfismo Alpino. Alcuni autori (RANTITSCH, 1997) indicano sovraimpronte metamorfiche alpine, limitatamente ai livelli più bassi delle sequenze post-varisiche, in Carnia, dovute comunque alla messa in posto dei plutoni Oligocenici lungo il Lineamento Periadriatico. Si veda SASSI *et alii* (2004) per una disamina della letteratura a riguardo.

2. - ASSETTO STRUTTURALE

(P. Gianolla, C. Morelli, C. Siorpaes)

Nel Foglio Dobbiaco sono presenti due domini tettonici principali: quello Austroalpino a nord e quello delle Alpi Meridionali, o Sudalpino, a sud. I due domini sono separati dalla Linea della Pusteria: una faglia subverticale che corre circa 2 km a nord della Val Pusteria. La Linea della Pusteria attraversa l'intero foglio con direzione WNW-ESE e fa parte del Lineamento Periadriatico (LP) (DAL PIAZ, 1934; LAUBSCHER, 1974; 1988; ROEDER, 1989; SCHMID *et alii*, 1989; LAMMERER & WEGER, 1998; CASTELLARIN, 1981; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000): il più importante lineamento strutturale dell'arco alpino, che affiora con continuità per oltre 700 km dalle Alpi occidentali fino alla Slovenia settentrionale. Tale lineamento divide in maniera netta le Alpi Meridionali caratterizzate da prevalenti vergenze meridionali e da assenza di metamorfismo alpino, dall'Austroalpino.

2.1. - LA LINEA DELLA PUSTERIA (LINEAMENTO INSUBRICO O PERIADRIATICO)

La Linea della Pusteria è caratterizzata da giacitura subverticale ed è stata interpretata come linea trascorrente destra lungo la quale, con il progredire della spinta verso nord del Sudalpino durante l'Eocene, il blocco di basamento Austroalpino compreso tra il LP e DAV (Linea Deferegggen-Anterselva-Valles) è stato estruso lateralmente verso est (RATSCHBACHER *et alii*, 1989; 1991; MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2001). In superficie si presenta verticale o con immersioni ad alto angolo sia verso S che verso N, mentre in profondità mostra

immersione ad alto angolo verso nord (CASTELLARIN *et alii*, 2006).

La Linea della Pusteria ha prevalentemente carattere fragile, tranne dove essa è stata intrusa da corpi tonalitici nell'Oligocene. Piccoli corpi e lembi di queste rocce intrusive affiorano con consistenza lungo l'intero Lineamento Periadriatico (SASSI *et alii*, 1974c; 2004; ROSENBERG 2003; 2004) e mostrano una spiccata foliazione magmatica. Tuttavia, il perdurare della deformazione anche dopo la messa in posto di tali corpi (MÜLLER *et alii*, 2001) ha comportato un'evoluzione deformativa delle tonaliti oligoceniche da ipersolida fino a subsolido-cataclastica.

Nell'ambito del foglio le zone di affioramento della Linea della Pusteria sono estremamente rare, essendo essa per lo più coperta da depositi quaternari; di contro essa è sempre ben evidenziata dalla geomorfologia, costituendo una fascia, più o meno ampia, di erosione preferenziale. Gli affioramenti sono limitati a pochi punti in valle di Anterselva (località Nessano), lungo il Rio di Tesido presso Mezzomonte (Val Casies), allo sbocco del Rio Fosco in Val Casies e a nord di Dobbiaco, presso Caminatella. Dove osservabile, lo spessore della zona di faglia principale è limitato ad alcune decine di metri; le rocce di faglia sono per lo più cataclastiti di varia granulometria e consistenza in funzione anche delle litologie presenti al contatto. Nella zona del Rio Fosco è presente una fascia metrica di breccia cataclastica con abbondante matrice argillosa scura con scaglie di filladi striate, in cui sono imballate varie litologie della successione mesozoica del Drauzug. È da precisare, infatti che solo di rado il contatto lungo la Linea della Pusteria avviene direttamente tra le unità metamorfiche dell'Austroalpino ed il basamento metamorfico sudalpino, in quanto immediatamente a nord della linea stessa è presente una sottile fascia, dove affiorano i sedimenti mesozoici del Drauzug (ZANFERRARI & PANAJOTTI, 1976). Tale fascia è delimitata verso nord da un ulteriore contatto tettonico immergente verso nord ad alto angolo (Linea della Drautal), che la separa dal basamento metamorfico Austroalpino, ha uno spessore massimo di 250 m e tende a chiudersi progressivamente verso ovest, dove affiora solo in strette scaglie tettoniche isolate. Le formazioni mesozoiche del Drauzug affiorano in lembi estremamente tettonizzati e cataclastati e presentano assetti strutturali complessi.

La Linea della Drautal ha un andamento parallelo a quello della Linea della Pusteria ed è presente a partire dalla Val Casies (dove viene tagliata dalla Linea della Pusteria) fino oltre il limite est del foglio, dove gradualmente prende un andamento NE-SW per raggiungere lungo la Valle della Drava la città di Lienz. La cinematica osservata nel tratto affiorante nel foglio Dobbiaco è prevalentemente di tipo compressivo, mentre il tratto orientale presenta cinematica trascorrente sinistra.

2.2. - ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO AUSTRALPINO

Nel basamento Austroalpino sono state distinte due differenti unità tettono-metamorfiche separate attualmente da un contatto tettonico di età alpina: la Linea del Cornetto di Confine. Le due unità presentano un grado metamorfico, legato all'evento Varisico, nettamente differente: medio alto in facies anfibolitica per l'unità di Anterselva, basso in facies scisti verdi per l'unità del Thurntaler. La Linea del Cornetto di Confine ha un andamento NE-SW con immersioni di 50-60° verso NW e presenta l'unità di Anterselva al tetto e quella del Thurntaler a letto. La faglia si estende da poco a monte della zona di confluenza del Rio di Fana con il Rio di San Silvestro, dove viene tagliata dalla Linea della Drautal, fino al confine di Stato ed oltre (zona del Cornetto di Confine). La zona di faglia presenta spessori di pochi metri con fasce cataclastiche ben sviluppate e piani discreti su cui si osserva la ricristallizzazione della clorite. Sul terreno non si sono individuati indicatori cinematici attendibili, ma sulla base dei rapporti geometrici delle unità coinvolte si ricavano cinematiche inverse o transpressive. I rilevamenti da noi eseguiti, in questo, contrastano con le interpretazioni di autori precedenti: secondo SASSI & ZANFERRARI (1972) e PURTSCHELLER & SASSI (1975) il contatto tra le due unità rappresenterebbe una discordanza stratigrafica paleozoica, mentre per HEINISCH & SCHMIDT (1976; 1984) sarebbe una zona di taglio milonitica parallela alla foliazione principale in cui il Thurntaler sovrascorre sul basamento di Anterselva, secondo questa interpretazione l'accoppiamento delle due unità sarebbe avvenuto durante il varisico in una fase sinmetamorfica e sindeformativa (SCHULZ, 1991; KREUTZER, 1992; SCHULZ *et alii*, 2008).

Dalle osservazioni di terreno e dalle analisi dei campioni si evince che la

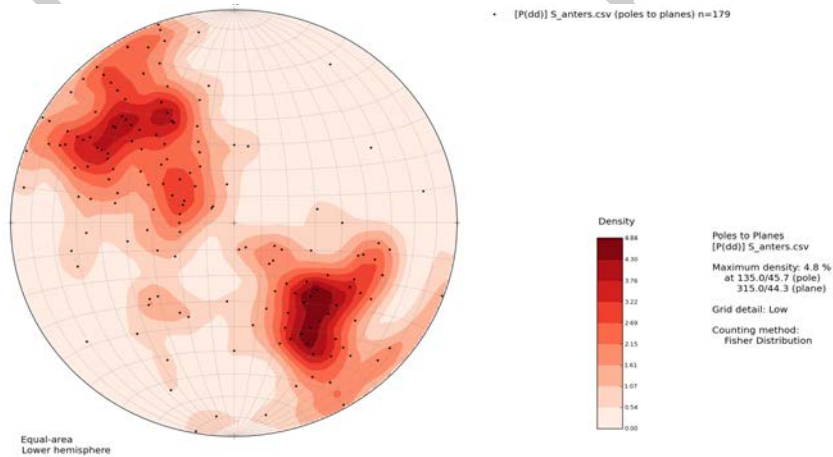


Fig. 72 - Proiezione stereografica della scistosità principale dell'unità di Anterselva.

scistosità si presenta molto fitta e pervasiva nelle litologie fillosilicatiche (DPS e DSM) mentre è più spaziata negli ortogneiss (SDT e SDC). In entrambi i casi essa rappresenta una scistosità di piano assiale originatasi durante un evento duttile che ha prodotto pieghe con geometria isoclinali.

L'andamento geometrico della scistosità principale nell'unità di Anterselva è rappresentato dalle proiezioni stereografiche visibili nel diagramma di Fig. 72 dove sono evidenziate le aree in cui vi è la maggiore abbondanza di misure simili. Le orientazioni si concentrano principalmente in due settori distinti: uno di essi ha valori medi di immersione verso NW e inclinazioni comprese tra 30° e 50° , l'altro possiede valori medi di immersione verso SE e inclinazioni comprese tra 40° e 50° . Le altre misure si vanno a disporre intorno alle aree a maggiore concentrazione, mentre raramente sono state misurate scistosità con immersione a SW e soprattutto a NE. Il fatto che le misure si vadano a concentrare in determinate aree conferma che l'andamento strutturale delle scistosità è abbastanza costante e dovuto ad un più antico piegamento di tipo isoclinali che ha riorientato le fasi deformative precedenti. La concentrazione delle immersioni in due aree distinte è invece probabilmente dovuta ad un successivo ripiegamento secondo assi NE-SW.

Sono state proiettate (Fig. 73) anche le giaciture della scistosità principale dell'unità del Thurntaler, posta tettonicamente a letto dell'unità di Anterselva. Il *pattern* della scistosità principale in questa unità assomiglia in parte a quello dell'unità di Anterselva. L'analisi dell'andamento geometrico delle giaciture, anche se in numero minore rispetto alla precedente unità, indica la presenza di un settore a maggiore concentrazione di dati con valori medi d'immersione verso SE e inclinazioni medie di $30^\circ/40^\circ$ circa. Altre misure si concentrano in un'area

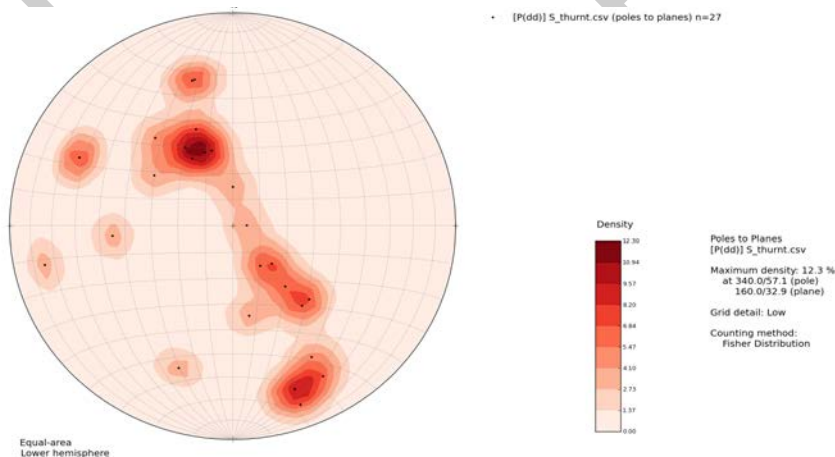


Fig. 73 - Proiezione stereografica della scistosità principale dell'unità del Thurntaler:

che possiede valori di immersione verso NW e inclinazioni però maggiormente variabili. Nonostante si noti una leggera rotazione oraria dei valori di direzione rispetto ai dati dell'unità di Anterselva, l'andamento delle misure conferma la presenza anche nell'unità del Thurntaler di un blando piegamento con orientazione prevalente degli assi di piega NE-SW, analogamente a quanto visto nell'unità di Anterselva. Permane inoltre l'assenza di misure con immersione verso NE.

2.3. - ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO SUDALPINO

Le filladi quarzifere dell'unità di Bressanone, che qui costituiscono il basamento metamorfico Sudalpino, sono caratterizzate da una ben evidente scistosità regionale penetrativa. Si tratta di una scistosità di piano assiale sviluppatasi durante un evento duttile, che ha prodotto pieghe isoclinali e ha trasposto completamente tutte le precedenti strutture planari. Le pieghe ascrivibili a questa fase sono poco visibili alla scala dell'affioramento se non sotto forma di cerniere sradicate nei livelli discontinui di quarzo di spessore da millimetrico fino a pluri-centimetrico. La scistosità originata da questa fase deformativa viene definita come S_2 in quanto essa si sovrappone ad una precedente anisotropia planare (S_1) ancora visibile solo in sezione sottile in microdomini strutturali preservati all'interno della S_2 , o come scie di inclusione in porfiroblasti di albite e granato.

L'andamento della scistosità principale è rappresentato in Fig. 74 da cui si ricava una prevalenza di direzioni WNW-ESE e tre massimi del valore d'inclinazioni (90° , 25° verso N e 35° verso S). Questa dispersione è chiaramente dovuta ad una fase plicativa successiva, che ha prodotto pieghe con assi orientati WNW-

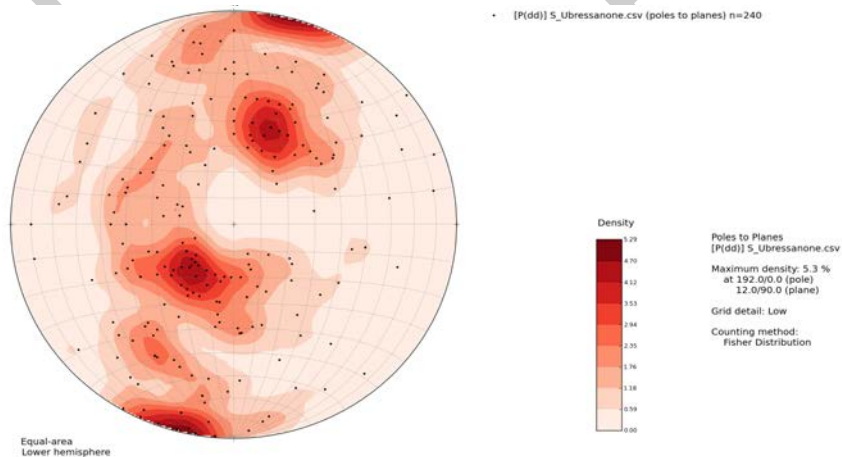


Fig. 74 - *Proiezione stereografica della scistosità principale dell'unità di Bressanone.*

ESE ed inclinati mediamente 30° verso E (Fig. 75).

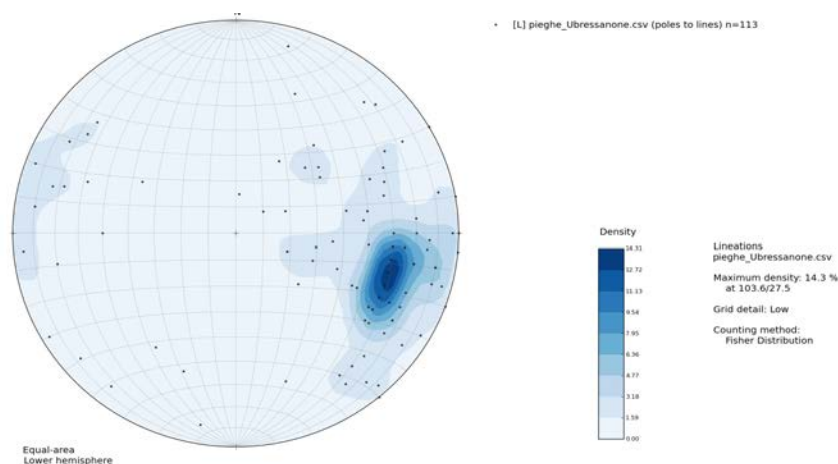


Fig. 75 – Proiezione stereografica degli assi di pieghe post-scistosità principale S2 dell'unità di Bressanone.

Queste pieghe sono sempre ben visibili alla scala dell'affioramento, presentano geometrie asimmetriche da aperte a serrate (Fig. 76) e non producono se non occasionalmente una nuova scistosità. Studi microstrutturali e radiometrici (HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT 1987, RING & RICHTER 1994b) hanno dimostrato che la deformazione responsabile della formazione di queste pieghe è avvenuta durante la fase finale dell'orogenesi varisica.

Di contro non sono stati riconosciuti alla scala dell'affioramento eventi plicativi nel basamento legati alle fasi deformative alpine, che hanno invece coinvolto fortemente le successioni sedimentarie permo-cenozoiche. Non si può comunque escludere la presenza di strutture plicative alpine a grande scala simili a quelle messe in evidenza da AGTEMBERG (1961) nella zona di S. Stefano di Cadore. La presenza di pieghe di età alpina nel basamento è stata riscontrata anche nel foglio Merano, dove sono coinvolti filoni permiani, (BARGOSI *et alii* 2010) e può essere dedotta dal fatto che nessuno scollamento è presente tra le successioni sedimentarie permiane piegate ed il basamento stesso.

Nel progetto TRANSALP (TRANSALP WORKING GROUP, 2001; 2002), una ricerca internazionale dedicata all'apprendimento della struttura profonda delle Alpi Meridionali e Orientali lungo un transetto N-S studiato attraverso la riflessione sismica, e i cui risultati definitivi sono stati pubblicati nel 2006 (Tectonophysics, vol. 414, volume speciale dedicato a questo progetto), si evince la possibilità che lungo la Linea della Pusteria sia stata estrusa verticalmente la por-



Fig. 76 – *Pieghe serrate post-S2 nelle filladi quarzifere dell'unità di Bressanone.*

zione più settentrionale del basamento Sudalpino durante la collisione della placca Apulia-Adria con quella europea durante l'Eocene (Fig. 77). Il fatto che questa estrusione non trovi riscontro nelle microstrutture plicative delle filladi, può possibilmente essere spiegato nella localizzazione della deformazione in zone di faglia discrete di difficile individuazione. Alcune zone di taglio compatibili con la

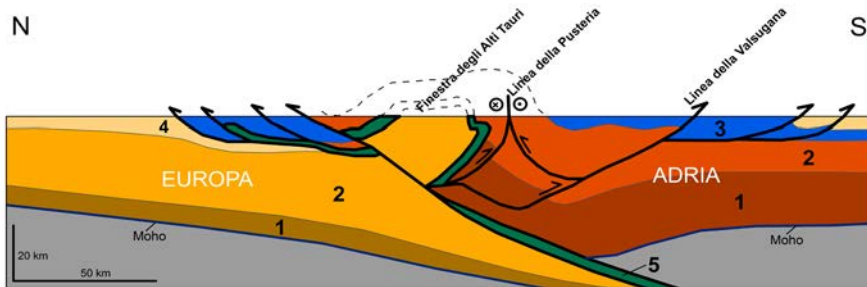


Fig. 77 – *Struttura profonda delle Alpi Orientali e Meridionali come rivelata dalla riflessione sismica nell'ambito del Progetto TRANSALP (da CASTELLARIN et alii, 2006, modificato). Lungo la Linea della Pusteria si osserva il backfolding dell'Austroalpino e la possibile estrusione verticale del Basamento Sudalpino. 1) Crosta inferiore, 2) crosta superiore, 3) sedimenti mesozoici, 4) molassa terziaria, 5) crosta oceanica con relativi sedimenti.*

fase deformativa eocenica sono state riconosciute allo sbocco della Val di Braies. Qui sono presenti faglie inverse ad andamento E-W immergenti ad alto angolo verso sud (Fig. 78).



Fig. 78 - Faglia inversa ad alto angolo che taglia le filladi dell'unità di Bressanone.

2.4. - ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

L'assetto strutturale delle Dolomiti è discusso in svariati lavori che riguardano la ricostruzione degli eventi post-varisici, la tettonica medio triassica, la distensione retico giurassica e la successiva inversione cretacea e soprattutto l'evoluzione tettonica terziaria associata alla strutturazione delle Alpi Meridionali. Nell'ambito del settore del foglio Dobbiaco afferente al Sudalpino, si rileva prevalentemente una tettonica polifasica che nel Terziario mostra geometrie, elementi strutturali e figure di interferenza che possono essere riferite ad almeno due fasi deformative tra loro circa ortogonali e che sono datate pre e post oligo-miocene per la presenza dell'unica unità terziaria affiorante nelle Dolomiti (conglomerato di M. Parei). Lo sviluppo della tettonica neogenica introduce altresì sistemi trascorrenti che, dislocando diffusamente le strutture precedenti, complicano la lettura del quadro strutturale del foglio. Tali complicati rapporti sono spesso fortemente condizionati anche dalla eredità paleotettonica e paleomorfologica permo-mesozoica.

2.4.1. - L'evoluzione tettonica pre-alpina

L'assetto strutturale attuale è in larga misura determinato dalla tettonica post-deposizionale che si è esplicata a partire dal Paleocene-Eocene nell'ambito della complessa storia collisionale alpina. Cionondimeno sono presenti gli effetti delle fasi tettoniche precedenti che sono avvenute durante la deposizione della successione sedimentaria a partire dal Permiano. Di seguito vengono brevemente descritti i principali eventi documentabili nell'ambito del foglio.

2.4.1.1. - La tettonica permiana

Con la chiusura del ciclo varisco pre-Permiano, nell'area sudalpina nord orientale e fino alla Catena Paleocarnica si instaurano condizioni caratterizzate dapprima da regimi trascorrenti (VENTURINI & DELZOTTO, 1993; CASSINIS *et alii*, 1998) con probabile attivazione del paleolineamento Insubrico e successivamente da prevalenti condizioni estensionali (CASSINIS *et alii*, 2000). In questo contesto si è sedimentato il conglomerato di Sesto che, nel territorio del foglio Dobbiaco, mostra importanti variazioni di spessore da est (400 metri) ad ovest (0 metri). Alla scala del foglio si osserva quindi un cuneo di depositi terrigeni prevalentemente grossolani a carattere continentale, che si chiude all'altezza del limite occidentale del territorio di interesse, nell'area di Cima Prato Lungo, dove i successivi *red beds* delle Arenarie di Val Gardena giacciono direttamente in discordanza sul basamento metamorfico. In accordo con quanto documentato dai recenti fogli CARG (013 Merano, 026 Appiano, 043 Mezzolombardo e 060 Trento), si è ritenuto di interpretare il conglomerato di Sesto come equivalente laterale del Gruppo Vulcanico Atesino (GA) affiorante più ad occidente, e non come livello basale di apertura del ciclo alpino che evolve nelle Arenarie di Val Gardena (vedi § V.2.2.1); esso può essere quindi inserito nel contesto vulcano-tettonico distensivo associato allo sviluppo del GA, pur se in un settore marginale.

2.4.1.2. - La tettonica medio-triassica

La fine del Permiano e l'inizio del Triassico vedono la presenza di un'ampia spianata continentale litorale con mare relativamente poco profondo e blanda immersione verso est, in cui si depositano successioni carbonatiche e terrigeno carbonatiche in un regime subsidente piuttosto uniforme (MASSARI & NERI, 1997; GIANOLLA *et alii*, 1998). La presenza di *input* terrigeni viene da alcuni autori associata alla presenza di sollevamenti ubicati nei settori meridionali fuori dell'area dolomitica (SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993).

Le successive unità dell'Anisico invece mostrano una marcata differenziazione che, a grande scala e soprattutto verso ovest, si manifesta nella cosiddetta Dorsale Badioto Gardenese (BOSELLINI, 1968), un alto strutturale delimitato da faglie a probabile carattere estensionale o transtensivo (BECHSTÄDT *et alii*, 1978; DOGLIONI, 1982; 1984; DOGLIONI & NERI, 1988; BLENDINGER, 1983; 1985; BRANDNER, 1984; GIANOLLA *et alii*, 1998; DOGLIONI & CARMINATI, 2008; BRANDNER *et alii*, 2016) e con erosione di almeno 500-600 m di serie. Nel territorio del foglio Dobbiaco, ubicato a nord-est rispetto all'alto strutturale badioto gardenese, l'influenza della tettonica sinsedimentaria anisica si percepisce solo attraverso le geometrie, gli spessori e le variazioni di facies delle unità litostratigrafiche. Queste definiscono comparti caratterizzati da tassi differenziali di subsidenza, con formazione di aree di modesta estensione laterale (da pochi km a poche decine di km, v. ASSERETO *et alii*, 1977), in cui si instaurano corpi carbonatici biocostruiti (formazioni del Monte Rite, Serla Superiore, Contrin) o bacini a sedimentazione mista carbonatico-terrigena (formazioni di Dont, Monte Bivera, Ambata) DE ZANCHE *et alii*, 1992, 1993; RÜFFER & ZÜHLKE, 1995, GIANOLLA *et alii*, 1998; ZÜHLKE, 2000).

Dall'Anisico superiore e per tutto il Ladinico e il Carnico inferiore, un importante e continuo abbassamento dei fondali porta ad una diversificazione delle aree bacinali presenti nella zona di Braies rispetto agli alti morfologici subsidenti presenti nei settori orientali alla Valle di Landro. Su questi ultimi attecchiscono corpi di piattaforma aggradanti che si susseguono senza soluzione di continuità a formare pareti verticali di più di mille metri (formazione dello Sciliar e Dolomia Cassiana). Anche nel comparto più occidentale, verso la valle di Marebbe, sono presenti alti morfologico strutturali, sempre di piattaforma, che si ricollegano però all'alto strutturale badioto gardenese.

2.4.1.3. - La tettonica del Triassico superiore

Nel Carnico superiore l'area dolomitica orientale viene interessata da una tettonica distensiva (DOGLIONI & CARMINATI, 2008) orientata circa nord-sud che è stata descritta nel sottostante foglio Cortina d'Ampezzo (NERI *et alii*, 2007; DOGLIONI *et alii*, 1989; DOGLIONI, 1992; BRANDNER *et alii*, 2007). Nel territorio del foglio Dobbiaco non si osservano elementi paleosamente riferibili a tale contesto tettonico: le faglie attive probabilmente si posizionano più ad ovest al di fuori dell'area di interesse. Si può però sottolineare come questo dinamismo crostale, con variazioni dei gradienti di subsidenza, sia apprezzabile nel Carnico per le variazioni di spessore della formazione di Travenanzes in senso est ovest (cfr. § V 2.2.23) e sia presente regionalmente anche durante il Norico data la notevole differenza di spessore nella Dolomia Principale affiorante sugli Altopiani Ampezzani (sette sud occidentale del foglio Dobbiaco) rispetto a quella rilevabile nei

gruppi del Sella e della Gardenaccia (esterni al foglio verso ovest).

2.4.1.4. - Il *rifting* giurassico

Durante il Giurassico il territorio del foglio Dobbiaco si situa al margine nord-orientale della Piattaforma Trentina verso il Bacino Bellunese. Pur in mancanza di evidenti lineamenti ascrivibili in modo chiaro al *rifting* giurassico (WINTERER & BOSELLINI, 1981; CARMINATI *et alii*, 2010), nella successione carbonatica retico-pliensbachiana inferiore del Gruppo dei Calcarei Grigi si segnala la presenza di filoni sedimentari, che testimoniano una tettonica distensiva attiva, congruente con i *trend* regionali (FRANCESCHI *et alii*, 2013; 2014; DOGLIONI & CARMINATI, 2008). Dal Pliensbachiano superiore inoltre l'Encrinite di Fanes Piccola, le facies condensate ad ammoniti di età aaleniano-toarciense ed infine i depositi di altofondo pelagico di età bajociano-titoniana vengono interpretati rispettivamente come facies di inizio annegamento per repentino aumento della subsidenza, di totale annegamento di questo settore della piattaforma e di successiva completa pelagizzazione della piattaforma stessa (CROS, 1965; BOSELLINI, 1973; MASETTI & BOTTONI, 1978; WINTERER & BOSELLINI, 1981; DOGLIONI, 1987; ZEISS *et alii*, 1987; DOGLIONI & STORPAES, 1990; GAETANI, 2010).

2.4.2. - L'orogenesi alpina

L'orogenesi alpina, che ha portato alla formazione delle Alpi si è esplicata in varie fasi che storicamente vengono suddivise in tre *step* principali: una fase eoalpina o precollisionale, una fase mesoalpina o collisionale ed una fase neoalpina o postcollisionale (DOGLIONI, 1987; CASTELLARIN *et alii*, 1992). La prima di età cretacea superiore è documentata solo nell'Austroalpino e nel Sudalpino centro-occidentale ad ovest della Linea delle Giudicarie (ZANCHETTA *et alii*, 2015). La fase mesoalpina paleogenica (detta anche "dinarica") è documentata in tutto il settore nordorientale del Sudalpino (BOSELLINI & DOGLIONI, 1986), mentre la fase neoalpina che si esplica in tutte le Alpi Meridionali durante il Neogene, è ben documentata anche nell'intero settore dolomitico del foglio Dobbiaco.

2.4.2.1. - L'inversione cretacea

La variazione dei *trend* tettonici associata al nuovo assetto geodinamico di convergenza tra Adria ed Europa (DERCOURT *et alii*, 1986; BALLA, 1988; PLATT *et alii*, 1989) porta, durante il Cretaceo, allo sviluppo di bacini con orientazioni

prevalenti est-ovest e deposizione di successioni caratterizzate dalla presenza di sedimenti terrigeni a grana fine più o meno diffusi. In tutta l'area delle Dolomiti, ed in particolare negli affioramenti del foglio Dobbiaco, le formazioni litostratigrafiche cretache testimoniano in modo indiretto tale variazione: infatti durante tutto il Cretacico, si rileva precocemente (Maiolica) l'esistenza di diffuse componenti terrigene a grana fine che vanno ad "inquinare" la sedimentazione pelagica carbonatica. Inoltre, come sottolineato da COBIANCHI & LUCIANI (1998), le facies cretache ascrivibili alla scaglia variegata alpina e alla Scaglia Rossa si sono depositate in un bacino profondo e hanno un tasso medio di sedimentazione circa doppio rispetto a quello stimato per le Prealpi Venete (BELLANCA *et alii*, 1996).

Di particolare interesse risultano gli eventi a carattere di *flysch* registrati nelle due unità precedenti: il *flysch* di Ra Stua (*Auct.*) e gli episodi torbiditici, terrigeni coniaciano-turoniani e terrigeno-carbonatici campaniano-maastrichtiani. Il *Flysch* di Ra Stua, costituito da quarzareniti e siltiti torbiditiche distali (conturiti secondo BACCALLE SCUDELER & SEMENZA, 1974), viene interpretato come un deposito molto distale derivante da un elemento strutturale in erosione (CASTELLARIN *et alii*, 2004).

All'interno della Scaglia Rossa sono state rilevate torbiditi arenacee gradate al passaggio Turoniano-Coniaciano. Sempre COBIANCHI & LUCIANI (1998) evidenziano che tale evento risulta coevo con la base delle unità *flyschoidi* del Bacino Lombardo e dell'area nord di Riva del Garda. Inoltre, nell'intervallo Campaniano-Maastrichtiano della Scaglia Rossa si riconoscono torbiditi carbonatico terrigene con apporti clastici provenienti da aree sorgenti costituite da successioni giurassico-cretache, da rocce del basamento cristallino oltreché da coeve piattaforme carbonatiche situate più ad est. I pochi dati sedimentologici riferibili alle paleocorrenti indicano direzioni di trasporto est-ovest, ma senso di provenienza incerto.

La presenza delle facies torbiditiche terrigene e terrigeno-carbonatiche di età cretaca superiore nelle successioni del foglio Dobbiaco porterebbe ad estendere la presenza del cosiddetto *Flysch* Insubrico anche all'area dolomitica. Si avrebbe cioè una continuità maggiore di quanto ritenuto in passato tra gli ambiti sedimentari occidentali della Lombardia e delle Giudicarie e quelli orientali della Carnia (MASSARI & MEDIZZA, 1973; BACCALLE SCUDELER & SEMENZA, 1974; CASTELLARIN, 1976; BOSELLINI & DOGLIONI, 1986; DOGLIONI, 1987; STOCK, 1994).

2.4.2.2. - La tettonica compressiva paleogenica

Nell'ambito del foglio Dobbiaco a sud della Linea della Pusteria, si distinguono a varie scale, elementi che mostrano sostanziale congruenza con una fase tettonica caratterizzata da un asse di massima compressione orientato NE-SW. In funzione delle differenti litologie, che vanno dalle argilliti, alle marne alle arena-

rie, ai conglomerati e dai calcari alle dolomie sia stratificate che non (cfr. cap. V), si identificano clivaggio per frattura non pervasivo orientato da N-S a NW-SE, elementi plicativi dalla scala submetrica alla scala ettometrica con assi orientati da N320 a N350, variamente inclinati generalmente tra 10° e 50° (Fig. 79 e 80) e sovrascorrimenti WSW-vergenti scollati all'interno della copertura permo-mesozoica e con tipiche geometrie a *ramp-flat*.

DOGLIONI & BOSELLINI (1987) configurano l'insieme di questi elementi strutturali come parte del fronte più avanzato delle Dinaridi che nell'area dolomitica coinvolge solo la copertura sedimentaria permo-mesozoica. CASTELLARIN & CANTELLI (2000) confermano l'attribuzione di questa compressione all'evento tettonico mesoalpino di età eocenica, ma non lo attribuiscono specificatamente all'avanzata del fronte dinarico.

Nel foglio Dobbiaco si riconoscono alcune maggiori strutture che, pur coinvolte nella successiva compressione alpina neogenica, si sono impostate e configurate principalmente in questa fase deformativa. Esse verranno descritte in dettaglio successivamente e sono da nordest a sudovest: il sovrascorrimento di Prato Piazza, il *klippe* della Remeda Rossa-Piccola Croda Rossa con le pieghe di Colfreddo-Lerosa, e la piega coricata di Col Bechei (DOGLIONI & SIORPAES, 1990). In quest'ultima struttura, ubicata nell'angolo sudoccidentale del foglio Dobbiaco, gli elementi strutturali W-vergenti sono erosi e sigillati dai sedimenti clastici di ambiente marino e costiero del conglomerato di M. Parei datati Chattiano-Aquitano (Oligocene superiore - Miocene inferiore).

2.4.2.3. - La tettonica compressiva neogenica

Durante tutto il Neogene le Alpi Meridionali centrorientali divengono parte della catena a sovrascorrimenti sud-vergenti (DOGLIONI & CASTELLARIN, 1985; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CASTELLARIN, 1979; 1984; CASTELLARIN *et alii*, 1992; CAPUTO, 1996; 1997; SCHÖNBORN, 1999; DOGLIONI & CARMINATI, 2008) che appartiene alla porzione di retroscorrimento del più ampio edificio alpino. In particolare le Dolomiti, segmento più interno di tale catena, hanno subito una traslazione verso sud lungo un piano di *thrust* basale che ha coinvolto il basamento cristallino e che emerge a sud est di Trento (Linea della Valsugana). A questo piano principale corrispondono importanti retroscorrimenti nord-vergenti (sempre a livello del basamento) nella zona settentrionale tra cui la Linea di Funes. Si viene così a determinare nel basamento stesso una ampia struttura a *pop up* (messa in luce nel Progetto Transalp) che porta in forte sollevamento tutte le Dolomiti e determina, nelle sequenze sedimentarie, adattamenti per *flexural slip* condizionati dall'assetto paleogeografico e dalla variazione dello spessore delle formazioni.

Nella fase neoalpina sono stati riconosciuti tre eventi deformativi distinti, ca-

ratterizzati da una diversa orientazione del campo degli sforzi, messi in luce da indagini mesostrutturali in molti settori delle Alpi Meridionali (CASTELLARIN *et alii*, 1992; CAPUTO, 1996; CAPUTO *et alii*, 2010) ed in parte documentate anche nei recenti fogli CARG (013 Merano, 026 Appiano, 043 Mezzolombardo e 060



Fig. 79 - Esempi di tipologie di pieghe e sovrascorrimenti in varie litologie: a) piega isoclinale plurimetrica nelle marne, siltiti e calcareniti fini della F. di Werfen (WER₈). In relazione alla differente competenza dei singoli litotipi, si notano pieghe disarmoniche sui fianchi e stiramento in cerniera. b) Pieghe disarmoniche nei calcari micritici centimetrici della Maiolica; si noti lo scollamento a letto e a tetto per diversa competenza rispettivamente con i calcari del Rosso Ammonitico Veronese e con i calcari siltoso argillosi della Maiolica; questi ultimi sviluppano un pencil cleavage le cui direzioni risultano parallele ai piani assiali delle pieghe sottostanti. c) Kink band ettometriche nei calcari del Gruppo dei Calcari Grigi (CG). d) Sovrascorrimenti tipo fish structure e blind thrust con associata piega anticlinale nei calcari (CG).

Trento). Il primo, di età Chattiano-Burdigaliano, è caratterizzato da una direzione di massima compressione orientata circa NNE-SSW; la direzione di tale evento deformativo è parallela a quella della fase paleogenica e di conseguenza l'eventuale presenza di strutture ad esso associate, nella zona del foglio Dobbiaco risulterebbe di difficile riconoscimento. Il secondo, di età Serravalliano-Tortoniano, è caratterizzato da un σ_1 di massima compressione circa NNW-SSE; in questa fase si sono messi in posto i principali sovrascorrimenti "valsuganesi" accompagnati da pieghe ad asse E-W che deformano e/o ripiegano le precedenti strutture dando origine alle più evidenti geometrie d'interferenza (Fig. 80 e 89). Inoltre si attivano faglie ad alto angolo trascorrenti destre (NW-SE) e sinistre (NNE-SSW) con rigetti verticali positivi e negativi che possono funzionare come rampe laterali dei sovrascorrimenti. Nel territorio del foglio Dobbiaco pertanto si riconoscono (associati a questa fase) sia sovrascorrimenti e/o faglie transpressive S-vergenti (Linea della Val Salata e quella del Passo S. Antonio) sia sovrascorrimenti N-vergenti (Linea della Val Foresta e Linea del Monte Serla); inoltre l'assetto ad alto angolo con inclinazione verso sud della copertura permo-mesozoica solidale con le sottostanti filladi ha permesso di ipotizzare la presenza di una rampa frontale nel basamento sudalpino (profili B-B', C-C' e D-D' e schema strutturale allegati alla carta).

La terza fase deformativa, di età Messiniano-Pliocene inferiore, è caratterizzata da una direzione di massimo raccorciamento NW-SE e di allungamento NE-SW e ad essa sono imputabili alcune faglie (sistema trascorrente di Cima Nove con le associate strutture a fiore negative, e sistema del Sasso del Signore) che

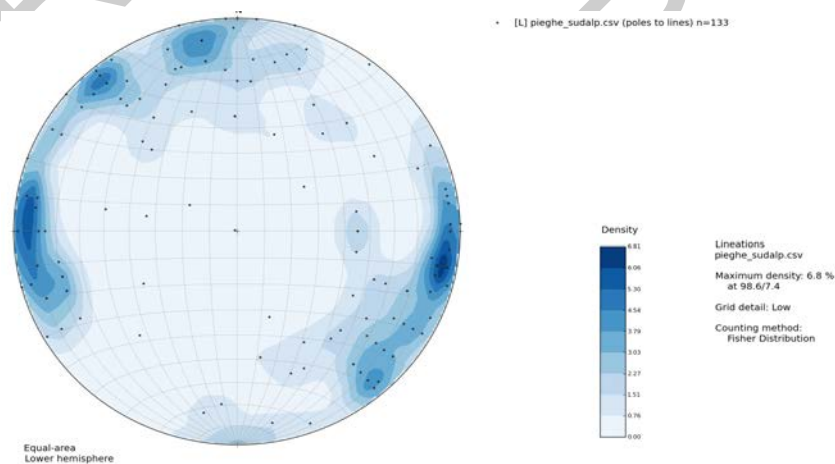


Fig. 80 - Proiezione stereografica degli assi di pieghe presenti nella successione permo-mesozoica. Si evidenziano bene i due massimi di densità: quello circa E-W della fase compressiva neogenica e quello NNW-SSE della fase paleogenica.

tagliano tutte le precedenti configurazioni compreso il basamento cristallino, ma non arrivano alla Linea della Pusteria.

La rotazione antioraria della direzione di raccorciamento nel tempo durante la tettonica neogenica è stata posta in relazione a coeve variazioni della direzione di convergenza tra Africa ed Europa (MAZZOLI & HELMAN, 1994).

2.4.3. - *Le principali linee tettoniche*

Verranno descritte di seguito le principali linee tettoniche che interessano la successione sedimentaria sudalpina dando un cenno della storia evolutiva di ciascuna di esse. L'andamento e la cinematica di tali linee sono esplicitati nello schema strutturale allegato alla carta geologica.

2.4.3.1. - Linea di Prato Piazza

La Linea di Prato Piazza è senza dubbio una delle strutture tettoniche principali presenti all'interno del foglio Dobbiaco. Tale faglia può essere seguita per almeno 20 km a partire dalla Valle di Braies Vecchia, a nord ovest, fino a Carbonin a sud est, limite meridionale del foglio. Nel sottostante foglio 029 "Cortina d'Ampezzo", la Linea di Prato Piazza è connessa cinematicamente con il sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei (*Ansiei Thrust System*, CAPUTO, 1996, Linea del Pian di Serra, CASTELLARIN, 1981, attraverso una zona di trasferimento diffusa che passa per la conca di Misurina. Già OGIWIE GORDON (1934) aveva formulato tale ipotesi descrivendo come la massima parte del raccorciamento legato alla Linea di Prato Piazza venisse trasferito alle strutture dell'Ansiei, mentre in tempi successivi secondo LEONARDI (1967) e CASTELLARIN (1981) essa, prolungandosi verso sud nella Linea di Forcella Vanedel come faglia ad alto angolo, si sarebbe collegata alla Linea dell'Antelao.

La faglia mostra andamento NW-SE, leggermente arcuato, con immersione a NE ed inclinazioni variabili tra 30° e 60°. Nei punti di maggiore rigetto (area di Ponticello), essa porta termini della Formazione di Wengen e della Formazione di San Cassiano del gruppo montuoso del Picco di Vallandro a sovrascorrere sulla Dolomia Principale del gruppo montuoso della Croda Rossa. Il rigetto verticale può in questi punti essere calcolato in almeno 1.000 metri e il raccorciamento stimato è di circa 3,5 km (CAPUTO, 1997). Il contatto tettonico, in genere nascosto da coltri detritiche di versante o da copertura prativa, è visibile in pochi affioramenti: uno sul M. Selva in Valle di Braies Vecchia, uno circa a quota 2106 m sul Col Rotondo dei Canopi ed infine un terzo lungo la strada forestale che da Carbonin sale a Prato Piazza.

Il tetto è costituito da successioni bacinali ladinico-carniche fortemente implicate in pieghe rovesciate vergenti a W-SW a scala da metrica a decametrica in relazione alla litologia coinvolta e piani di sovrascorrimento secondari paralleli alla linea principale. In alcune aree si riconoscono anche retroscorrimenti (Col Rotondo dei Canopi - Rio di Stolla) e localmente *klippen* isolati della Formazione di San Cassiano sulla Dolomia Principale (Malga Posta).

A letto, la Dolomia Principale è interessata da *duplex* e scaglie tettoniche embricate con pieghe ettometriche (profilo A-A' allegato alla carta). Il migliore punto di vista per l'osservazione di queste strutture è la carrarecchia che da Ponticello, in Val di Braies Vecchia, sale alla Malga del Cavallo. Sul versante nord-occidentale della Croda Scabra e sulle quinte retrostanti si possono osservare scaglie tettoniche in Dolomia Principale e nel sovrastante Gruppo dei Calcari Grigi, che al loro interno possono essere variamente deformate da strutture plicative. Si veda ad esempio la piega sinclinale, con piano assiale subverticale ed asse diretto N300/10, che affiora sulla parete della Croda Scabra s.s. (Fig. 81). Questo insieme di strutture a scaglie si può seguire lungo tutto il versante settentrionale del gruppo montuoso della Piccola Croda Rossa e della Croda Rossa e corrisponde ai sovrascorrimenti della Crodaccia, delle Cime Campale e della Costa del Pin (Fig. 82).

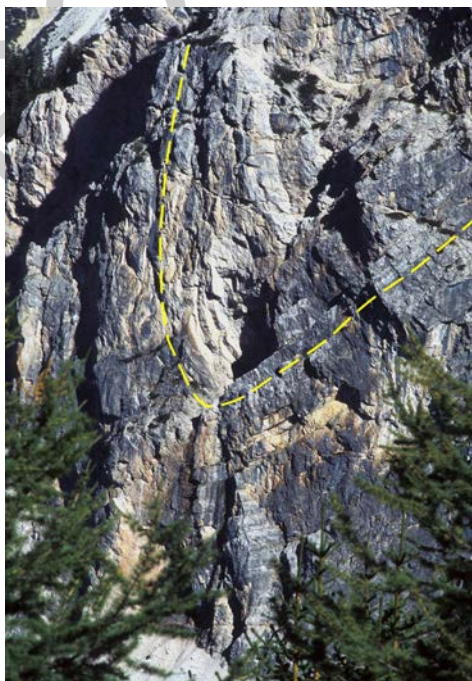


Fig. 81 - Croda Scabra, parete ovest. Grande sinclinale stretta (circa 250 metri di altezza) nella Dolomia Principale a letto della Linea di Prato Piazza.



Fig. 82 - *Costa del Pin, parete nordovest (q. 2680 m s.l.m.). Calcari (Gruppo dei Calcari Grigi) deformati in pieghe coricate a letto di uno dei duplex della Linea di Prato Piazza. (Foto Kathrin Lang).*

Verso nord la Linea di Prato Piazza risulta bruscamente interrotta all'altezza del M. Selva da una faglia trasversale EW ad andamento arcuato. La sua ulteriore prosecuzione a nord è particolarmente complessa: si ritiene che, oltre la dislocazione di cui sopra, essa possa essere raccordata con i sovrascorrimenti che raddoppiano le successioni ladinico-carniche affioranti tra Passo Serla, Malga Saar e Monte Lungo. In quest'ultima area il piano di sovrascorrimento più alto si raccorda senza apparente soluzione di continuità con la Linea del Monte Serla. In particolare alla base di Monte Lungo, versante sud occidentale, le formazioni anisico-ladiniche a tetto del sovrascorrimento sono piegate a formare un'anticlinale da rampa con asse disposto circa NW-SE. L'anticlinale e la linea di sovrascorrimento stessa sono successivamente ripiegati a sinclinale da una piega con asse orientato circa E-W. Di fatto la zona di Monte Lungo si configura come una grande struttura di interferenza (Fig. 83).

Come la maggior parte delle strutture deformative del foglio, questa linea mostra una storia polifasica. Essa costituisce durante l'evento compressivo paleogenico, il fronte di un sovrascorrimento W-SW vergente che verso nordest si collega alla Linea del Monte Serla. Quest'ultima quindi, durante questa fase deformativa, potrebbe averne rappresentato la rampa laterale settentrionale. In seguito,

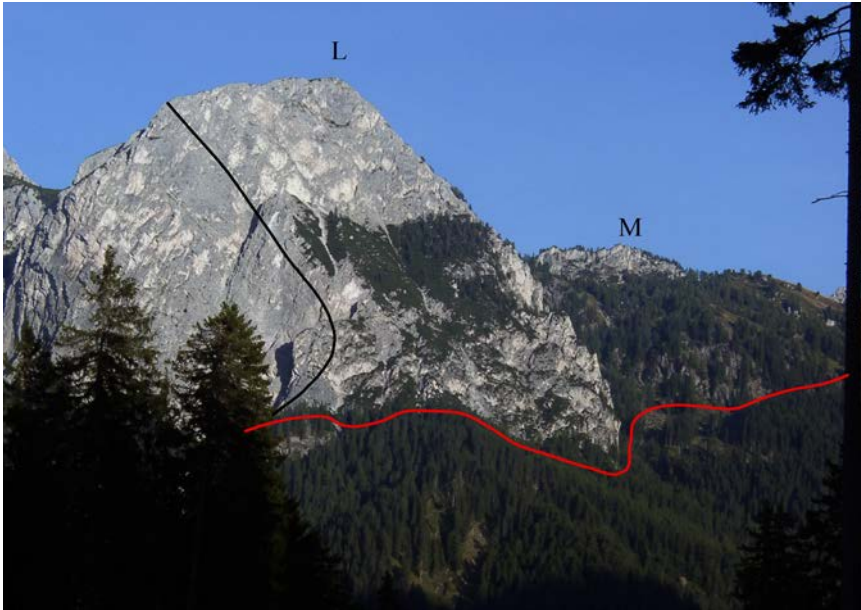


Fig. 83 - Versante sudoccidentale di M. Lungo (L) e dorsale Punta del Monego (M). Alla base della parete affiora il sovrascorrimento (linea rossa) che mette a contatto le rocce carbonatiche terrigene della Formazione di Wengen - Formazione di San Cassiano a letto (affioranti nel bosco) con gli strati plurimetri della formazione del Serla Superiore piegati in una anticlinale da rampa (linea nera). L'anticlinale e la linea di sovrascorrimento stessa sono ripiegati a sinclinale da una piega con asse orientato circa E-W.

durante le fasi compressive neogeniche, la Linea di Prato Piazza è stata ripresa da movimenti trascorrenti destri, diventando di fatto la rampa laterale sinistra del sovrascorrimento N-vergente della Linea del Monte Serla. Sulla carta geologica si è preferito dare maggiore importanza al sovrascorrimento paleogenico lungo la Linea di Prato Piazza, da cui il simbolo usato.

2.4.3.2. - Linea del Monte Serla

La Linea del Monte Serla (PIA, 1937; LEONARDI, 1967) è una complessa struttura deformativa che caratterizza le coperture sedimentarie della parte nordorientale del foglio. Si segue dalla Valle Lunga (Val di Braies Vecchia) ad ovest fino ad oltre il limite est del foglio; affiora con continuità alla base nordoccidentale del Monte Lungo, lungo tutta la parete nord del Monte Serla, e si rileva invece in punti discreti lungo il versante settentrionale di Cima Ganda. Si presenta come

un piano di scorrimento a basso angolo N-vergente, che riattiva e taglia strutture tettoniche precedenti ed è più volte dislocato da faglie verticali a prevalente cinematica trascorrente.

Le formazioni presenti al tetto del sovrascorrimento vanno dalla Formazione a Bellerophon a quella del Serla Superiore e divengono via via più vecchie man mano che ci si sposta verso est. Sovrascorrimenti minori associati alla linea principale, interpretabili come *splay*, sono presenti per tratti discreti sia al letto che a tetto ed il loro sviluppo è in molti casi condizionato dalla disposizione delle zone di transizione tra piattaforma e bacino ereditate dalla paleogeografia e dalla paleotettonica.

Nel blocco di letto, ad oriente del Lago di Dobbiaco, affiorano da est ad ovest, terreni ascrivibili alla Formazione a Bellerophon fino ai termini dolomitico marinosi della formazione a Gracilis (GLS_a), mentre nella zona ad occidente del Lago di Dobbiaco, affiora una successione compresa tra la Formazione a Bellerophon e la Formazione di Wengen caratterizzata, a partire dal Pelsonico, da un'evoluzione schiettamente bacinale contrariamente a quello che avviene nel blocco di tetto. Le litologie della Formazione di Werfen e delle formazioni bacinali anisico-ladinarie, mostrano pieghe sia ad asse E-W sia ad asse N-S, le prime sono riferibili alla fase neogenica che ha generato il sovrascorrimento, mentre le seconde sono variamente ondulate, tagliate e dislocate e sono riferibili alla fase precedente.



Fig. 84 - Veduta del sovrascorrimento della Linea del Monte Serla (linea rossa) sulla parete nord del Monte Serla (Canalone Fontana). Gli strati della Formazione di Werfen sono piegati con assi circa N-S e sono tagliati nettamente dal thrust che porta la successione anisica (fm. a Gracilis, calcari scuri del Coll'Alto, fm. di Monte Rite e Serla Superiore) a sovrascorrere verso nord.

Dall'analisi complessiva della Linea del Monte Serla si evince una storia deformativa polifasica, dove l'andamento del sovrascorrimento N-vergente (fase neogenica) è influenzato sia dalle geometrie ereditate dei corpi sedimentari, sia dagli elementi plicativi e dai sovrascorrimenti associati alla compressione NE-SW (fase paleogenica). In questo senso non è da escludere che parte della Linea del Monte Serla abbia rappresentato nel Paleogene la rampa laterale nord del sovrascorrimento di Prato Piazza. L'interferenza geometrica tra le strutture deformative delle due fasi spiega le relazioni anomale individuabili sul terreno, dove sovente si ha la sovrapposizione di terreni più giovani sopra terreni più vecchi (Fig. 84).

2.4.3.3. - Linea della Val Foresta

La Linea della Val Foresta, conosciuta pure come Linea di Fossedura (CASTELLARIN, 1981) è un elemento tettonico ubicato nella parte nordoccidentale della successione permo-mesozoica sudalpina, lungo la valle omonima. Si configura come una faglia ad andamento W-E, con immersione da verticale a molto inclinata, immergente verso sud. Essa documenta la continuazione verso oriente dell'importante struttura inversa, N-vergente, nota come Linea di Piccolino (CASTELLARIN, 1981) vicariante verso nordest della Linea di Funes (LEONARDI, 1967). La presenza della Linea della Val Foresta è stata documentata verso est fino a Malga Foresta, dove la sua continuità viene interrotta da una faglia transtensiva sinistra. La faglia sul terreno è visibile solo al bordo occidentale del foglio dove si osservano fasce metriche di cataclasi, mentre lungo l'asse della valle è coperta da estese coltri detritiche.

A tetto si riconoscono litofacies di scarpata attribuibili alla Dolomia Cassiana della Cima di Campo che vengono poste a contatto, a letto, con le litofacies di margine e scarpata superiore della formazione dello Sciliar, affioranti a Col Vallaccia, M. Muro e Cima dei Colli Alti. La particolare situazione stratigrafica al letto e al tetto della faglia (Fig. 85) è dovuta a geometrie ereditate dalla paleomorfologia triassica ed implica un importante raccorciamento N-S; in alternativa simili rigetti possono essere spiegati anche con una componente trascorrente della struttura.

Da rilevare che nonostante la sua apparente scarsa evidenza strutturale la faglia interrompe molte delle strutture trasversali che la intersecano, a testimonianza che gli ultimi movimenti sono riferibili alle fasi deformative più recenti (CAPUTO, 1997).

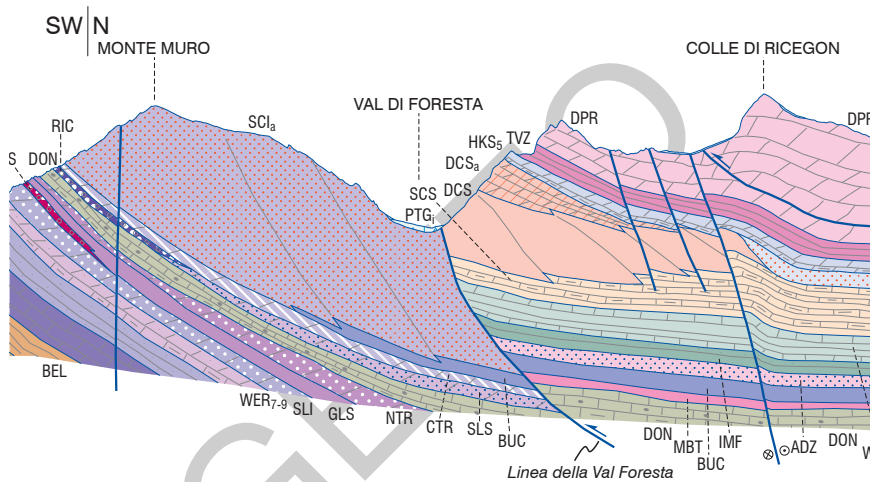


Fig. 85 - Stralcio del profilo D-D' allegato alla carta. Si noti come la Linea della Val Foresta, si sia imposta in una zona di transizione nell'Anisico - Ladinico tra un'area di piattaforma a nord e un'area di bacino a sud ed abbia utilizzato la geometria della scarpata come rampa del sovrascorrimento N-vergente della fase nealpina.

2.4.3.4. - Linea della Val Salata

La Linea della Val Salata si segue dal versante settentrionale del M. Sella di Sennes (Fig. 86) fino a Carbonin ed oltre dove va a collegarsi con la prosecuzione meridionale della Linea di Prato Piazza. Pur se sul terreno, per mancanza di affioramenti, è difficile dire quale delle due linee tagli l'altra, in carta si è optato per una precedenza della Linea di Prato Piazza (almeno nella sua fase compressiva principale). La Linea della Val Salata ha un andamento prevalentemente rettilineo orientato NW-SE ed un piano di faglia subverticale immergente a NE. Essa mostra un'ondulazione ad andamento WNW-ESE all'altezza della Croda Rossa, dove si presenta come faglia ad alto angolo (55° - 60°) con cinematica inversa obliqua (transpressiva destra). Gli affioramenti lungo la Val Salata sono costituiti da qualche decina di metri di cataclasiti in Dolomia Principale, mentre nei Calcarei Grigi si osserva solo un clivaggio per frattura immergente mediamente a N50.

A tetto, dal limite occidentale del foglio fino a Carbonin, emerge la Dolomia Principale, mentre da Carbonin verso est, lungo la Val di Landro-Val Popena Bassa, è presente la Dolomia Cassiana ed in parte anche la Formazione di San Casiano, per l'interferenza con la struttura paleogenica della Linea di Prato Piazza. A letto si riconoscono successioni dal Triassico superiore al Cretacico variamente



Fig. 86 - Panoramica da SE della Linea della Val Salata (in rosso) tra Campo Croce in centro foto e il M. Sella di Sennes a nord. In puntinato nero è mostrato l'andamento degli strati della successione cretacea piegati con assi circa E-W.

coinvolte in strutture plicative da metriche a chilometriche.

L'analisi delle strutture minori permette di riconoscere nel tratto compreso tra il M. Sella di Sennes e Campo Croce, *riedel* sintetici a basso angolo, diretti, immergenti a N40, accompagnati da faglie parallele alla struttura principale e pieghe *en échelon* nei Calcarì Grigi. Tali pieghe, da ettometriche a chilometriche, hanno assi orientati E-W o N100 poco inclinati o suborizzontali (Fig. 87), e mostrano geometrie associate a meccanismi tipo *blind-thrust*.

Più a SE nel tratto tra Campo Croce e Cimabanche, la faglia assume andamento WNW-ESE e passa da prevalente trascorrenza a transpressione. Al tetto di essa si osserva una grande struttura a fiore positiva (cima principale della Croda Rossa) orientata circa E-W (Fig. 88). Questa struttura a fiore ha una larghezza di circa 900 m ed una lunghezza di quasi 4 chilometri; essa è delimitata a sud dalla Linea della Val Salata e a nord da una faglia antitetica, ad alto angolo immergente a S che passa nella sella poco a NW della Croda Rossa. La faglia settentrionale presenta un andamento molto arcuato in pianta il che determina una sua rapida chiusura contro la Linea della Val Salata. I rigetti lungo il cuneo sono massimi nella parte centrale e minimi ai lati con tendenza ad annullarsi. Alla mesoscala sono state riconosciute cataclasiti di dolomia affioranti sulla Pala dell'Asco e a Forcella Colfreddo e clivaggi di frattura decimetrici (N190/80). Associata al movimento della faglia, al letto, si osserva una sinclinale nel Gruppo dei Calcarì Grigi, a scala chilometrica con asse immergente N280/10. A Lerosa-Colfreddo, sempre al letto, la Linea della Val Salata taglia belle geometrie di interferenza "a duomi e bacini" tipiche di fasi deformative ad assi circa ortogonali: le pieghe paleogeniche con



Fig. 87 - Parete occidentale del M. Sella di Sennes. A seguito del movimento neogenico della Linea della Val Salata (1), nella Dolomia Principale si sviluppano thrust ciechi (2) a basso angolo che nei sovrastanti calcari danno origine ad una anticlinale da rampa.



Fig. 88 - Veduta da NW verso SE della struttura a fiore positiva della Croda Rossa associata al movimento transpressivo destro della Linea della Val Salata. Si noti come la struttura tagli tutti gli altri elementi tettonici presenti sia verso sud che verso nord.

assi orientati circa N350/10 vengono ripiegate durante la compressione neogenica da pieghe ad asse circa W-E, e nei calcari si osservano scorrimenti *out-of-syncline* e *flexural slip* (BUTLER, 1982) che compensano i problemi di spazio al nucleo

della struttura (Fig. 89).

Secondo diversi autori parti della Linea della Val Salata, come anche parti delle linee parallele di Val di Rudo e del Passo S. Antonio, potrebbero riattivare e invertire faglie distensive triassico superiore-giurassiche. A favore di questa ipotesi, KEIM & STINGL (2000) rilevano la presenza di filoni nei Calcari Grigi e livelli di breccie congruenti con le direzioni distensive giurassiche (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; DOGLIONI, 1992).



Fig. 89 - Parete occidentale di Colfreddo. Figure di interferenza a duomi e bacini nei calcari piegati prima dalla compressione paleogenica con assi circa N350 e poi ripiegati dall'evento neogenico con assi E-W. (Foto Kathrin Lang)

2.4.3.5. - Linea del Passo di S. Antonio

La Linea del Passo di S. Antonio (LEONARDI, 1965; 1967) affiora nell'angolo sud occidentale del foglio tra il valico omonimo e la valle del Felizon nei pressi di Ospitale. Si tratta di un elemento continuo a scala regionale dato che si segue anche fuori del foglio dalla Val Badia a Misurina, dove si raccorda con il sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei (CAPUTO, 1996; NERI *et alii*, 2007). All'interno del foglio Dobbiaco, la faglia mostra una direzione tra WNW-ESE ed E-W, un assetto a medio-alto angolo, immergente verso N, e cinematica da sovrascorrimento a faglia inversa (Fig. 90).



Fig. 90 - Veduta da est verso ovest della Linea del Passo di S. Antonio tra Antruilles (collina boscata in basso a sinistra) e Forc.^{la} Camin.

Un'analisi strutturale di dettaglio rileva una doppia cinematica: la prima mostra movimenti (*dip slip*) associati ad un raccorciamento circa NNE-SSW, la seconda obliqua (destra inversa) associata ad un campo di sforzi trascorrente caratterizzato da un σ_1 NW-SE ed attribuito all'ultima fase tettonica (Messiniano-Pliocene; CAPUTO, 1996; CAPUTO *et alii*, 2010). A causa delle estese coltri quaternarie, i contatti tettonici sono visibili solamente al Passo di S. Antonio e circa a quota 1700 m s.l.m. in località Ruoibes de Inze. Nel primo caso, dove la Dolomia Principale del M. Sella di Fanes è a contatto con i Calcari Grigi del Sass dles Nü, affiora una fascia plurimetrica di cataclasiti di Dolomia Principale con un clivaggio per frattura verticale immergente a N20. Nel secondo affioramento, dove la Dolomia Principale delle Lavinores sovrascorre sulla Scaglia Rossa, la roccia della prima formazione si presenta completamente cataclastica con formazione di piani immergenti da N360 a N20.

Nel tratto compreso tra il Passo di S. Antonio, Forc.^{la} Camin e fino al vallone tra Lavinores e Antruilles, il tetto della faglia è costituito dalla formazione di Heiligkreuz, mentre è formato dalla Dolomia Principale nel successivo segmento tra Antruilles e Ospitale. Questo cambio litologico nell'*hangingwall* coincide con la presenza di uno svincolo transtensivo destro, orientato N20W all'altezza della Forcella Lavinores, che ribassa il blocco orientale. Tale snodo può essersi impo-

stato su faglie distensive giurassiche le cui direzioni sono simili.

Il letto della struttura è rappresentato da una successione di età dal Triassico superiore al Cretacico la quale mostra geometrie complesse e articolate causate dal riutilizzo e/o dall'intersecazione di strutture ereditate dalla tettonica triassico-giurassica e dall'interferenza con strutture plicative legate alla fase deformativa paleogenica (DOGLIONI & SIORPAES, 1990). Si riconoscono inoltre strutture minori legate al movimento lungo la linea principale, quali *splay*, *duplex* e pieghe (Fig. 91).



Fig. 91 - Veduta della Linea del Passo di S. Antonio dal M. Sella di Fanes. Nei Calcari Grigi del Sas dles Nu, si rilevano pieghe con geometria en-echelon rispetto alla faglia; in primo piano la Dolomia Principale intensamente tettonizzata.

2.4.4. - Strutture tettoniche minori

2.4.4.1. - *Klippe* della Remeda Rossa e Piccola Croda Rossa

La struttura della Remeda Rossa-Piccola Croda Rossa si trova tra il Gruppo di Croda Rossa a SE e l'Alpe di Fosses a NW. Questa struttura fu descritta già dai geologi d'inizio secolo scorso (KOBBER, 1908) e negli anni '50 fu oggetto di studio da parte di ACCORDI (1955; 1957) che la interpretò come il risultato di

scivolamenti legati a tettonica gravitativa. Come messo in luce da vari Autori in aree attigue verso sud (DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; DOGLIONI & CARMINATI, 2008), si tratta di un sovrascorrimento associato alla tettonica compressiva W-vergente paleogenica. I rilievi evidenziano un elemento complesso costituito da un *klippe* W-vergente, le cui successioni di tetto (dai Calcari Grigi alla Maiolica) sono deformate in pieghe da chilometriche fino a metriche con piano assiale inclinato ed assi mediamente disposti intorno a N340 e inclinati da 10° a 42° (fase paleogenica) successivamente ripiegate da pieghe ad assi E-W (fase neogenica) (Fig. 92).



Fig. 92 - Veduta del fronte occidentale del klippe della Remeda Rossa-Piccola Croda Rossa. Oltre alle pieghe ad asse circa N-S (punti neri) si percepisce anche il piegamento con asse E-W della successione (linea bianca) e della superficie basale del klippe (linea rossa). In alto a destra la cima della Croda Rossa coinvolta nella struttura a fiore positiva associata alla linea della Val Salata (in blu) che taglia tutte le strutture.

Queste ultime pieghe coinvolgono anche il piano basale del sovrascorrimento. Sul piano di scorrimento, oltre a strie orientate WSW-ENE, sono state misurate strie con direzione WNW-ESE, probabilmente legate a movimento per scivolamento flessurale associato alla compressione neogenica. Sono inoltre osservabili sul terreno figure geometriche a “duomi e bacini” tipiche dell’interferenza tra due

fasi deformative con direzioni di massimo sforzo quasi perpendicolare tra loro.

A letto, è presente una successione dai Calcari Grigi alle marne del Puez. I Calcari Grigi sono piegati a scala da ettometrica a decametrica e sono interessati da piani di scollamento minori, paralleli alla superficie principale. Le marne del Puez mostrano invece strutture di taglio (tipo s-c) associate alla compressione W-vergente, ma si rilevano anche movimenti per *flexural slip* verso N e verso S, associati alla deformazione plicativa neogenica.

La superficie di sovrascorrimento affiora in modo continuo sulle pareti della Remeda Rossa (Fig. 93) e Piccola Croda Rossa, mentre risulta localmente coperta da detrito e depositi glaciali nella zona del Lago della Remeda Rossa e sul versante di Fosses. Da una prima analisi sulla geometria a grande scala della struttura non si può escludere che essa sia collegata verso oriente alla Linea di Prato Piazza di cui rappresenterebbe il fronte conservato più avanzato in *flat*.



Fig. 93 - Veduta del versante nord della Remeda Rossa dove alla base della parete si vede il sovrascorrimento con i soprastanti calcari deformati da una piega W-vergente.

2.4.4.2. - La piega coricata del Col Bechei

Questa struttura, già conosciuta nella bibliografia del secolo scorso (KOBEL, 1908; SCHWINNER, 1915; MERLA, 1931; MUTSCHLECHNER, 1932; LEONARDI, 1967), è ubicata nell'angolo sudoccidentale del foglio ed interessa l'intero Gruppo di Col Bechei fino al Lago di Limo e a Fanes Grande. È costituita da una grande piega



Fig. 94 – Pieghe ad asse N-S saturate in discordanza dal conglomerato di M. Parei (CMP), il tutto successivamente tiltato dall'evento compressivo neogenico porta in thrust la Dolomia Principale (parete giallastra in alto a destra). und durch den Hauptdolomit überschoben (gelbliche Wand oben rechts).

rovesciata e coricata vergente ad WSW, visibile lungo l'alta Val di Fanes, e posta a tetto di un sovrascorrimento a basso angolo; essa è stata successivamente deformata da due scorrimenti S-vergenti che la tagliano con rampe frontali ed oblique inclinate di circa 25° e 60° (Fig. 95).

L'unicità di questa struttura è dovuta alla presenza nella parte superiore della piega di una successione terrigena (conglomerato di Monte Parei) depositatasi in discordanza sui termini stratigrafici e tettonici della piega stessa (Fig. 94). Il sovrascorrimento S-vergente che interessa la parte sommitale della cima coinvolge invece anche il conglomerato di M. Parei permettendo una datazione relativa degli eventi che hanno portato alla costruzione della catena sudalpina (DOGLIONI & SIORPAES, 1990; KEIM & STINGL, 2000). Tale sovrascorrimento costituisce uno *splay* frontale della Linea di S. Antonio e presenta al tetto una successione di Dolomia Principale e Calcari Grigi che ricopre sia le successioni cretache di Antruilles, sia il conglomerato di Monte Parei (profilo DD' in carta).

La piega al tetto del sovrascorrimento W-vergente coinvolge una successione che va dalla Dolomia Principale, affiorante al nucleo della piega, alla Maiolica visibile al Lago di Limo. Il Gruppo dei Calcari Grigi coinvolti nella piega mostra pieghe *chevron* minori con assi congruenti ed elementi di *fault bend-folding* a scala da decametrica a ettometrica. Allo stesso sistema strutturale, secondo gli

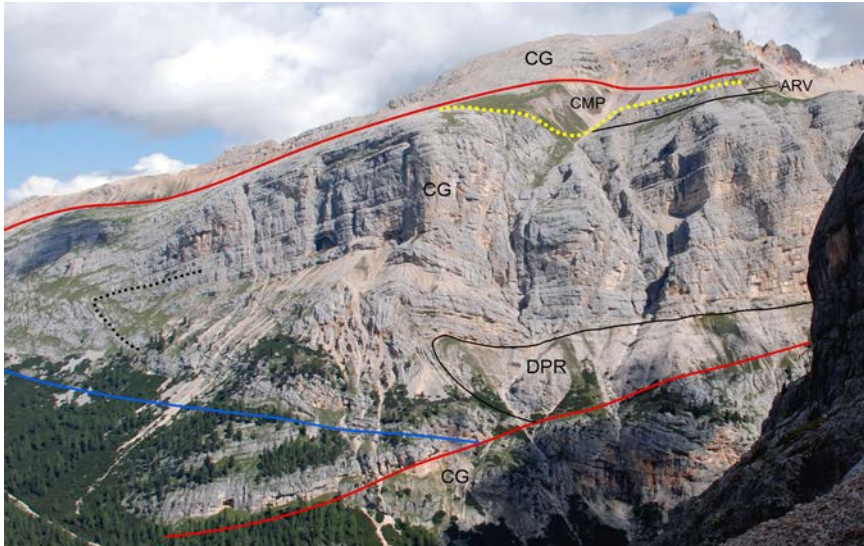


Fig. 95 - Veduta da sudovest della piega coricata del Col Bechei tagliata dai sovrascorrimenti neogenici sud vergenti (in rosso). In blu sovrascorrimento paleogenico SW vergente sviluppato sul fianco rovescio della piega coricata. DPR = Dolomia Principale, CG = Calcari Grigi, ARV = Rosso Ammonitico Veronese, CMP = conglomerato di Monte Parei.

scriventi, va associata la successione dal Giurassico al Cretacico (Calcari Grigi-Scaglia Rossa) affiorante tre chilometri verso est nella località di Antruilles.

A letto della struttura (piega coricata) sono presenti i Calcari Grigi in genere poco deformati se non in prossimità del piano di movimento.

Verso sud, lungo la parete che limita la Val di Fanes, si osserva come la struttura venga tagliata da una rampa S-vergente inclinata di circa 10° verso nord, con associate strutture plicative sempre per pieghe *chevron*, *kink band* e sovrascorrimenti minori (cfr. Fig. 79c-d).

2.4.4.3. - Zona di taglio della Linea di Cima Nove e della Val Marzon

Nel settore orientale del foglio Dobbiaco si osserva una zona delimitata da due sistemi di faglie ad andamento subverticale e direzione media NW-SE che definiscono una zona di taglio a scala chilometrica. Le due faglie bordiere del sistema sono la Linea di Cima Nove ad est e quella della Val Marzon ad ovest. Tra i due sistemi si rilevano faglie di trasferimento con variazione degli andamenti fino a N-S e caratteristiche da transtensive ad estensionali che producono strut-

ture a fiore negativo negativo (strutture a fiore di Croda dei Rondoï e del Monte Paterno-Torre Toblin) o bacini *pull-apart*. Si evidenzia come l'intero sistema, in corrispondenza agli elementi minori, tagli i sovrascorrimenti S-vergenti, con piani inclinati di circa 30° - 45° verso N. E' quindi documentata, anche in questa porzione del territorio studiato, l'esistenza di più fasi deformative che, in accordo con CAPUTO (1997) possono essere riferite alla storia compressiva neogenica.

Oltre a tratteggiare le due strutture principali si presenta di seguito una breve descrizione degli elementi tettonici più importanti associati ai movimenti delle due faglie bordiere. Come per altre zone del territorio studiato, anche in questo caso non si esclude che, almeno in parte, le ondulazioni delle superfici principali e i trasferimenti della deformazione da una faglia ad una sua vicariante, possano essere connesse all'intersezione con geometrie ereditate dalla paleogeografia e dalla paleotettonica.

Linea di Cima Nove

Si tratta di un sistema di faglie con orientazione prevalente NW-SE (*Crode Fiscaline Line* in CAPUTO, 1997) che attraversa i gruppi montuosi delle Dolomiti di Sesto per un'estensione di circa 10 km. L'insieme delle faglie sembra continuare a SE nel gruppo della Croda da Toni (NERI *et alii*, 2007). La cinematica è

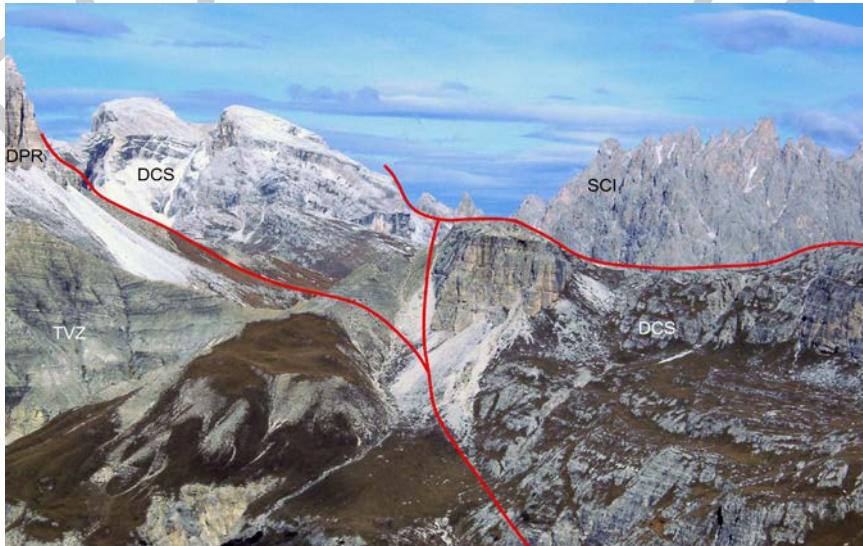


Fig. 96 - Blocchi allungati e ribassati compresi nella zona di taglio a sud ovest della Linea di Cima Nove: la Rocca dei Baranci, in alto a destra è costituita dalla formazione dello Sciliar (SCI), le Cime del Piano, in Dolomia Cassiana (DCS) e formazione Heiligkreuz e la Torre dei Scarperi in formazione di Travenanzes (TVZ) e Dolomia Principale (DP) (sinistra e centro foto) formano la parte ribassata.

prevalentemente trascorrente destra, come messo in evidenza anche dalla tipica struttura a coda di cavallo (*horsetail faults*) presente nella sua terminazione settentrionale. Nel settore centrale, tra Rocca dei Baranci (2966 m) e Cima dei Tre Scarperai (3145 m) a NE e le Cime del Piano - Croda del Passaporto a SW, l'insieme delle strutture è caratterizzato da una dominante componente transtensiva che ribassa con geometrie a blocchi allungati il settore sud occidentale (Fig. 96).

Linea della Val Marzon

La faglia della Val Marzon ha una direzione circa NW-SE, un assetto subverticale ed una cinematica prevalentemente trascorrente destra; è presente anche una componente verticale (distensiva) con leggero abbassamento del blocco orientale rispetto a quello occidentale, con rigetti comunque modesti. Risulta molto evidente verso sud nella Valle Ansiei (oltre il limite del foglio) e fino ad ovest delle Tre Cime di Lavaredo (NERI *et alii*, 2007), mentre verso nord si segue lungo tutto il lato destro della Valle di Landro con frequenti vicarianti che mostrano una storia polifasica con cinematica sia sinistra che destra. Ad occidente del F. Rienza, nei gruppi montuosi de Il Dosso, Casamuzza e M. Serla, si rilevano ancora faglie con la medesima direzione e cinematica polifasica, che dislocano la struttura della Linea del Monte Serla e che potrebbero rappresentare la continuazione verso nord-ovest della stessa struttura, almeno nelle ultime fasi neogeniche.

Struttura a fiore del Monte Paterno-Torre di Toblin

All'estremità sud orientale del foglio in corrispondenza al Monte Paterno-Torre di Toblin si rileva una struttura a fiore negativo all'interno della zona di taglio destro prima descritta. Il fiore negativo ha andamento da NNW-SSE a N-S ed è bordata, a est, dalla Linea di Cima Nove e, ad ovest, dalla Faglia di Monte Paterno. Quest'ultima è caratterizzata da una geometria articolata, composta da segmenti N-S e NNW-SSE, con assetto ad alto angolo ed immersioni generali verso est. I movimenti di entità maggiore sono di carattere transtensivo con abbassamento del blocco orientale costituito dalla Dolomia Principale della Torre di Toblin e del Monte Paterno che viene messa in contatto laterale, in prossimità del Rifugio Locatelli, con la formazione di Travenanzes o con termini più antichi.

La struttura a fiore di Croda dei Rondoï

Nella porzione centrale della zona compresa tra le linee di Cima Nove e della Val Marzon, a partire dalla Cima Bulla a nord, attraverso la Croda dei Rondoï e fino ai Monti Rudo a sud, è presente un'altra notevole ed evidente struttura a fiore negativo. Essa ha una geometria allungata in direzione NNW-SSE ed è bordata da un fascio di faglie subverticali a doppia cinematica *dip slip* e trascorrente, immergenti a NE (ad ovest) e dalle antitetiche immergenti a SW (ad est) che progressivamente ribassano il blocco centrale costituito interamente da Dolomia

Principale. Quest'ultima è messa a contatto sia ad est che ad ovest con successioni più antiche (fm. dello Sciliar, Dolomia Cassiana, fm. di Heiligkreuz e fm. Travenanzes). La struttura a fiore si estende trasversalmente per circa 3 km ed è riconoscibile longitudinalmente per circa 8-9 km. Verso nord essa si sfrangia per la progressiva perdita d'importanza delle singole faglie e i rigetti si riducono progressivamente trasferendosi alla Linea di Cima Nove. A sud, le faglie bordiere convergono e si innestano sulla Linea della Val Marzon. Da notare che la Dolomia Principale è interessata da diversi sovrascorrimenti visibili in parete. Tali sovrascorrimenti hanno piani poco inclinati, immergenti a nord e sono tagliati dalle faglie bordiere della struttura a fiore o dalle loro vicarianti. La fase compressiva responsabile dei sovrascorrimenti è quindi precedente alla formazione del fiore negativo.

Associata alla Linea della Val Marzon ed in prosecuzione meridionale della struttura a fiore dei Rondoï si osserva un fiore negativo in corrispondenza della Croda dell' Arghena, tra M. Piana e le Tre Cime di Lavaredo. Come nella struttura precedentemente descritta anche qui la Dolomia Principale della cima è fortemente ribassata e messa a contatto verso ovest con la Dolomia Cassiana dello Scoglio di San Marco e verso est con la successione carnica di Longeres. All'interno del fiore, sulle pareti di Dolomia Principale si osservano inoltre sovrascorrimenti S-vergenti con piani inclinati verso nord di circa 30° , confinati tra le faglie bordiere.

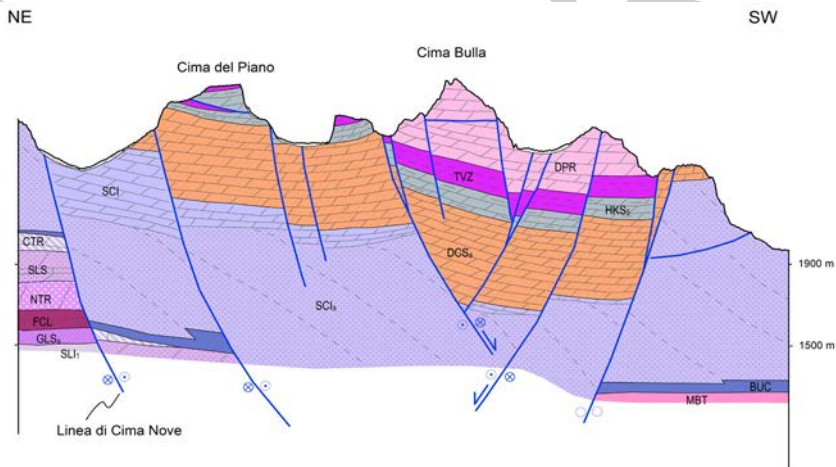


Fig. 97 - Profilo geologico attraverso la struttura a fiore negativo di Croda dei Rondoï.

2.4.4.4. - Sistema di faglie del Sasso del Signore

Nella parte centro settentrionale del foglio tra la valle di Braies Nuova e Vecchia, si osserva un insieme di linee trascorrenti sinistre con componente distensiva, subverticali e ad andamento prevalente NNE-SSW, le quali tagliano sia le coperture sedimentarie che il basamento metamorfico sudalpino. Si seguono con continuità dall'Altopiano di Fosses a sud, fino alla Val Pusteria a nord. Si perdono all'interno del basamento metamorfico e sembrano non arrivare a dislocare la Linea della Pusteria (Lineamento Insubrico).

Queste faglie mostrano rigetti di qualche centinaia di metri, apprezzabili soprattutto nel tratto in cui tagliano la successione sedimentaria dal Permiano all'Anisico. Molte di queste faglie presentano in pianta un andamento arcuato per un progressivo cambio di direzione da circa N-S nella zona meridionale fino a NNE-SSW nella porzione settentrionale. A questo cambio di direzione è associato anche un cambio nella cinematica: a sud prevale la componente distensiva con ribassamento verso est del blocco di tetto, mentre a nord prevale la componente trascorrente sinistra. Si nota infine che queste faglie risultano essere l'elemento strutturale più recente: infatti dislocano le strutture compressive N-vergenti della fase neoalpina come ad esempio la Linea della Val Foresta.

3. - CENNI DI NEOTETTONICA

(C. Morelli)

Nell'area del Foglio Dobbiaco non sono finora state segnalate faglie ad attività recente che dislocano depositi quaternari. Anche la sismicità dell'area può essere considerata molto bassa (vedi §1 del Cap. VII).

Nel corso del rilevamento del presente foglio si segnala per la prima volta la presenza di faglie ad alto angolo che tagliano i depositi quaternari. In particolare nella bassa Val di Casies poco a NE di Monguelfo, tra le rovine di Castel Thurn e Castel Monguelfo, i conglomerati del sintema di Monguelfo sono dislocati da numerose faglie subverticali dirette, ad andamento NE-SW, con rigetti visibili variabili da pochi centimetri fino a 60 cm (Fig. 98). Esse causano un abbassamento relativo dei settori a sud-est rispetto a quelli a nord-ovest. Le faglie sono particolarmente evidenti nei conglomerati, ma sono presenti anche nei depositi quaternari sottostanti (litofacies a, b e c in § V.4.2.1)

La particolare persistenza e continuità laterale delle dislocazioni, unita alla facies alluvionale dei depositi che sono coinvolti nel movimento, porta ad escludere che si possa trattare di dislocazioni legate ad un contesto di contatto glaciale. Inoltre, dislocazioni con identico andamento e cinematica transtensiva sinistra coinvolgono anche il sottostante substrato roccioso come è stato evidenziato dallo



Fig. 98 - Faglie subverticali nei conglomerati del sintema di Monguelfo qui evidenziate dall'erosione selettiva dovuta alla maggiore cementazione in corrispondenza dei piani di faglia. Località: scarpata ad ovest di Castel Monguelfo.

studio degli affioramenti di filladi posti nel tratto iniziale della strada ciclabile che corre lungo il corso del Rio di Casies.

Nei conglomerati le faglie sono particolarmente visibili per la presenza di una cementazione preferenziale lungo i piani stessi, messa in evidenza dall'erosione successiva (Fig. 98). Se si esamina in dettaglio la disposizione dei clasti lungo i piani di faglia si può notare che essi risultano ruotati rispetto alla posizione originale, con disposizione dell'asse maggiore parallela al piano di faglia stesso, nella stessa direzione in cui è avvenuto il movimento (Fig. 99). Ciò indica che la fagliazione è avvenuta prima della cementazione del deposito.

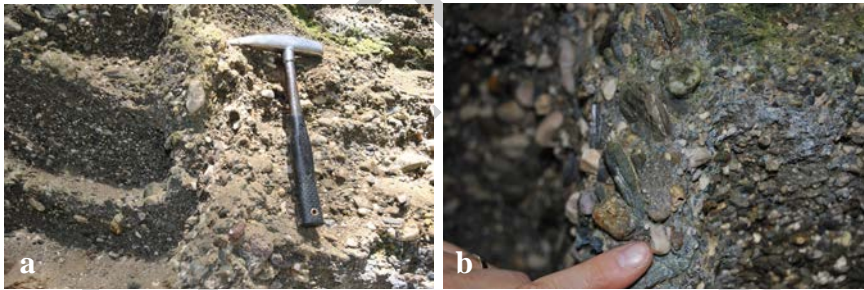


Fig. 99 - Particolari della figura precedente: a) uncinatura degli strati in prossimità del piano di faglia con rotazione dei clasti; b) rotazione dei clasti allungati lungo il piano di faglia con disposizione dell'asse maggiore parallela al piano di faglia stesso, nella stessa direzione in cui è avvenuto il movimento. Località: scarpata ad ovest di Castel Monguelfo.

Dal rilevamento di dettaglio della zona risulta inoltre che le facies conglomeratiche di tetto del Sintema di Monguelfo (litofacies d in § V.4.2.1) presenti sul dosso in cui si trova Castel Monguelfo sono abbassate di almeno 10 m rispetto a quelle presenti nella sezione subito a NW sotto le rovine di Castel Thurn. Per cui la faglia principale è probabile che sia allineata proprio lungo il corso del Rio di Casies che presenta in questo tratto un andamento NE-SW.

Il sintema di Monguelfo è stato inquadrato nel Pleistocene superiore e dubitativamente nel Pleistocene medio per cui le faglie che ne tagliano i depositi sono sicuramente più giovani. Dallo schema strutturale allegato alla carta si può inoltre notare come la faglia individuata sia compatibile per cinematica ed orientazione con il sistema di faglie di Sasso del Signore, presenti subito a sud e precedentemente descritte.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

1. - SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA (A. Viganò)

I cataloghi attualmente disponibili in letteratura riguardanti i terremoti storici per le Alpi centro-orientali (Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI15; ROVIDA *et alii*, 2016) evidenziano una distribuzione non uniforme della sismicità, la quale è concentrata lungo la fascia prealpina ed in Pianura Padana. Il terremoto del Veronese (1117 AD) ad oggi rappresenta l'evento più importante, di cui si abbiano testimonianze, per l'intera Italia settentrionale (GUIDOBONI *et alii*, 2005).

Nella porzione interna della catena alpina la sismicità non-strumentale in epoca storica è piuttosto scarsa, come confermato anche dalle recenti analisi riguardanti la sismicità storica nel Tirolo (HAMMERL, 2015). In particolare, per l'area del Foglio 16 "Dobbiaco" e le zone limitrofe, gli eventi sismici contenuti nel catalogo CPTI15 (per il periodo temporale 1000-1980) sono riportati in Tabella 2.

Per quanto riguarda la sismicità di tipo strumentale il monitoraggio sismico in Provincia Autonoma di Bolzano è effettuato, a partire dall'anno 2006, tramite una rete di stazioni equipaggiate con sensori tridimensionali a larga banda e trasmissione dati in continuo (7 stazioni nel 2016). Le registrazioni sismiche ottenute da queste stazioni sono integrate ed elaborate insieme ai dati derivanti da altre stazioni sismiche limitrofe appartenenti ad altre reti di monitoraggio (vedi distribuzione stazioni in Fig. 100).

La Figura 100 mostra anche la distribuzione della sismicità strumentale sulla base delle localizzazioni contenute nel Catalogo Sismico dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) tra il 1 gennaio 1988, momento a partire dal quale i dati sono trattati in formato digitale, ed il 15 agosto 2016.

La sismicità registrata nell'area (circa 1780 eventi rappresentati in mappa)

interessa la crosta superiore ed è fortemente concentrata lungo i fronti alpini meridionali (Prealpi Venete e Friulane) dove si registrano anche gli eventi sismici più importanti (magnitudo locali $M_L > 3.0$). Nell'area dolomitica invece, per il periodo temporale considerato, la sismicità strumentale è piuttosto rara e presenta magnitudo massime attorno a 3 (cfr. VIGANÒ *et alii*, 2015).

Tabella 2 - *Terremoti riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15; ROVIDA et alii, 2016) con epicentro all'interno o in prossimità dell'area interessata dal Foglio 16 "Dobbiaco" (in ordine cronologico). L'intensità epicentrale (I_0) è espressa secondo la scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). La magnitudo momento (M_W) non deriva da misurazioni strumentali (comunque usate se disponibili) ma da dati macrosismici.*

ID	Data [gg/mm/aa]	Orario [hh:mm]	Lat [°N]	Long [°E]	Intensità epicentrale [MCS]	Magnitudo momento [-]	Area epicentrale [-]
1	01/09/1850	09:45	46.803	11.951	VI	4.6	Val Pusteria
2	27/05/1862	01:20	46.735	12.384	V-VI	4.8	Sillian
3	11/11/1911	18:09	46.810	12.320	V-VI	4.4	Kalkstein
4	14/05/1930	00:01	46.609	12.347	V-VI	4.9	Cadore

La Tabella 3 elenca i terremoti con magnitudo locale $M_L \geq 1.8$ aventi soluzione epicentrale ricadente nell'area del foglio (cfr. riquadro giallo in Fig. 100). Essi riguardano eventi sismici verificatisi sia lungo la Val Pusteria sia nell'area dolomitica poco più a meridione, localizzati a profondità massime calcolate di circa 17-18 km. In particolare, gli eventi più significativi sono quelli della Val di Casies, avvenuti nel 1997, 2008 (2 eventi) e 2013. Il sisma di magnitudo locale pari a 3.2 del settembre 1997 è l'evento più importante all'interno dell'area di studio qui considerata.

In base ai più recenti studi in campo sismotettonico e geodinamico, la deformazione (e la sismicità) di questo settore di catena alpina è da mettere in relazione, in un quadro più ampio, alla spinta della microplacca adriatica ed alla presenza di una zona di transizione fra tre principali domini (Adria, Europa, Pannonia) (SLEJKO *et alii*, 1989; REINECKER & LENHARDT, 1999; VIGANÒ *et alii*, 2015). Dal punto di vista neotettonico l'area in esame è interpretata come soggetta ad un generale sollevamento (REINECKER & LENHARDT, 1999) anche se emerge chiaramente l'importante contributo, in termini di ripartizione degli sforzi tettonici e di comportamento reologico crostale, derivante dalla presenza di grandi lineamenti tettonici a scala alpina quali il Lineamento Periadriatico (REINECKER & LENHARDT, 1999; CAPORALI *et alii*, 2013; MAROTTA & SPLENDORE, 2014).

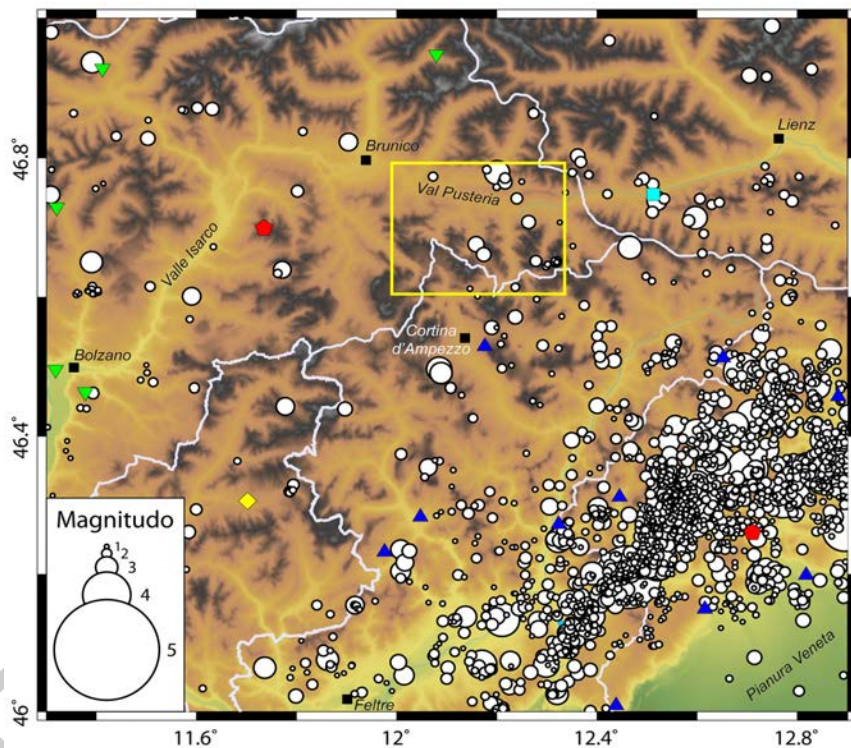


Fig. 100 - Distribuzione della sismicità strumentale (1 gennaio 1988 - 15 agosto 2016) nell'area dolomitica e zone limitrofe. Il riquadro in colore giallo indica l'area relativa al Foglio 16 "Dobbiaco". Le localizzazioni sono ricavate dal catalogo sismico dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS; www.crs.inogs.it). Sono rappresentate in mappa le stazioni sismiche appartenenti alle reti Alto-Adige (triangoli verdi), Trentino (diamante giallo), Austria (quadrato azzurro), ed a quelle dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, pentagoni rossi) e dell'OGS (triangoli blu).

Tabella 3 - Terremoti localizzati per via strumentale, con magnitudo locale $M_L \geq 1.8$ ed epicentro all'interno dell'area interessata dal Foglio CARG Dobbiaco (in ordine cronologico; cfr. Fig. 100). L'orario indicato è quello UTC (Coordinated Universal Time).

ID	Data [gg/mm/aa]	Orario [hh:mm:ss]	Lat [°N]	Long [°E]	Profondità [km]	Magnitudo locale	Località
1	13/04/1989	09:14:12	46.652	12.277	9.1	2.2	Monte Paterno
2	08/04/1990	09:16:37	46.708	12.263	18.3	2.4	San Candido
3	27/04/1990	04:22:44	46.742	12.239	15.5	2.2	Dobbiaco
4	13/07/1997	02:59:12	46.676	12.158	13.8	2.6	Picco di Vallandro
5	17/07/1997	06:11:33	46.661	12.173	17.0	2.5	Picco di Vallandro
6	29/09/1997	21:01:34	46.779	12.200	8.2	3.2	Colle di Dentro (Val di Casies)
7	12/08/2008	00:44:19	46.771	12.216	14.3	2.1	Colle di Dentro (Val di Casies)
8	12/08/2008	03:52:23	46.765	12.216	16.8	2.4	Colle di Dentro (Val di Casies)
9	29/01/2011	20:06:35	46.773	12.072	8.3	1.9	Lago di Valdaora
10	06/09/2011	22:14:28	46.614	12.236	7.8	1.8	Monte Piana
11	10/06/2013	18:39:20	46.649	12.316	11.7	1.8	Punta dei Tre Scarperi
12	26/07/2013	10:35:41	46.783	12.179	14.1	1.8	Colle di Dentro (Val di Casies)
13	13/07/2014	05:35:35	46.651	12.319	11.8	1.9	Punta dei Tre Scarperi

La Fig. 101 mostra i livelli della cosiddetta pericolosità sismica di base, secondo la definizione contenuta nelle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008), espressa in termini di accelerazione orizzontale massima attesa in condizioni di campo libero (ossia in assenza di opere o costruzioni) su sito di riferimento rigido (definizione in NTC, 2008) e superficie topografica orizzontale. Partendo da tale dato la progettazione antisismica deve rispondere ai criteri progettuali definiti dalla normativa tecnica nazionale, costituita dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC, 2008): le azioni sismiche di progetto devono tenere conto del

periodo di riferimento della costruzione (vita nominale e classe d'uso dell'opera) e delle condizioni stratigrafiche e topografiche locali.

Il territorio compreso all'interno dell'area del foglio Dobbiaco presenta valori di accelerazione orizzontale massima a_g , su sito di riferimento rigido (roccia), compresi tra 0.050 e 0.100 g, dove g è pari all'accelerazione di gravità (9.81 m s^{-2}) (Fig. 101). Nel territorio della Provincia Autonoma di Bolzano l'area occidentale al confine con la Svizzera possiede i valori più elevati. Buona parte del territorio presenta valori di accelerazione comunque inferiori a 0.050 g (Fig. 101).

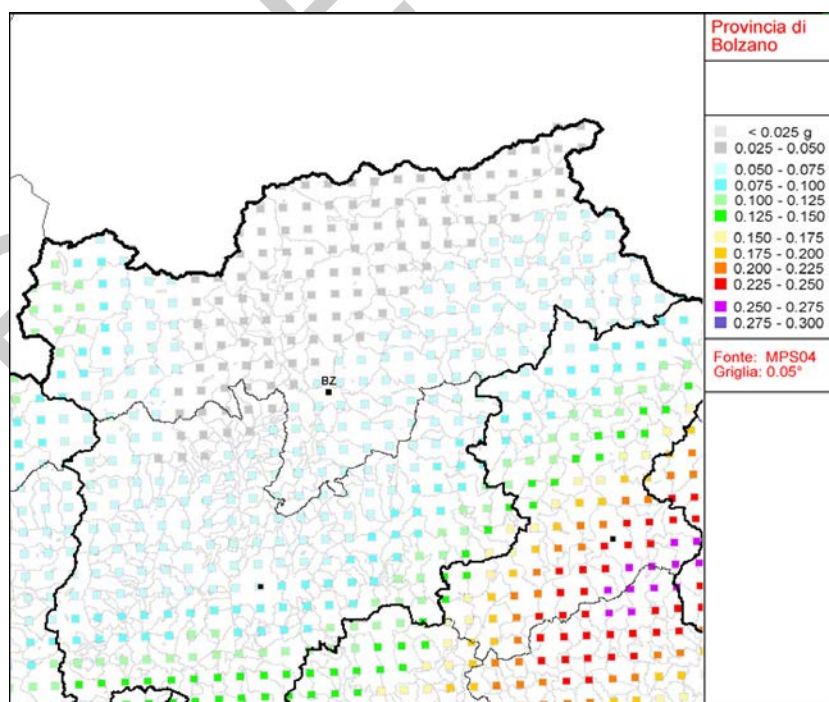


Fig. 101 - Mappa di pericolosità sismica di base della Provincia Autonoma di Bolzano, estratta dalla mappa di pericolosità sismica di riferimento nazionale (GRUPPO DI LAVORO MPS, 2004). I valori di accelerazione al suolo (in scala di colore) sono rappresentati secondo una griglia con passo 0.05° . La pericolosità sismica di base è valida per un tempo di ritorno pari a 475 anni (<http://zonesismiche.mi.ingv.it>).

2. - STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE

(C. Carraro, C. Morelli, C. Siorpaes & C. Strada)

Il territorio del foglio Dobbiaco ricade per lo più nella zona altimetrica di media-alta montagna ed è caratterizzato da alti valori di energia del rilievo. L'assetto geologico regionale e le strutture tettoniche presenti hanno condizionato non solo lo sviluppo delle valli e del paesaggio, ma determinano in maniera evidente anche la distribuzione e le caratteristiche dei fenomeni di dissesto gravitativo. Circa il 60% delle aree di substrato del foglio Dobbiaco sono composte da rocce della successione dolomitica; il restante 40% del territorio è occupato da rocce del basamento metamorfico. Le prime litologie sono presenti nella fascia centro-meridionale mentre le seconde sono confinate nella zona settentrionale.

I movimenti di versante occupano in media il 3% del territorio del foglio ma presentano una distribuzione numerica ed areale non uniforme che riflette per lo più la natura litologica del substrato.

La maggiore estensione areale dei fenomeni si ha nella fascia a cavallo della Val Pusteria, dove affiorano le litologie filladiche del basamento metamorfico (densità di frana pari a quasi il 6% del territorio) ed i litotipi a comportamento plastico della successione sedimentaria permo-cenozoica (Formazione di Wengen, di San Cassiano e del Fernazza). Nelle aree in cui sono presenti tali rocce, anche nei casi in cui sono intercalate a rocce coerenti o semicoerenti, si instaurano per lo più fenomeni franosi di scivolamento e colata; non mancano i fenomeni franosi complessi.

Entrambi i versanti della Pusteria presentano settori con instabilità in atto evidenziati dalla presenza di nicchie di distacco, anche di grandi dimensioni, a cui si associa un corpo di frana riconoscibile da un abbassamento relativo dei settori del versante sottostante, con forme quali gradonature e scarpate secondarie. Spesso coinvolta nel movimento risulta la spessa coltre di alterazione superficiale delle rocce metamorfiche che presenta caratteristiche geotecniche simili ad un detrito ad abbondante matrice argillosa con bassa permeabilità e forte propensione ad imbibirsi d'acqua con la conseguente formazione di pressioni interstiziali.

In molti di questi casi non sono presenti segni di movimenti recenti, ma in particolari condizioni, quali ad esempio periodi prolungati di precipitazioni meteoriche anche intense, è possibile una ripresa del movimento.

In varie situazioni le frane superficiali sono diffuse su ampi settori di versante: spesso sono solo associate a fenomeni di erosione, ma a volte esse possono essere collegate a dissesti più ampi e profondi (deformazioni gravitative profonde di versante) riconoscibili dalla presenza di forme tipiche come scarpate, gradini di scivolamento e trincee.

La fascia di affioramento del basamento Austroalpino presenta la più bassa percentuale di frane in rapporto alla superficie (densità di frana ca. 1%). Le frane

di maggiore dimensioni sono concentrate sul versante destro della valle dell'Alpe di S. Silvestro. Esse sono impostate sulle filladi dell'unità del Thurntaler e sui paragneiss a bande dell'unità di Anterselva e sono collegate a una vasta area interessata da una deformazione gravitativa profonda, che coinvolge tutto il versante meridionale compreso tra il Cornetto di Confine e il Corno di Fana e si estende verso sud a interessare anche il versante di Laste di S. Silvestro.

L'area dolomitica è caratterizzata da un numero di frane molto elevato legato principalmente ai movimenti di crollo; di contro la densità areale¹³ degli accumuli è solo di circa il 3 % con una distribuzione disomogenea. La maggior concentrazione delle frane si ha nella fascia di affioramento delle litologie anisiche e ladiniche a forte contenuto marnoso-argilloso. Frane particolarmente estese sono presenti nella bassa Valle di Braies Vecchia, in prossimità degli affioramenti della Formazione di Wengen: in destra idrografica tutto il versante di Malga Saar compreso tra P.ta del Monego e Rocce della Chiesa è interessato da frane coalescenti a diverso grado di attività; più a valle in sinistra idrografica il versante a SE di M. Riva è coinvolto in un ampio movimento complesso.

Non mancano inoltre fenomeni di scivolamento traslativo chiaramente favoriti dalla presenza di versanti in cui la stratificazione ha una disposizione a franapoggio. Situazioni di questo tipo sono state osservate in varie località, ad es. a N di Cima di Limo e ad E della Croce del Gris (Gruppo della Croda Rossa d'Ampezzo).

Le frane per crollo occorrono per lo più nelle rocce carbonatiche, favorite dall'assetto tettonico e stratigrafico locale dove un ruolo fondamentale è svolto dalla presenza della fratturazione più o meno spinta. Ove sono presenti alternanze di litotipi a comportamento rigido (formazione dello Sciliar, Dolomia Cassiana, Dolomia Principale e Gruppo dei Calcari Grigi) e plastico (Formazione di Wengen, di San Cassiano e del Fernazza), con disposizione a franapoggio o in condizioni morfologiche particolari (presenza di alte pareti subverticali), si verificano spesso anche movimenti il cui cinematismo iniziale è riconducibile al ribaltamento. Non sono noti tramite il rilevamento CARG e gli archivi consultati fenomeni di espansione laterale come in altre aree dolomitiche.

I depositi di crollo più estesi, spesso riconducibili a dei veri e propri *rock avalanche*, sono stati già descritti nel paragrafo frane del capitolo stratigrafia (§ 4.4.2.6.).

In tempi recenti movimenti di versante simili hanno destato un grande interesse e clamore mediatico; essi hanno coinvolto Cima Una in Val Fiscalina nel 2007 (poco oltre il limite orientale del foglio) e la Piccola Croda Rossa in Val di Braies nel 2016.

In particolare il *rock avalanche* della Piccola Croda Rossa ha interessato il

¹³ La densità areale in questo caso è molto minore dell'indice di franosità poiché molti dei crolli presenti occupano aree trascurabili e spesso essi non sono distinguibili dal detrito di versante.

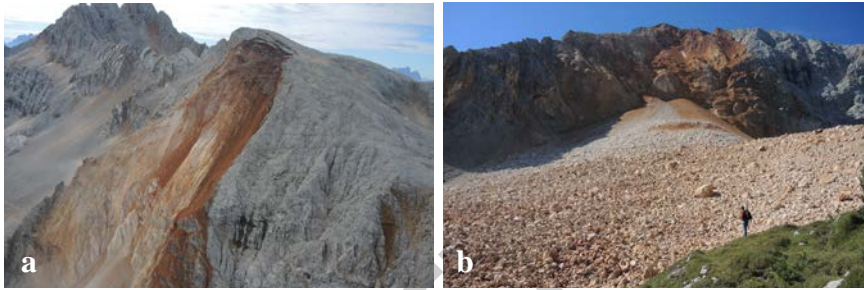


Fig. 102 - Rock avalanche della Piccola Croda Rossa: a) nicchia di distacco con evidenti fenomeni di alterazione per carsismo; b) zona di accumulo: da notare le dimensioni relativamente ridotte del detrito sulla superficie del corpo di frana.

versante nord della parete (Fig. 102a). Il momento parossistico del crollo si è verificato alle ore 23.57 del 19 agosto 2016, come confermato dalle registrazioni della rete sismica della Provincia Autonoma di Bolzano. Il processo era già in atto da alcuni giorni con apertura lungo la zona di vetta, a una quota prossima ai 2835 m, di numerose fratture di trazione, delle quali la superiore aveva una lunghezza stimata di ca. 230 m. La nicchia di distacco, impostata all'interno del Gruppo dei Calcari Grigi, ha interessato uno spessore di ca. 25 m di materiale roccioso in parte cataclasato, fratturato (la massa coinvolta è parte del tetto di un importante sovrascorrimento) ed attraversato da diffusi ed estesi processi carsici. I successivi dati ottenuti da rilievo aerofotogrammetrico, confrontati con il modello digitale del terreno del 2010, hanno confermato che si tratta di una delle più grandi frane recenti in ambiente dolomitico di cui si ha testimonianza diretta, con coinvolgimento di un volume complessivo di materiale crollato pari a 1.600.000 m³. Il volume totale depositato al piede è pari a 2.400.000 m³ con un incremento naturale di volume (per la presenza dei vuoti nel corpo di frana) pari al 50%.

La superficie in pianta interessata complessivamente dalla nicchia di distacco ammonta a ca. 7 ettari, mentre la zona di accumulo del corpo di frana è di ca. 14 ettari, con una distanza massima dal piede del versante di circa 500 m. La maggior parte dei blocchi arrestatisi al piede del versante presenta granulometria inferiore a 1 m³; solo nella zona più distale del deposito sono osservabili alcuni blocchi con volumi prossimi a 5 m³ (Fig.102b).

Al momento della pubblicazione di queste note, si stanno ancora verificando ulteriori piccoli distacchi dalla zona della nicchia di frana.

Tra i fenomeni d'instabilità di versante, molto diffuse soprattutto nell'area dolomitica, sono le colate detritiche (*debris flow*). Esse interessano soprattutto i versanti acclivi delle valli dolomitiche più strette che presentano alti valori di energia di rilievo, caratterizzati sia da impluvi, sia dalla presenza in quota di spesse coltri

detritiche, che fungono da area sorgente. In presenza di queste cause predisponenti l'innesco coincide con precipitazioni temporalesche brevi e intense, che possono dar luogo allo sviluppo di rii temporanei, caratterizzati anche da flusso a carattere turbolento. Le zone di accumulo di questi eventi sono generalmente confinate nella parte mediana ed inferiore dei numerosi conoidi detritici e misti che formano il raccordo tra il versante e l'adiacente fondovalle, come ad esempio il conoide di Cimabanche e quello allo sbocco della Val di Gotres. In taluni casi gli eventi di colata, canalizzati o meno, arrivano ad intercettare la rete viaria o altre infrastrutture causando notevoli danni, come avviene ad esempio lungo i canali del versante sinistro del F. Rienza, dal Lago di Landro verso Dobbiaco e lungo il versante destro del Rio Felizon. In quest'ultima zona negli anni 1992, 1997 e 1998 le colate, innescatesi per lo più nei mesi di luglio ed agosto, hanno intercettato la sottostante S.S. 51 di Alemagna in più punti (almeno 5), interrompendo la circolazione per qualche ora.

3. - EVENTI ALLUVIONALI

(P. Macconi)

Il paese di Dobbiaco (1240 m. s.l.m.) sorge in corrispondenza dello spartiacque tra il bacino della Rienza, le cui acque scorrono poi verso il Mar Adriatico, e quella della Drava, le cui acque afferiscono al Danubio. La notevole disomogeneità geologica dell'area si riflette in una grande varietà di fenomeni idraulici: da colate granulari, tipiche di alcuni conoidi dolomitici, si passa a colate ricche di matrice fangosa e ad alluvionamenti tipici dei fondovalle.

I due principali nodi idraulici sono localizzati in corrispondenza degli abitati di Monguelfo (confluenza tra Fiume Rienza e Rio di Casies) e San Candido (confluenza tra Fiume Drava e Rio di Sesto).

Gli eventi alluvionali che hanno maggiormente segnato il territorio e le popolazioni dell'Alta Val Pusteria sono quelle verificatesi negli anni 1882 e, più localmente, nel 1966. Nel 1882, a metà settembre e successivamente a fine ottobre, precipitazioni eccezionali, accompagnate dallo scioglimento della neve appena caduta in quota, causarono piene devastanti in tutto il Tirolo storico e in altre zone alpine. Gli ampi interventi di disboscamento condotti sui versanti aggravarono i fenomeni erosivi e di conseguenza le piene, caratterizzate da enormi quantità di sedimenti e legname flottante. I danni furono ingentissimi, in particolare tra Dobbiaco e Brunico, come testimoniato da preziose fotografie dell'epoca. Praticamente tutti i corsi d'acqua della regione furono interessati da fenomeni di alluvionamento, tanto che tutti i centri abitati risultarono isolati. La ferrovia, appena realizzata, subì 137 interruzioni; a Dobbiaco vennero distrutti tutti i ponti sul Rio San Silvestro e si riuscì solo in parte a deviare l'esondazione del rio in paese; a

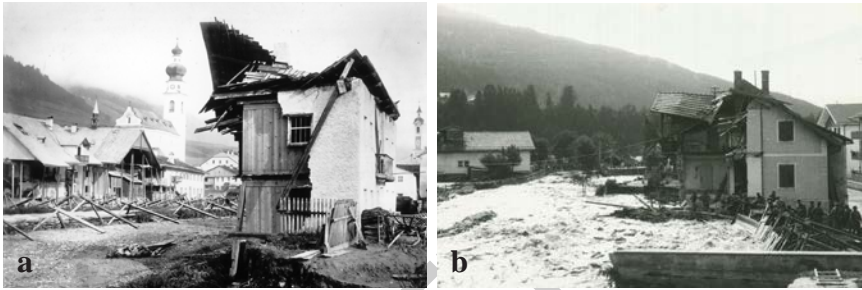


Fig. 103 - a) Danni a Villabassa a seguito dell'alluvione del 1882. b) Monguelfo: piena del Rio di Casies durante l'alluvione del 1966.

Villabassa gran parte delle case vennero letteralmente portate via dalla corrente o parzialmente distrutte (Fig. 103a).

Monguelfo, localizzata proprio nel cuneo della confluenza tra Rio di Casies e il Fiume Rienza, subì la contemporanea piena dei due corsi d'acqua; anche qui la maggior parte degli edifici subì danni gravissimi. La piena della Rienza proseguì verso la media e la bassa Pusteria, non risparmiando il centro abitato di Brunico. L'alluvione di settembre si ripeté a fine ottobre, causando meno danni ma distruggendo gran parte degli interventi appena realizzati.

Al di là dello spartiacque le conseguenze non furono meno gravi: a San Candido ben 38 case vennero distrutte o lesionate, mentre la fertile piana a valle del paese venne ricoperta di sedimenti o erosa dalla Drava.

L'alluvione del 1882 segnò un momento storico nella gestione del territorio e degli eventi naturali, poiché portò alla fondazione dei cosiddetti "Bacini montani", che ancora oggi in Austria e in Trentino-Alto Adige hanno importanti compiti di difesa del suolo e di mitigazione del rischio idrogeologico.

Nel 1966 si verificò nuovamente un doppio evento alluvionale: il primo a metà agosto ed il secondo, su scala nazionale, ad inizio novembre. La prima alluvione causò enormi danni a Monguelfo, dove il Rio di Casies ripeté gli effetti del 1882. La seconda si concentrò maggiormente sul bacino del Rio di Sesto e della Drava, con pesanti conseguenze sugli abitati di Moso e Sesto, situati poco ad est del limite del foglio.

Numerose sono le testimonianze di ulteriori eventi alluvionali sulla Rienza (bacino di 580 km² in corrispondenza di Perca); i principali di cui sia abbia notizia risalgono agli anni 1493, 1554, 1649, 1817, 1823, 1851, 1868, 1885 e 1888 (anno in cui si verificarono ben 5 eventi distinti).

Il regime idrologico e i flussi di sedimento della Rienza sono oggi fortemente condizionati dallo sbarramento di Valdàora.

Nella valle di Landro il bacino della Rienza è caratterizzato da estesi fenomeni di carsismo e raramente il fiume è soggetto a piene pericolose. In compenso gli

affluenti laterali, solitamente privi di portata di base, sono estremamente attivi; in particolare vanno menzionati il Rio Troghe, il cui bacino è caratterizzato da ampie aree erosive e il Rio di Gosse, che rappresenta un costante pericolo per la strada statale Alemagna.

Il primo affluente significativo in destra orografica della Rienza è il Rio di San Silvestro (33 km² di bacino) che, oltre agli eventi già menzionati, provocò nel 1821 e nel 1823 l'alluvionamento di numerose abitazioni a Dobbiaco e nel 1743 e nel 1857 la distruzione pressoché totale dell'abitato omonimo.

A Monguelfo la Rienza accoglie le acque del Rio di Casies (o Rio Pudio, bacino di 144 km²), di cui si conoscono gli eventi risalenti agli anni 1827, 1867, 1871, 1882, 1885, 1888, 1891. Il paese sorge proprio alla confluenza del rio con la Rienza ed è stato soggetto più volte ad alluvionamenti, sia per esondazione che per fenomeni di occlusione. Subito a monte del paese si trova il tratto più ripido e pericoloso del rio. Più a monte si apre un ampio fondovalle caratterizzato da pendenze limitate; qui il corso d'acqua, originariamente sinuoso, è stato sottoposto a lavori di rettifica.

Gli affluenti più pericolosi della parte inferiore del bacino del Rio Casies si concentrano sull'orografica destra, Rio Tesido, il Tovo della Roda (T. Rudl), Rio del Molino. Spesso i detriti trasportati da questi rivi hanno occluso il torrente principale provocando fenomeni di riflusso e conseguente allagamento del fondovalle. L'orografica sinistra della Valle di Casies è invece caratterizzata da quote minori e versanti più stabili.

Il corso inferiore del Rio Anterselva (bacino di 114 km²) ha pendenze piuttosto basse e non è di norma soggetto a fenomeni parossistici di trasporto solido; molto pericolosi sono invece gli affluenti del medio e dell'alto bacino. Da menzionare in particolare l'evento del 1872, quando un distacco di masse di ghiaccio dalla Vedretta di Ries Occidentale, oggi ritiratasi sul versante settentrionale, causò una colata in una splendida giornata di sole. Nel 1882 le enormi quantità di detrito si fermarono nella piana a monte di Rasun di Sopra, provocando l'esondazione sui campi; più a valle, presso Rasun di Sotto, il corso d'acqua causò gravi erosioni in alveo e in sponda. Anche nel 1966 la valle subì pesanti conseguenze anche a causa del riattivarsi di rivi a lungo privi di portata d'acqua.

La sinistra orografica della Rienza ha come primo affluente significativo il Rio di Braies, che insieme al Rio di Stolla forma un bacino di 93 km². Gli eventi storici più importanti risalgono agli anni 1789, 1821, 1823, 1868 (2 eventi con distruzione di tutti i ponti) e 1882. Negli anni più recenti si sono registrate colate detritiche su bacini secondari ma senza ingenti danni.

Il Rio Furcia e il Rio Brusà (rispettivamente 24 e 12 km²) si originano dai versanti che delimitano a nord il gruppo delle Dolomiti e si immettono nella Rienza all'altezza di Valdàora; questi corsi d'acqua sono caratterizzati da bacini in forte erosione e frequenti sono gli eventi di colata detritica. Il paese di Valdàora

ha subito nel passato numerosi eventi: i principali risalgono al 1868, quando due persone persero la vita, 1872, 1882 e 1945, con la distruzione del ponte in centro al paese. Gli eventi più recenti (2013 e 2015), anche grazie alle opere di difesa realizzate negli anni, non hanno provocato danni significativi.

Il paese di San Candido sorge alla confluenza tra il Fiume Drava, che a VerSciaco di Sopra (confine di stato) ha un bacino di 135 km², e il Rio di Sesto, che attraversa da sud a nord il paese. Oltre ai grandi eventi già descritti, si hanno numerose testimonianze di eventi alluvionali risalenti agli anni 1385, 1493 (quando nel paese l'alluvionamento rese necessario "*scendere di tre scalini per arrivare in chiesa, quando prima bisognava salirne tre*"), 1567, 1821, 1851 (con una vittima), 1879 e soprattutto al 1965: all'inizio di settembre di quell'anno, in seguito a quattro giorni di piogge ininterrotte, il Rio di Sesto arrecò ingenti danni all'abitato di Sesto, per poi riversarsi, carico di sedimenti, verso San Candido; qui il ponte localizzato al margine orientale del paese (successivamente rialzato di 70 cm) subì un'occlusione con conseguente esondazione e alluvionamento. In ampie zone dell'abitato l'acqua raggiunse oltre un metro di altezza.

4. - IDROGEOLOGIA

(A. Sapezza)

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 allo sbocco degli affluenti, dei depositi glacialigenici e gravitativi. I depositi alluvionali di fondovalle sono sede di una falda freatica più o meno comunicante con il corso dei fiumi e dei torrenti che li attraversano. I depositi gravitativi o di origine mista presenti alla base dei 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 o per carsismo, che si sviluppano nei litotipi del basamento roccioso. Le rocce metamorfiche costituiscono un mezzo sostanzialmente impermeabile, che tuttavia può presentare una permeabilità secondaria per fessurazione se attraversato da faglie e, in base alla densità di fratturazione e al grado di allentamento delle fratture, si può sviluppare un acquifero con falda confinata. Nei litotipi a prevalente componente carbonatica (dolomie, calcari, calcareniti), oltre alla fratturazione, può giocare un ruolo

importante la dissoluzione che, oltre ad ampliare le fratture, può dare sviluppo ai fenomeni carsici come ad esempio avviene nella zona dell'altipiano di Fanes-Sennes.

Si possono distinguere 3 grandi complessi idrogeologici-idrochimici nell'area del Foglio: il complesso con rocce prevalentemente metamorfiche nella parte settentrionale del Foglio, il complesso dei depositi alluvionali di fondovalle nella Val Pusteria e nelle valli affluenti ed il complesso delle rocce carbonatiche nella parte meridionale del Foglio, distinguendo, dal punto di vista idrochimico, la fascia gessifera al centro del Foglio dalla parte carbonatica stessa più a Sud.

- La parte settentrionale del Foglio ed in particolare la zona costituita dal basamento metamorfico dell'Austroalpino a nord della Val Pusteria e dal basamento metamorfico del Sudalpino a nord e a sud della Val Pusteria, è caratterizzata dal substrato pressoché impermeabile delle rocce metamorfiche e da una copertura quaternaria di spessore variabile. Le acque circolano prevalentemente in questi sedimenti quaternari e nella parte superficiale fratturata delle rocce, componendo acquiferi di versante locali, di estensione limitata. Ciò dà luogo ad una serie di sorgenti di lieve portata (tra 0,01 e 1 l/s), caratterizzate spesso dagli influssi superficiali. Le sorgenti di portata maggiore (circa 2-3 l/s) sono meno frequenti e sono utilizzate per l'approvvigionamento idropotabile della popolazione locale. La mineralizzazione di queste acque è abbastanza bassa. La scarsa presenza degli ioni Calcio (Ca^{++}) e Bicarbonato (HCO_3^-) comporta una durezza bassa (< 8 °F) e un pH minore di 7, talvolta fino a 5, provocando un'elevata aggressività dell'acqua (Indice di Langelier fino a -2). Un contenuto di Calcio e Bicarbonato più alto e perciò acque più dure si trovano invece nelle sorgenti della fascia della copertura mesozoica del Drauzug, tra la Linea della Pusteria e la Linea della Drautal. È da sottolineare la presenza di Arsenico in tante sorgenti nella zona del basamento metamorfico del Sudalpino, che sgorgano in zone caratterizzate da rocce con fasce metalifere contenenti tra l'altro Cu, Pb, Zn, As. La concentrazione di Arsenico nell'acqua è tra alcuni $\mu\text{g/l}$ fino a un massimo anche oltre i 100 $\mu\text{g/l}$.
- I caratteri idrogeologici della Val Pusteria e delle valli affluenti sono noti solo per la parte più superficiale del complesso alluvionale, in quanto mancano dati sui sedimenti più profondi e non è quasi mai nota la profondità del substrato roccioso (vd. § V.4.4.2.2.). Nei depositi alluvionali di fondovalle esiste una falda freatica più o meno comunicante con il corso dei torrenti che li attraversano.
- La parte centrale del foglio è caratterizzata da una fascia di rocce calcareo-terrigene, di spessore modesto, ma di notevole importanza per i carat-

teri idrogeologici che impartiscono a questa regione. Si tratta della zona dove affiorano le Formazioni a Bellerophon e di Werfen. Infatti, in questa fascia sono presenti numerose sorgenti con mineralizzazioni elevate, contenenti per la maggior parte Calcio, Magnesio, Bicarbonato e Solfati, questi ultimi provenienti da dissoluzioni delle intercalazioni gessose nelle dolomie e marne. Tra le sorgenti più note si trova la sorgente della Drava, al confine tra i comuni Dobbiaco e San Candido, a 1270 m s.l.m., con una conducibilità di 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e una durezza di 27,9 °F, e tante sorgenti sulfuree, utilizzate da tempo per cure e bagni. Alcune di loro sono ancora oggi molto note e in parte utilizzate, per esempio le sorgenti riconosciute come minerali dalla Giunta della Provincia Autonoma di Bolzano (vedi sotto). Ma anche le sorgenti non riconosciute come minerali sono degne di menzione, dato che hanno fatto parte della cultura dei “bagni rustici” dei secoli scorsi. Tra questi: Bagni Waldbrunn a Monguelfo, Bagni di Braies Nuova a Braies, Bagno Scharl a Valdàora e i due bagni a Villabassa, Bagni di Maia e il Bagno Weiherbad.

- Il complesso carbonatico-dolomitico caratterizza la parte meridionale del Foglio. La quantità delle sorgenti è molto più bassa in confronto alla fascia del basamento metamorfico e la loro mineralizzazione è più alta. In genere si trova una durezza tra 10 e 20 °F e una conducibilità tra 200 e 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Si evidenziano alcune sorgenti con grande portata che sgorgano alla base delle formazioni dolomitiche o nel fondovalle o poco sopra, nei pendii, e che possono essere attribuite a un sistema di deflusso carsico. Per la loro grande portata vengono utilizzate per l’approvvigionamento idropotabile per una gran parte della popolazione locale. La sorgente Maitte, nella Valle di Braies Vecchia, emerge in più polle diffuse in un’area caratterizzata da depositi torrentizi e alluvionali di fondovalle, con una conducibilità di 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una durezza di 19,1 °F e una portata tra i 30 e 100 l/s. Una parte è captata per l’approvvigionamento idropotabile. La sorgente Nasswand sgorga nel fondovalle della Valle di Landro, nel comune di Dobbiaco, ed è caratterizzata da una conducibilità di 246 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una durezza di 14 °F e una portata media di 90 l/s che varia tra i 50 l/s nei mesi invernali fino a 140 l/s nei mesi primaverili-estivi. Anche la sorgente Höllestein sgorga nel fondovalle all’entrata della valle di Landro a Dobbiaco, con una portata media di 95 l/s e caratteristiche idrochimiche simili alla Nasswand. Nel comune di San Candido è situata la zona sorgentizia delle sorgenti Herrenböden, che sgorgano nel pendio sopra il fondovalle in 5 polle dello stesso acquifero con una portata complessiva media di 95 l/s, una conducibilità media di 270 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e una durezza di 14,6 °F.

Si noti che anche la sorgente della Rienza sgorga nell’area del Foglio, nei pressi delle Tre Cime di Lavaredo, a 2185 m s.l.m., attraverso 4 polle la cui portata

è inferiore a 1 l/s, mentre la conducibilità è attorno ai 158 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e la durezza è 9,8 °F.

Acque minerali riconosciute

In Provincia di Bolzano, accanto alle sorgenti non captate o captate nella rete dell'acquedotto 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). La Giunta Provinciale di Bolzano ha riconosciuto, dall'anno 2000 in poi, come minerali le acque di 34 sorgenti dell'Alto Adige. Esse sono state selezionate tra un gran numero di fonti utilizzate in vari periodi nei bagni rustici locali, dove venivano eseguite cure idropiniche e bagni o imbottigliate per la commercializzazione. Tra queste le sorgenti minerali che ricadono nell'area del foglio Dobbiaco sono indicate nella Tabella 4, dove sono anche indicati i principali parametri caratteristici.

Nella località Bagni di San Candido si trovano 5 sorgenti minerali, riconosciute dalla Provincia di Bolzano e in parte dal Ministero della Salute: Lavaredo, Imperatore, Candida, Sulfurea e Fiera. Queste sorgenti venivano usate già da centinaia di anni per cure e bagni. Le origini risalgono presumibilmente all'epoca illirica e romana, infatti nella zona sono state ritrovate anfore e monete risalenti dal 70 fino al 160 d.C. Le cinque sorgenti sgorgano nel raggio di ca. 500 m con un chimismo in genere simile, ma diverso nei particolari e nella quantità degli elementi disciolti nell'acqua. Si presume esse siano legate ad un acquifero secondario per fratturazione, comune a tutte le sorgenti, abbastanza profondo, sviluppato negli strati delle formazioni di Werfen e a Bellerophon e con elevata mineralizzazione, che viene diluito da un acquifero meno profondo con acqua più o meno superficiale. La diluizione avviene, a seconda della posizione delle sorgenti, più o meno vicino alla zona di faglia nella vallata nella quale sgorgano. Le sorgenti Fiera e Sulfurea sono le più mineralizzate, seguite dalla Lavaredo e dalle simili Candida e Imperatore. In particolare la Fiera è l'acqua minerale maggiormente mineralizzata dell'Alto Adige. Le acque delle sorgenti Imperatore e Lavaredo vengono vendute come acqua minerale in bottiglie. L'acqua della sorgente Candida viene attualmente mescolata e venduta con l'acqua della sorgente Imperatore.

Tabella 4 - Parametri caratteristici e classificazione delle sorgenti minerali del foglio Dobbiaco.

Sorgente	Comune, Località	Quota m s.l.m.	Portata l/s	T. °C	Conducibilità $\mu\text{S}/\text{cm}$	Caratteristiche chimiche	Classificazione
Kaiserwasser	San Candido, Bagni di San Candido	1323	2-7	6	940	Contiene iodio e tracce di bario e rame	Mediamente mineralizzata, solfata, calcica
Lavaredo	San Candido, Bagni di San Candido	1320	5-7	7	1480	Contiene iodio e tracce di bario, bromo e rame	Mediamente mineralizzata, solfata, fluorata, calcica, magnesiaca
Sulfurea	San Candido, Bagni di San Candido	1321	6-7	7,3	1900	Contiene iodio e tracce di boro, bario, cromo, rame, piombo e litio	Ricca di sali minerali, fluorata, solfata, calcica e magnesiaca
Ferruginosa	San Candido, Bagni di San Candido	1280	< 1	6,3	2160	Contiene iodio e tracce di alluminio, arsenico, boro, bromo, cromo, rame, piombo e litio	Ricca di sali minerali, solfata, calcica, magnesiaca, ferruginosa
Candida	San Candido, Bagni di San Candido	1323	< 1	6,8	880	Contiene fluoro, ferro, litio e iodio	Acqua minerale, solfata e calcica
Bagni di Pervalle	Valdàora, Pervalle	1440	1	7,5	2120	Contiene zolfo, iodio e tracce di boro, bario, litio, selenio, zinco, berillio, uranio, nichel e cobalto	Ricca di sali minerali solfata, calcica e magnesiaca
Bagni di Braies Vecchia	Braies, Braies Vecchia	1400	< 1	9	940	Contiene iodio e tracce di boro, bario, molibdeno, cobalto e uranio	Mediamente mineralizzata, solfata, calcica, magnesiaca

Bagni di Pervalle é sicuramente uno dei bagni piú antichi dell'Alto Adige. Nei pressi della sorgente infatti sono stati trovati resti di un bagno dell'epoca romana, di gioielli e monete del periodo degli imperatori Vespasiano, Domiziano e Tito. Anche in tempi piú recenti Bagni di Pervalle, con le sue tre sorgenti, era un bagno molto frequentato dalla popolazione locale. Delle tre sorgenti di questo bagno (una ferruginosa ed un'altra, detta "per lo stomaco"), la principale, è quella sulfurea. Quest'acqua viene classificata come ricca di sali minerali, solfata, calcica e magnesiaca. Contiene inoltre solfuri, iodio e tracce di boro, bario, litio, selenio, zinco, berillio, uranio, nichel e cobalto. L'acqua ha una conducibilità di 2120 $\mu\text{S}/\text{cm}$

cm ed una temperatura di 7,5° C.

Il nome della sorgente principale dei Bagni di Braies Vecchia risale ad una leggenda. Un cervo gravemente ferito guarisce dopo essersi bagnato nell'acqua della sorgente. I cacciatori lo trovano guarito e danno alla sorgente il nome "*Hirschbrunnen*" (sorgente del cervo). L'origine storica del bagno risale all'anno 1490 quando venne costruito il primo stabilimento. Come molti bagni dell'Alto Adige anche i Bagni di Braies Vecchia ebbero il periodo di attività più florido tra il XIX e il XX sec., ma persero progressivamente di importanza dopo le Guerre Mondiali. Oltre alla sorgente per bagni "*Hirschbrunnen*", c'erano la sorgente "*Augen*" (per occhi) e la sorgente potabile.

5. - CAVE E MINIERE

(U. Obojes)

L'attività estrattiva presente nell'area del foglio riguarda quasi esclusivamente materiale sciolto (ghiaia e sabbia) che trova impiego come inerte nell'industria edilizia in particolare nella realizzazione di strade, infrastrutture ed edifici. Le cave più importanti sono localizzate nei depositi alluvionali di conoide del subsistema di Valdàora (PTG₄) o nei depositi di *debris flow* su conoidi attuali.

In un recente passato, a partire dagli anni '80 del secolo scorso sono state attive per periodi più o meno lunghi diverse cave locali sui bassi versanti della Val Pusteria: esse erano per la maggior parte localizzate nei depositi di contatto glaciale del subsistema di Nessano (SGD₂₀), che se da un lato contengono molte facies grossolane ghiaioso-sabbiose, dall'altro presentano repentine variazioni laterali con intercalazioni di materiale fine sino ad arrivare ai *diamicton* a sostegno di matrice, poco adatti all'impiego come inerti. Il materiale ottenuto dopo vagliatura e separazione nelle varie frazioni granulometriche veniva impiegato esclusivamente per il mercato locale. L'attività di queste cave è terminata in genere dopo alcuni anni e le aree di cava sono state riempite con materiale di bassa qualità per consentirne il riutilizzo in agricoltura (pascolo e coltivazione).

Tra le cave in attività sono da ricordare quelle nel Comune di Valdàora (Sanner) (Fig. 67) e quella di Villabassa (Platari 1) (Fig. 68). La cava Sanner, situata sul conoide di Valdàora raggiunge una profondità di coltivazione di oltre 15 m dal piano campagna, senza che essa abbia incontrato la falda freatica. Il materiale estratto è di buona qualità con composizione litologica ben assortita. La cava Platari 1 è situata sull'ala destra distale del conoide alluvionale terrazzato presente allo sbocco della Valle di Braies. Anche in questo caso il materiale risulta ben assortito e di buona qualità pur se sono localmente presenti orizzonti metrici sabbioso-limosi.

Un'ulteriore cava attiva (recentemente chiusa ed in attesa di proroga) è presen-

te nella Valle di Landro dove vengono estratti materiali grossolani esclusivamente carbonatici da un conoide attuale di *debris flow*.

Da testimonianze locali per lo più orali è inoltre nota la pratica di lavorazione delle rocce carbonatiche per ottenere calce e l'utilizzo del limo ed argilla da cave di prestito per la costruzione delle case a partire dal medioevo fino ai tempi recenti.

PROGETTO
CARG

ABSTRACT

The alpine landscape depicted on Sheet 16 – Dobbiaco of the 1:50.000 Geologic Map of Italy, is dominated by the Val Pusteria which is a large valley oriented WNW-ESE. The Pusteria valley separates the Dolomites to the south and the Pustertal Alps (Vedrette di Ries and Monti di Casies) to the north. These two sectors differ in lithology, stratigraphic setting, and structural evolution.

The Dolomites belong to the Southern Alps, a structural belt characterized by lack of alpine metamorphism. This domain presents many different lithostratigraphic units affected by complex polyphase deformations related to the overlapping of the Alps and Dinarids chains. The Pustertal Alps are part of the Austroalpine domain, which is composed of polymetamorphic units of at least Variscan and Alpine age. The Pusteria Line, a segment of the Periadriatic Lineament, tectonically separates the two districts. It is a dextral transcurrent fault striking WSW–ESE. Nearby this primary structure, toward the north, there is another parallel transpressive fault, the Drautal Line. Few slices of upper Austroalpine units find out between them. Many little tonalitic bodies dating back to late Alpine age also crop out along the Pustertal Line.

The geological depositional history of the southern sector, i.e. the Dolomites, is complex but well documented, spanning from Permian to Miocene. It passes through the events affecting the Adria plate: from the end of Variscan orogeny to the break up and rifting up to the collision with Eurasia. The sedimentary succession lie on low grade metamorphic basement, of Variscan age. The first deposits are Upper Permian continental red conglomerates and sandstones (Sesto Conglomerate and Val Gardena Sandstones). These are gradually followed by transitional to shallow marine Permo-Triassic terrigenous carbonate sediments

(Bellerophon and Werfen formations). During the Anisian, ramp carbonate and mixed carbonate-terrigenous sediments characterized the area, further influenced by extensional tectonic and relative sea level changes. These complex interactions are responsible for one of the best continuous and diversified Middle Triassic succession of the entire Southern Alps (from Lower Serla Dolomite up to Contrin Formation) and makes the Dobbiaco sheet a worldwide reference place for Triassic.

Between the late Anisian and early Ladinian time, we assist to the development of microbial carbonate platforms (Sciliar Formation) which are forced to aggradation by the strong increase in subsidence rate. In the same time the deep basins located between these platforms were characterized by the deposition of a thick succession of carbonate, terrigenous and volcanoclastic sediments (Ambata Formation, Buchenstein Formation, Zoppè Sandstones, Fernazza Formation, Wengen Formation). Also during the late Ladinian and early Carnian the subsidence rate was still elevated in this region; the result is an impressive succession of aggrading and prograding carbonate platforms belonging to the Cassian Dolomite. These platforms interfingered with mixed terrigenous carbonate basin deposits of the well know San Cassian Formation.

During late Early Carnian, an important change in environmental conditions (the so called Carnian Pluvial Event) is responsible of the demise of the high relief carbonate platforms and the sudden increase of siliciclastics input into the basin. Due also to a decrease in subsidence rate a rapid infill (Heiligkreutz Formation) of residual basins occurred; as consequence, a general flattening on paleotopography is well documented in the all area. This new setting is followed by a sea level fall and the whole region belong to a wide continental cost environment, with deposition of transitional to shallow marine terrigenous calcareous sediment (Travenanzes Formation) replaced, under rising sea level, by the emplacement of a giant epicontinental carbonate platform: the Dolomia Principale. During Norian a new pulse in subsidence, probably related to the opening of the Jurassic Alpine Tethys (the break-up was located to the west of the Southern Alps), allowed the deposition of about 800 meters of peritidal carbonates. On the thick sequence of Dolomia Principale lie Rhaetian open ramp limestones included into the Calcarei Grigi Group, which on top shows open-shelf crinoid-rich sand waves, dating back to the Late Pliensbachian age (Fanes Piccola Encrinite), due to the drowning of the shallow water platform. Red nodular limestones, rich in ammonoids, i.e. Ammonitico Rosso Veronese, lie unconformable onto the Calcarei Grigi or the Fanes Piccola Encrinite, and point to a reduced and condensed interval of deep-sea conditions.

The Cretaceous pelagic units (Maiolica, Puez Marls, Scaglia Variegata Alpina and Scaglia Rossa) crops out only patchy as erosional remnants. During the Upper Cretaceous distinct terrigenous input, similar to the so-called Insubric

Flysch, are documented. The youngest unit, Upper Oligocene to Lower Miocene in age, is made of shallow water conglomerates and sandstones (Monte Parei Conglomerate) cropping out on the Southwestern part of the mapped area. They unconformably lie on top of W-vergent folded and faulted limestones and are cut by S-vergent thrusts, allowing to time two different tectonic phases (Dinaric and Alpine). Lastly a close and tricky network of NW-SE and SW-NE transcurrent faults cutting W- to SW- and N-vergent thrusts, affects the described Dolomitic area.

Two tectono-metamorphic units (Anterselva and Thurntaler) and one Triassic sedimentary unit (Drauzug) characterize the Austroalpine domain, situated toward the north of the Pusteria Line. The Anterselva Unit mainly consist of paragneiss and micaschists intruded by Anterselva granitic orthogneiss and Casies tonalitic orthogneiss. The Unit is affected by Variscan metamorphism showing an amphibolitic facies. The superposed Alpine metamorphism showing a green-schists facies only affect the northern part of the unit along the Deffereggen-Anterselva Valles Line (DAV). The Thurntaler Unit is a Palaeozoic phylladic complex mainly Silurian in age affected by Variscan, green-schists metamorphism with a very low alpine overprinting. This unit crops out in the northeastern part of the mapped area and is limited by the Cornetto di Confine Line toward the northwest and by the Drautal Line to the south. The Drauzug Unit consists of relicts of Triassic sedimentary cover of the Upper Austroalpine, tectonically bounded by the Pusteria Line to the South and by the Drautal Line to the North. The puzzle succession includes stratigraphic units from Werfen Schichten to Hauptdolomit and shows little similarity with the Triassic sequence of the Dolomites. The three tectonic units show different extension and they developed next to each other, separated by SW-vergent Alpine thrusts, so that the lowermost is Drauzug and the uppermost Anterselva.

All over the Sheet 16-Dobbiaco the Quaternary consists of continental deposits from Middle Pleistocene to Holocene in age. The most part of the surficial deposits belong to the Last Glacial Maximum (LGM) and they are included into the Garda Synthem (SGD). Indeed, during the Last Glacial Maximum glaciers covered the whole region: in the Pusteria valley, a huge glacial plateau expanded between Brunico and San Candido slowly moving toward West, East and South. Only in the South-eastern area of the Sheet Dobbiaco outcrop LGM sediments belonging to the Piave Synthem (PVI). In the Garda Synthem we distinguish 6 Subsynthem: the Nessano Subsynthem is refer to a first decrease of the Pusteria glacier, whereas the other 5 subsynthem (Colli Alti, Braies, Landro, Val Fiscalina and Val Padeon) are local units, attributable to the late-glacial retreat stages, in which some advances up to valley confluence are well documented.

Pre-LGM sediments crop out only in little strips into Pusteria valley and in the Dolomites: they are referable to the Monte Spinale Supersynthem. These Upper

Pleistocene terrains, distinguished into two stratigraphic units (Perca Synthem and Monguelfo Synthem), include alluvial, fluvio-glacial, stream, mass-flow and lacustrine deposits.

All quaternary sediments subsequent to the glacial conditions form the Postglacial Alpine Synthem (PTG) that includes deposits associated to all the different processes acting on the landscape. Its base is strongly diachronous, following the retreat of the glaciers up to upper reaches of the valleys. Inside the Postglacial Alpine Synthem the Valdàora Subsynthem includes old alluvial terrace deposits, the Amola Subsynthem consist of few deposits from the Little Ice Age. Presently, the whole area belongs to three different regional and international river basins: the Rienza river flowing to the Adige river, the Drava river flowing to Danubio river and the Boite creek, which flows South to the Piave river.

In 2009, UNESCO listed the Dolomites as part of the World Natural Heritage for natural criteria VII and VIII (natural beauty and geology) as serial property. Large part of the Sheet 16-Dobbiaco is included in the component site "Northern Dolomites".

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

POSTGLACIAL ALPINE SYNTHEM (PTG)

It includes deposits related to the local demise of the last glacial maximum.

Planar or cross-bedded sandy-silty gravels with blocks and layer or lens intercalations of sands (alluvial deposits). Silts, clays and peats, sometimes with sandstone intercalations (swamp deposits). Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons or with poor-sorted gravel and sandstone intercalations (debris-flow and/or mixed deposits). Gravel and blocks with a partly- to poorly-packed texture, with locally sourced angular clasts (slope debris). Massive, grain- and matrix-supported diamictons, gravels and heterometric, sometimes very large, blocks (gravity-driven deposits). Massive sandy silts with a variable amount of gravel (colluvial deposits). Reworked gravels and fine sediments (anthropic deposits). The upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness: 1-100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P. – HOLOCENE

Subsintema dell'Amola (PTG₁)

Massive, grain- or matrix-supported diamictons (ablation and undifferentiated till). Deposits characterized by lacking or up-to-5-8 cm- thick soil.

Lower boundary: unconformable on PTG or on SGD₂₃; the upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness: 1-40 m.

HOLOCENE P.P. (1500 - 1860 AD ca.)

Valdaora Subsintem (PTG₄)

Planar or cross-bedded gravels, sandstones, silts (alluvial deposits). Massive or slightly bedded diamicton with grain- and/or matrix-supported texture (debris-flow and mixed deposits). Fluvial-terrace deposits, with the terrace surface that is up to 45 m elevated on the current valley-bottom. Lower boundary: buried or unconformable on SGD, SGD₂₀ o SGD₂₃; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is with PTG. Thickness: 1-50 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.? – HOLOCENE P.P.

ADIGE-DRAVA GLACIAL CATCHMENT

GARDA SYNTHEM (SGD)

It includes those units related to the last glacial maximum.

Matrix- and/or grain-supported diamictons with loose to dense packed clasts (undifferentiated and ablation till). Massive, matrix-supported diamicton with densely to very densely packed, heterometric, edge-rounded clasts, sometimes with striped 'iron-shaped' clasts (lodgement till). Bedded, rarely cemented sandy gravels with layers of silty sands, sandy or clayey, sometimes laminated silts (glacial contact deposits). Lower boundary: buried or erosional on the rocky substrate; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to *SGD*₁₀, *SGD*₂₀, *SGD*₂₂, *SGD*₂₃, *SGD*₂₄ and *PTG*. Thickness: from few meters to some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Nessano Subsynthem (SGD₂₀)

Roughly bedded and imbricated sandy gravels, with rounded, mainly metamorphic clasts, and with sands or sometimes diamicton (glacial contact deposits) intercalations. Planar-bedded or planar-laminated sands and silts with gravel inclusions, sometimes with faults and folds of different scale (glacio-lacustrine and glacial-contact deposits). Massive, matrix-supported diamictons (ablation till). Deposits with dense to very dense packing. Lower boundary: on *SMW* and *PRH* or on *SGD*; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to *PTG* and *PTG*₄. Maximum thickness exceeds 150 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Local units, attributable to the late-glacial retreat stages

Colli Alti Subsynthem (SGD₂₂) (Rio Furcia and Rio Brusà catchment)

Massive, grain- or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on *SGD*; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to *PTG*. Maximum thickness is some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Braies Subsynthem (SGD₂₃) (Braies' stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till).

Grain- and/or matrix-supported diamictons with heterometric blocks, the latter sometimes more than 3 m in size (gravitative deposits). Matrix- and grain-supported diamictons, roughly bedded gravels with subangular clasts mainly locally sourced (mixed deposits). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG, PTG₄ and PTG₁. Maximum thickness is some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Landro Subsynthem (SGD₂₄) (Rienza river catchment – upstream of Dobbiaco)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till). Well-bedded sandy and clayey silts (glacio-lacustrine deposits). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Val Fiscalina Subsynthem (SGD₂₅) (Fiscalina' stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix supported diamictons, with clasts almost entirely derived from the Southern Alps (ablation and undifferentiated till). Lower boundary: erosional on the rocky substrate or on indistinct SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

Val Padeon Subsynthem (SGD₁₀) (Boite stream *p.p.* and Felizon stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts essentially derived from the Southern Alps cover (ablation and undifferentiated till). Silts and laminated sandstones, locally graded sandy gravels, matrix- and/or grain-supported diamictons with locally sourced clasts (glacial contact deposits). Well-stratified sandy gravels with laminated sandstone- intercalations (fluvioglacial deposits). Deposits with dense to very dense packing, locally tilted. Lower boundary: erosional on the rocky substrate or unconformable on indistinct MS or SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable on PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MONTE SPINALE SUPERSYNTHEM (MS)

It includes the quaternary units that have been deposited before the last glacial maximum.

Well- cemented conglomerates (alluvial and/or fluvioglacial deposits), associated to diamictites (glacial deposits). Lower boundary: erosional on the rocky substrate; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable on SGD. Thickness: from one to tens of meters.

MIDDLE? PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE P.P.

PERCA SYNTHEM (PRH)

Well-bedded, fine- to medium-coarse- grained gravels and sands with rounded clasts deriving from the High Pusteria valley (alluvial and/or fluvioglacial deposits). Lower boundary: buried; upper boundary: unconformable to SGD, characterized by a buried brown soil, up to 0,6 m in thickness. Thickness: at least ten meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MONGUELFO SYNTHEM (SMW)

Well-bedded conglomerate and arenite alternations, with rounded clasts derived from the High Pusteria valley and from the Casies Valley (alluvial deposits). Poorly sorted sandy gravels with matrix- or grain-supported diamicton layers, constituted of lithotypes that essentially derive from the Rio di Casies (stream and mass-flow deposits). Planar thin-bedded sandy silts with sand intercalations (lacustrine dep.?). Lower boundary: buried or erosional on rocky substrate; the upper boundary is unconformable to indistinct-SGD or to SGD₂₀. Maximum thickness: about 40 m.

MIDDLE? PLEISTOCENE – UPPER PLEISTOCENE P.P.

PIAVE GLACIAL CATCHMENT**PIAVE-SYNTHEM (PVI)**

Matrix- and/or grain- supported diamicton, little to moderately overconsolidated (undifferentiated and ablation till). Lower boundary: erosional on rocky substrate; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconformable to PTG. Maximum thickness is few tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

LATE-ALPINE MAGMATISM

Tonalitic bodies cropping out along the Periadriatic Lineament (Pusteria Line) and consisting of small thickened, lenticular, intrusions that have been emplaced during the Oligocene.

TONALITE (TLG)

Fine to medium-grained tonalite with pronounced foliation. Rather-dark rock consisting of plagioclase, quartz, biotite and amphibole. The rock crops out in two localities along the Pusteria Line. The tectonic overprint becomes recognizable by strong laminations affecting the rock.

OLIGOCENE

SOUTHERN ALPS

PERMO-MESOZOIC SUCCESSION

MONTE PAREI CONGLOMERATE (CMP)

Breccias, conglomerates, sandstones, hybrid arenites and litharenites with Variscan Basement- derived clasts, sometimes arranged in fining-upward sequences. Fossils: melobesies, benthic foraminifers (p.e. *Amphystegina sp.*, *Lepidocyclina sp.*), bryozoans, balanids. Locally (Remeda Rossa), **breccias and megabreccias (CMP_a)** with CG clasts in a reddish sandy matrix occur, and have been interpreted as fracture infillings. Lower boundary: discordant and erosional on CG, ARV, MAI. Thickness: 0 - 80 m

UPPER OLIGOCENE – LOWER MIOCENE

SCAGLIA ROSSA (SAA)

Red marly limestones, light-gray calcarenites and rudist-fragment bearing biocalcarenes, marls and pelites. In the upper part, conglomerates and hybrid arenites occur. Slumpings are common. Fossils: planktonic foraminifers (*Gansserina gansseri* and *Siderolites*). Lower boundary: sharp on VAA. Thickness: 100 m.

TURONIAN – MAASTRICHTIAN P.P.

SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)

Brick-red clayey limestones with widespread glauconite, alternated with well-bedded, red cherty limestones and red calcareous siltites. Alternations of greenish, fine-grained sandstones in decimeter-thick beds and dark pelites and shales

(“Flysch of Ra Stua” *Auct.*) follow upwards. In the upper part, gray and blue-gray marls alternate with fine-grained calcarenites. To the top of the unit, a dark pelite layer with millimetric lamination is present (Bonarelli Level). *Zoophycus*-like trace fossils are common. Fossils: ammonoids (*Desmoceras* sp., *Hoplitidae* sp.) and planktonic foraminifers. Lower boundary: sharp on PUE. Thickness: 150 m. *APTIAN P.P.* - *CENOMANIAN*

PUEZ MARLS (PUE)

Gray-green, sometimes black, marls and micritic limestones alternated with silty limestones and rare fine-grained torbiditic calcarenites; 5-7 meters of black laminites (anoxic layer) occur to the top. Abundant fossils: ammonoids, belemnites, brachiopods, echinoderms, lamellibranchs and planktonic foraminifers; fish-jaw remains are frequent in pelites; *Zoophycus*-like fossil traces are common. Lower boundary: transitional to MAI. Thickness: 70 - 80 m.

HAUTERIVIAN P.P. – *APTIAN P.P.*

MAIOLICA (MAI)

Thin-bedded, white micritic limestones with black chert nodules and stripes. A succession of silty limestones and red- to red-wine-colored micritic limestones alternated with thin-bedded (centimeter-decimeter-thick) gray-green pelites follows upwards. Fossils: aptychi, calpionellids and nannoconids. Lower boundary: short transitional to ARV. Thickness: 40 m.

UPPER TITHONIAN P.P. – *HAUTERIVIAN P.P.*

ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

Reddish micritic nodular limestones in centimeter-thick beds, rich in ammonoid internal moulds, and dark-red encrinites. Lumachelle-limestones with thin-shelled lamellibranchs (*Bositra buchi*) occur at the base. Lower boundary: para-concordant and sharpen by *hardground* on FAS and CG. Thickness: 25 m.

BAJOCIAN P.P. – *UPPER TITHONIAN P.P.*

FANES PICCOLA ENCRINITE (FAS)

Irregular lenses of gray-pink, encrinitic, oolitic calcarenites with cross bedding and micritic- and lumachelle-limestones to a lesser extent. Fossils: echinoids, crinoids, lamellibranchs, brachiopods, gastropods and foraminifers. Lower boundary: sharp and para-concordant or erosive on CG. Thickness: 0 - 20 m.

PLIENSCHACHIAN P.P.

CALCARI GRIGI GROUP (CG)

Light-gray micritic limestones arranged in few decimeter-thick to meter-thick beds with thin marly interbeds, alternated with oolitic-bioclastic calcarenites. The

lower part of the unit (100-150 m ca.) is locally characterized by alternations of dark-clasts-iferitic breccias and light-gray limestones with coral patch reefs and large megalodontids (it corresponds to the Dachstein Limestone *Auct.*), Rhaetian in age since the occurrence of *Triasina hantkeni*. Lower boundary: transitional to DPR. Thickness 450 - 600 m.

RHAETIAN P.P. – PLIENSBACHIAN P.P.

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

White to light-gray, well-bedded dolostones composed of the cyclic alternation of bioturbated, locally fossiliferous (with *Megalodon* spp., *Worthenia*, etc.) subtidal units and inter/supratidal layers with stromatolitic laminites. The lower boundary is transitional to TVZ. Thickness: 800 m ca.

UPPER CARNIAN – NORIAN

TRAVENANZES FORMATION (TVZ)

Multicolored marls, siltites and pelites alternated with white aphanitic dolostones in decimeter-thick beds, and with vuggy dolostones and fine sandstones to a lesser extent. Locally, evaporitic layers with laminated gypsum are present. Fossils: foraminifers, megalodontids. Lower boundary: sharp and erosional on HKS. Thickness: 80 – 120 m.

UPPER CARNIAN P.P. (TUVALIAN)

HEILIGKREUZ FORMATION

In this Sheet Dobbiaco, the Heiligkreuz formation is divided in two members:

Dürrenstein Member (Dürrenstein dolomite *Auct.*) (**HKS₅**)

Gray or whitish, pisolitic, oncolitic and stromatolitic well-bedded dolostones with centimeter-thick, dark marl and pelite intercalations. The dolostones are arranged in peritidal cycles prevailing in the upper part, whereas in the lower part subtidal facies are more common, sometimes related to high-energy settings (structures: parallel laminae and cross bedding). Lower boundary: sharp on DCS_a and HKS₄. Thickness: 20 – 100 m.

Alpe di Specie Member (**HKS₄**)

Dolomitic limestones, sandy dolostones, oolitic calcarenites with few fine terrigenous component. Locally (Prato Piazza), well-bedded dolomitic limestones with common dark pelite interbeds and sponge-stromatoporoids-colonial coral boundstones occur.

Lower boundary: sharp and para-concordant on SCS, onlapping on DCS. Thickness: 100 m ca.

CARNIAN (JULIAN P.P. – TUVALIAN P.P.)

CASSIAN DOLOMITE (DCS)

Gray-hazel, massive crystalline dolostones made of primarily clinobedded slope deposits, 20-35° dipping (10-5° in the upper part). The clinofolds locally show a megabreccia texture but more commonly, the structures and depositional textures have been obliterated by pervasive dolomitization. Fossils: rare and bad preserved colonial coral bundles. **Inner platform facies (DCS_a)**: well-bedded crystalline dolostones arranged in peritidal cycles, with stromatolites, pisolites, tepee; coral patch reefs occasionally occur (M. Specie). Lower boundary: para-concordant and/or discordant on SCI. Laterally heteropic to SCS. Thickness: 0 - 800 m.

UPPER LADINIAN - UNDER CARNIAN (LONGOBARDIAN P.P. – JULIAN P.P.)

SAN CASSIANO FORMATION (SCS)

Alternation of blackish pelites, marls and micritic limestones, oolitic-bioclastic calcarenites; in the lower and middle part, fine-grained volcanoclastic sandstones are common. Meter-thick and plurimeter-thick **limestone olistoliths (SCS_a)** collapsed from cassian platforms occur and are constituted by microbial boundstones with metazoan bioconstructor in a lesser extent (corals, stromatoporoids, sphinctozoans). Fossils: lamellibranchs, gastropods, ammonoids (*Trachyceras aon*, *T. aonoides*, *Badiotites sp.*), echinoids, crinoids, sponge fragments and corals. Lower boundary: transitional to WEN, sharp on SCI. Lateral heteropy with DCS. Thickness: 0 – 450 m.

UPPER LADINIAN - UNDER CARNIAN (LONGOBARDIAN P.P. – JULIAN P.P.)

WENGEN FORMATION (La Valle Fm. Auct.) (WEN)

Plant-remains rich, dark siltites with pelitic interbeds, alternating with gray-to-green, fine- to coarse- grained volcanoclastic sandstones and with dark calcilutites. Fossils: *Daonella sp.*, ammonoids (*Frankites regoledanus*, *F. apertus*, *Protrachyceras spp.*) and plant remains (*Cladophlebis*, *Ptilozamites*, *Voltzia*). Lower boundary: sharp on IMF, overlapping SCI. Thickness: 0 – 250 m.

UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

FERNAZZA FORMATION (IMF)

Dark volcanoclastic sandstones in plurimeter-thick amalgamated bedsets, alternating with dark silty calcilutites. In the upper part, marly limestones and fine calcarenites occur. Fossils: *Daonella lommeli*, *Bositra wengensis*, *Protrachyceras longobardicum*, *P. Neumayri*. The *Acquatona Formation* has been included in this unit and it approximately constitutes its first 20 meters: dark gray calcilutites and siliceous micrites, with planar lamination and intercalations of “Pietra Verde”- like tuffs, and minor gray sandstone layers as well; among fossils: pelagic lamellibranchs (*Daonella sp.*) and ammonoids (*Protrachyceras longobardicum*, *Meginoceras sp.*). Lower boundary: sharp on ADZ. Lateral

heteropy with SCI. Thickness: 0 – 120 m.
UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

ZOPPE' SANDSTONES (ADZ)

Gray and dark gray siliciclastic sandstones with normal grading (medium to fine), consisting of both volcanic and metamorphic quartz, and metamorphic lithic fragments, alternated with variable amounts of dark gray, pelagic lamellibranchs-bearing pelites. Lower boundary: sharp on BUC and onlapping SCI. Thickness: 0 – 120 m.

UPPER LADINIAN (LONGOBARDIAN P.P.)

SCILIAR FORMATION (SCI)

Prevailing dolostones and minor limestones with planar bedding (inner platform facies), laterally heteropic to **margin and slope facies (SCI_a)** present in massive, roughly clinobedded dolostones. Lower boundary: sharp on CTR. Lateral heteropy with BUC and IMF. Thickness: 0 - 1000 m.

UPPER ANISIAN - LADINIAN (ILLYRIAN P.P. – LONGOBARDIAN P.P.)

BUCHENSTEIN FORMATION (Livinallongo Fm. Auct.) (BUC)

Black siliceous limestones in tabular, centimeter-thick beds with plane-parallel millimetric lamination and thin millimeter-thick pelitic interbeds (*Plattenkalke*); nodular cherty limestones in decimeter-thick beds, sometimes amalgamated (*Knollenkalke*); dark black siliceous limestones in centimeter-thick beds with parallel lamination and current ripples (*Bänderkalke*). Arenaceous tuffs and green ash beds ("Pietra Verde" Auct.) occur as intercalations throughout the whole formation, even if their thickness is greater in the lower part. Fossils: ammonoids (*Protrachyceras recubariense*, *P. curioni*, *Arpadites* sp.), *Daonella* spp. Lower boundary: sharp on MBT and CTR. Lateral heteropy with SCI. Thickness: 0 – 150 m.

UPPER ANISIAN - LADINIAN (ILLYRIAN P.P. – LONGOBARDIAN P.P.)

AMBATA FORMATION (MBT)

Silty limestones with pelagic lamellibranchs and nodular limestones alternated with gray silty marls; thin (from millimeter-thick to centimeter-thick) beds and laminae of marly siltites and dark silty marls with pelitic partings follow upwards. Fossils: *Daonella* sp., ammonoids and plant remains. Towards the base, micritic nodular limestones and multicolored, silty marls occur for a total thickness of 10 m (*Monte Bivera Formation*, BIV), with pelagic lamellibranchs and ammonoids (*Paraceratites trinodosus*; *P. elegans*). Lower boundary: transitional to DON, sharp on SLS. Lateral heteropic boundary with CTR and RIC. Total thickness: 0 - 110 m.

*UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)***CONTRIN FORMATION (CTR)**

Mainly light colored dolostones and dolomitic limestones with planar bedding, characterized by thin strata towards the base and by large beds in the middle-upper part. Fossils: *Dasycladacean*. Lower boundary: transitional to RIC, sharp and paraconcordant on SLS. Lateral heteropic boundary with MBT. Thickness: 0 - 100 m.

*UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)***RICHTHOFEN CONGLOMERATE (RIC)**

Poligenic conglomerates and paraconglomerates with moderately rounded clasts, alternated with coarse to medium-fine grained sandstones, mainly brick-red in color, and multicolored, laminated siltites. Fossils: tetrapod imprints (*Rhynchosauroides* isp., *Chirotherium* isp., *Brachychotherium* isp.) and rare plant frustules. Upwards, the unit gradually passes to the *Morbiac Formation (MRB)* (not differentiated in map): intensely bioturbated nodular sandy, silty and marly gray limestones with thin pelitic-marly lenses (total thickness 30 m). The terrigenous content decreases upward. Fossils: lamellibranchs (*Neoschizodus ovatus*, *N. laevigatus*). Lower boundary: discordant and erosional on SLS and DON. Total thickness: 0 – 80 m.

*UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)***UPPER SERLA FORMATION (SLS)**

Massive to roughly bedded dolostones, dolomitic limestones and light-gray limestones (microbial boundstone and bio-intraclastic packstone-wackestone), rich in calcareous algae and skeletal remains of invertebrates (lamellibranchs, brachiopods, crinoids, etc.), locally coral biostromes. Lower boundary: sharp on NTR, laterally heteropic to DON; Thickness: 0 – 200 m.

*UPPER ANISIAN (PELSONIAN P.P.)***DONT FORMATION (DON)**

Gray, medium-fine grained sandstones and silty limestones in centimeter-thick to decimeter-thick beds with wavy bedding, passing upward to brown, micritic, marly to pure, nodular limestones, alternating with marls and dark bioclastic limestones. Close to the boundary with SLS, bioclastic limestones and nodular beds of hazel calcarenites (Recoaro Limestone, REC) occur, in which carbonate olistoliths and small patch reefs are present. Fossils: Ammonoids (*Acrochordiceras* spp., *Balatonites* spp., *Bulogites* sp., *Schreyerites binodosus*); Brachiopods (*Coenothyris vulgaris*, *Mentzelia mentzeli*, *Tetractinella trigonella*), Lamellibranchs (*Pleuronectites*, *Mysidioptera e Plagiostoma*), plant remains.

Lower boundary: sharp on NTR and transitional to GLS. Lateral heteropic boundary with SLS. Thickness: 0 – 240 m.

UPPER ANISIAN (PELSONIAN P.P. – ILLYRIAN P.P.)

MONTE RITE FORMATION (NTR)

Gray to light-gray dolostones and dolomitic limestones with algae, without bedding or arranged in meter-thick to pluri-meter-thick beds. Rudites rich in algae, foraminifers and crinoids; locally, tens-of-meters-thick microbial mounds, some hundreds of meters extended. Fossils: *Dasycladacean* algae, foraminifers and brachiopods. Lower boundary: transitional and heteropic to GLS and FCL. Thickness: 0 – 200 m.

LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)

COLL'ALTO DARK GRAY LIMESTONES (FCL)

Blackish and dark gray, slightly fetid limestones, locally with black chert nodules, in centimeter-thick to pluri-decimeter-thick beds with planar to wavy bedding planes, bioclastic calcarenites with algae and crinoids and minor dark pelitic intercalations. Fossils: *Dasycladacean* algae, foraminifers, ostracods, pelecypods, gastropods and brachiopods. Lower boundary: transitional and heteropic to GLS, sharp on SLI₁. Thickness: 0 – 100 m.

LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)

GRACILIS FORMATION (GLS)

Dolostones, silty solostones and bioclastic calcisiltites in centimeter-thick beds with planar to slightly waved bedding planes, alternating with gray, laminated siltites. Upwards, nodular and bioturbated bioclastic calcarenites follow. In areas east to M. Serla, **marls and marly dolostones, vuggy dolostones (GLS_a)** alternated with dark aphanitic dolostones with stromatolitic laminae occur. Fossils: *Dasycladacean* algae, foraminifers, ostracods, small pelecypods and crinoid fragments. Lower boundary: sharp and para-concordant on SLI. Lateral heteropy with PPS. Thickness: 0 – 120 m.

LOWER ANISIAN (BITHYNIAN P.P.)

PIZ DA PERES CONGLOMERATE (PPS)

Conglomerates arranged in lens or filling plurimeter-thick trough, with prevailing dolostone- and dolomitic limestone- pebbles (SLI) and WER- derived pebbles in a lesser extent; breccias, occasionally-red sandstones and clayey siltites are also present. Sandy dolostones and dolosiltites with cross lamination and wave ripples occur upward. Lower boundary erosional on SLI. Thickness: 0 – 20 m.

LOWER ANISIAN (AEGEAN? – BITHYNIAN P.P.)

LOWER SERLA DOLOMITE (SLI)

Light gray or whitish, well bedded dolostones with gray or greenish marly layers in the lower part and small horizons with stromatolitic laminae, tepee, caliche and sheet crack in the upper part. Fossils: Lamellibranchs (*Natiria costata*, *Bakevella costata*); foraminifers (*Glomospirella* sp., *Meandrosira gigantea*, *M. dinarica*) and algae. Lower boundary: transitional to SLI₁. Thickness: 20 – 70 m.

Lusnizza Member (SLI₁)

In the lower and eastern part, gray-greenish silty dolostones in meter-thick beds are alternated with multicolored, laminated siltites and pelites. Lower boundary transitional to WER₉. Thickness: 15 – 50 m.

UPPER OLENEKIAN – LOWER ANISIAN**WERFEN FORMATION (WER)**

It includes several different lithotypes, from carbonate to terrigenous, united by their common facies associations, restricted to the peritidal to shallow marine settings. It is usually subdivided in 10 lower rank units (members and horizons), not always occurring in the Dobbiaco S. Thickness: about 500 m.

Val Badia, Cenceniche and S. Lucano Members (WER_{7,9})

Red sandstones with wave ripple and cross lamination, red siltites with mud-cracks, red and purplish marly dolostones, gray-green micritic, bioturbated and fossiliferous dolostones and marls with *Costatoria costata* (WER₉).

Yellow and red, oolitic and bioclastic limestones and dolostones, gray and red fossiliferous marls with *Dinarites*, *Eumorphis telleri*, *Turbo*, *Natiria* and *Neoschizodus*, red siltites with mud-cracks (WER₈).

Gray, micritic, often marly, nodular and bioturbated limestones, with cm-thick to dm-thick intercalations of oolitic-bioclastic calcarenites bearing *Tirolites cassianus*, *Natiria costata* and *Turbo rectecostatus* (WER₇). Lower boundary: sharp on WER₆.

Gastropod oolite and Campil Members (WER_{5,6})

Quartzose micaceous red sandstones in few centimeter-thick beds, with parallel lamination, hummocky and wave ripple, alternating with red siltites and pelites. Fossils: *Eumorphotis hinnitidea*; to the top: *Costatoria subrotunda* (WER₆).

Gray sandy limestones and calcite-cemented sandstones with hummocky and wave ripples, oolitic-bioclastic reddish calcarenites with micro-gastropods. Fossils: *Eumorphotis hinnitidea* (WER₅). Lower boundary: short and transitional to WER₄.

Mazzin and Siusi Members (WER_{2,4})

The two members have been merged because the Andraz Horizon is lacking and therefore it is difficult to recognize the boundary separating the two units. The Tesero Member is basically missing too, and only rarely a thin layer of oolitic calcarenites is recognizable.

In the Siusi Member (WER₄) gray, marly micritic limestones, gray and reddish marls, bioclastic and oolitic calcarenites occur; in the upper part, gray and red sandstones with *Diplocraterion* and red siltites with mud-cracks are present; fossils: *Claraia clarai*, *Claraia aurita*.

In the Mazzin Member (WER₂), gray, marly and silty micro-nodular limestones with intense bioturbation, micrites and dark laminated marls with pyrite, bioclastic calcarenites with ostracods and lamellibranch in centimeter-thick beds occur. Fossils: ostracods, *Lingula* sp. and, in the upper part, *Claraia wangi*. Lower boundary sharp on BEL.

UPPER PERMIAN P.P. (CHANGHSINGIAN P.P.) – LOWER TRIASSIC. P.P. (OLENEKIAN P.P.)

BELLEROPHON FORMATION (BEL)

Alternations of light-gray micritic dolostones, brown muddy, sometimes vuggy, dolostones, dark marls and black fetid limestones, regularly disposed in pluri-decimeter-thick beds, with high content of fusulinids (*Nankinella*) and algae. Toward the basal part, common siltites and red pelites intercalations occur. Lower boundary transitional and heteropic to GAR. Thickness is difficult to estimate, and it is likely about 150-200 m.

UPPER PERMIAN P.P. (CHANGHSINGIAN P.P.)

VAL GARDENA SANDSTONES (GAR)

Meter-thick alternations of beige to red, coarse to fine sandstones and siltites with sporadic micro-conglomerate lenses. Beds are massive and amalgamated, or characterized by bad- defined parallel lamination, more rarely trough cross-bedded sandstones and red-gray pelites occur, often with calcareous paleosols in the upper part. Fossils: plant remains. Lower boundary unconformable on CGS or directly above the Southern Alps basement. Thickness: 200-250 m.

UPPER PERMIAN P.P.

SESTO CONGLOMERATE (CGS)

Thick, massive, red beds of conglomerates with a grain- to matrix-supported texture. Centimeter- to decimeter-size clasts are both rounded and subangular, almost exclusively metamorphic as regard the composition, with prevailing phyllites, and quartz and micaschists in a lesser extent; volcanic and siliciclastic

clasts are rare. In easternmost outcrops, Devonian carbonate clasts occur. The matrix is made of coarse grained, quartzose-micaceous sandstone. Locally, clasts imbrication is present. Lower boundary erosional and unconformable on the Southern Alps basement. Thickness 0-400 m.

PERMIAN

METAMORPHIC BASEMENT

BRESSANONE UNIT

It includes low-grade metamorphic rocks of Variscan age.

QUARTZ-BEARING PHYLLITE (BSS)

Phyllites and quartz-bearing, sometimes garnet-bearing, not rarely chloritic, phyllites that are mainly very fissile since they have a dense planar, corrugate or finely pleated schistosity. The color is variable and ranges from dark to light gray, silver or greenish, depending on prevailing schistogenous minerals. When large amounts of carbonaceous matter is present, the rocks turn to blackish phyllites. The grain size is considerably fine. Milky white quartz veins and nodules are very common, mainly concordant but also discordant to bedding.

QUARTZITES (BSQ)

Meter-thick layers and beds of gray quartzites. They occasionally show grayish zoning due to the occurrence of small quartz-feldspar-mica layers.

METASILTITES AND METAPELITES (BSW)

Gray to brownish (with green and red mottles) metasiltites and metapelites, at times with carbonate content. The rock is very fine grained and shows opaque schistosity surfaces.

CHLORITE SCHISTS (BSH)

Metabasites (or metamarls?) in green schists facies, mainly occurring as local and minor intercalations, these latter concordant to the metasiltites and metapelites. The rocks is made by chloritic-epidotic schists and by chlorite schists with a very fine grain and a gray-green color.

ACID METAVOLCANITES (Porphyroids *Auct.*) (BSI)

Meter-thick horizons of metavolcanites and/or meta-volcanoclastics. The rock appears with a gray-reddish color and light, millimeter-large (max 1 cm) auges of quartz and feldspar, emerging on the quartzose-micaceous fine component. Main minerals are quartz, plagioclase, potassium feldspar, sericite, chlorite, muscovite

and carbonates.

In the western sector of the Sheet, some layers and meter-thick beds of **Metagranitoid (BSI_p)** occur as intercalations in phyllites. These rocks are essentially gray in color, with slightly light-blue reflections and gaudy centimeter-thick porphyroclasts of white or pink potassium feldspar. The structure is gneissic and prohyoblastic.

CALCIMYLONITES (BSK)

Decimeter-thick layers of banded, dark and light, millimeter-thick beds. This bedding results from the brittle deformation of primary limestone/marls alternations. Isoclinal folds with dismantled limbs often occur. Thickness: not definable (from few meters to few tens of meters)

AUSTROALPINE

MESOZOIC COVER OF DRAUZUG

Relicts of Triassic sedimentary cover of the Upper Austroalpine, tectonically bounded by the Pusteria Line to the South and by the Drautal Line to the North.

HAUPTDOLOMIT (HDP)

Dark, slightly bituminous dolomite in pluri-decimeter-thick to almost meter-thick beds, locally with stromatolites; intercalations of thin bituminous laminites and breccias in the upper part („Seefeld member“, cannot be mapped). Strong cataclastic deformation with calcite-filled fractures. The lower boundary with RBS doesn't crop out. Thickness: up to 200 m in outcrop.

UPPER CARNIAN - NORIAN

RAIBLER SCHICHTEN (RBS)

The only one outcrop is located close the S. Silvestro Chapel: carniola and dark breccias, with sandy appearance on the weathered surface. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is only few meters in outcrop.

CARNIAN

WETTERSTEIN DOLOMITE (WET)

Well stratified, dark slightly bituminous dolostones and light dolostones, with loferites and stromatolites. Locally, pluri-decimeter-thick intercalations of black marls occur. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is up to 100 meters in outcrop.

?UPPER ANISIAN - ?LOWER CARNIAN

ARLBERG FORMATION (ABF)

Dark dolomitic in decimeter-thick to many-decimeters-thick beds, without fossils, cropping out in the Fosco stream (Casies Valley) and in the Nessano stream. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is up to 20 meters in outcrop.

?LADINIAN - ?CARNIAN

VIRGLORIA FORMATION (VRG)

Beige, micritic limestone in centimeter-thick to decimeter-thick beds, without fossils and with characteristic bioturbated structure („*vermiculeur* limestone“). The lower boundary doesn't crop out. Thickness: few meters in the only one outcrop close to the Naster stream at Candelle.

ANISIAN

WERFENER SCHICHTEN (WFH)

Orange carniola, laminated dolostones and quartzose sandstones. They crop out only at the border of the Pustertal Line, in the Fosco stream (Casies Valley), and show a strong deformation resulting in a fine-grained cataclasite. The lower boundary doesn't crop out. Thickness is few meters in outcrop.

LOWER TRIAS

METAMORPHIC BASEMENT

THURNTALER UNIT

It is a phylladic complex affected by Variscan, green-schists metamorphism with a low alpine overprinting.

PHILLYTES (THF)

Dark, nodular, sometimes garnet-bearing, phyllites and phyllonites. Easily fissile rocks with planar to corrugate schistosity, formed by massive layers rich in quartz lens and bands, alternated with phyllosilicate richer layers. The color ranges from dark to light gray, depending on occurring minerals. Locally, in carbonate-rich portions or in strong brittle-deformation zones, they show clearly punching on exposed surfaces, and reddish films are present.

GREEN SCHISTS (THC)

Chlorite-amphibole-epidote, often carbonate schists, mainly fine-grained and characterized by a layered distribution of basic mineralogical components.

QUARTZITES (THQ)

Compact, gray quartzites in meter-thick beds, generally without a clear schistosity.

ANTERSELVA UNIT

Austroalpine basement cropping out between the Defereggen-Anterselva-Valles tectonic line (DAV) to the North and the Pusteria Line to the South, with Variscan metamorphism showing an amphibolitic facies and a low-grade Alpine imprint.

GRANITIC ORTHOGNEISS (Anterselva Orthogneis *Auct.*) (SDT)

Light, massive, coarse- or medium-grained rocks with granitoid appearance and with not always appreciable schistosity. Basic constituents are: quartz, plagioclase, potassic feldspar forming large idiomorphic crystals, muscovite ± biotite.

TONALITIC ORTHOGNEISS (Casies Orthogneis *Auct.*) (SDC)

Mainly medium-grained rocks with a gneissic, schistose-corrugated structure highlighted by fine discontinuous layers of biotite, these latter segregating lenticular elongated portions primarily consisting of feldspar and quartz. The color varies from gray to gray-whitish, dotted with dark green when the amphibole is present. The rocks are generally well-foliated and locally show roundish, microgranular inclusions rich in mafic minerals. Basic constituents are: plagioclase, quartz, amphibole, chlorite, biotite, potassium feldspar.

AUGEN GNEISS (SDG)

Gneiss characterized by feldspatic augens emerging on a matrix rich in biotite. The amount and size of feldspatic augens are very variable, and their orientation can strictly follow or not the schistosity surfaces. Mineralogical components are: quartz, microcline, albite, biotite and muscovite.

FINE-GRAINED ORTOGNEISS (SDK)

Mainly fine-grained rocks with a planar-schistose structure outlined by rare and discontinuous layers of biotite. The schistosity is furtherly highlighted by the iso-orientation of feldspar and quartz crystals. The color is gray to gray-brown. Basic minerals are feldspars, quartz, biotite and muscovite.

BANDED PARAGNEISS (DPS)

They consists of a centimeter- to meter-scale (rarely plurimetric) alternation of: a) gray to brown, often fine-grained, paragneiss with biotite, muscovite, quartz and plagioclase; b) silver to brown mica-schists with one or two mica, quartz

and plagioclase; c) platy, light colored quartzites often with muscovite \pm feldspar impurities; d) light colored, fine-grained, quartz-feldspar and muscovite-bearing paragneiss. In more pelitic parts, often garnet and occasionally staurolite have been found.

BIOTITE MICASCHISTS (DSM)

Middle to fine grained micaschists, mainly silvery gray to brown in color, with a planar-corrugated structure. Staurolite, garnet and also kyanite (even cm-large) porphyroblasts often occur, into a schistose matrix of biotite, muscovite, quartz, plagioclase \pm fibrolitic sillimanite.

QUARTZITES (SDQ)

Meter-thick layers and bands of quartzites, concordant to schistosity of host rocks, often related both to aplitic and pegmatitic gneiss, and to fine-grained paragneiss. At the boundary with the former litotypes, the quartzites are usually micaceous, becoming real quartzitic schysts as well. Their structure ranges from isotropic to foliated, the color is white or light gray. They sometimes show darker greyish bands, related to small impurity layers in which plagioclase, muscovite and rarely garnet are also present.

MARBLES (SDR)

Mainly grayish marbles with a maximum thickness of few meters, containing strongly deformed and folded layers of phyllites.

BIBLIOGRAFIA

- ABEL O. (1926) - *Der erste Fund einer Tetrapodenfährte in den unteren alpinen Trias*. Paläontologische Zeitschrift, **7**: 22-24.
- ABELE G. (1997) - *Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments*. Zs. f. Geomorph. N. F., **41/1**: 1-20.
- ACCORDI B. (1955) - *Le dislocazioni delle Cime delle Dolomiti*, Ann. Univ. Ferrara, **2**: 65-184.
- ACCORDI B. (1956) - *Calcareous algae from the Upper Permian of the Dolomites (Italy), with stratigraphy of the "Bellerophon-zone"*. Journ. Paleont. Soc. India, **1**: 75-84.
- ACCORDI B. (1957) - *Nuove ricerche sui corrtugamenti di vetta (Gipffaltungen) delle Dolomiti occidentali*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **LXXVI**, Roma.
- AGTERBERG F.P. (1961) - *Tectonics of the Chrystalline Basement of the Dolomites in North Italy*. Drukkerij en Uitgeversmaatschappij V/H Kemink en Zoon N.V. - Utrecht, 232 pp.
- AMPFFERER O. (1928) - *Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten*. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16.
- ASSERETO A., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOU L. (1977) - *Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico ed interpretazione genetica*. L'Industria Mineraria, **28**: 367 - 402.
- ASSERETO R. (1971) - *Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze*. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. (mat. nat. Klass, Abt. I), **179**: 25-53.
- ASSERETO R., DESIO A., DI CODALBERTO D. & PASSERI L. (1968) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Foglio 14a Tarvisio*. Serv. Geol. d'Italia: 1-70.
- AVANZINI M. & WACHTLER M. (2012) - *Sphingopus ladinicus isp. nov. from the Anisian of the Braies Dolomites (Southern Alps, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **51** (1): 63-70.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A. & SELLI L. (2010) - *Note Illustrative - Foglio 060 Trento, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000*, p. 244, Roma, ISPRA.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER, G. & SAPELZA, A. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 Appiano-Eppan*. SystemCart, Roma, 184 pp.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CUCATO M., MORELLI C., PICOTTI V. & SELLI L. (2012) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 043 Mezzolombardo*. Land Technology & Services, Padova e Treviso, 250 pp.
- AVANZINI M., BERNARDI M. & NICOSIA U. (2011) - *The Permo-Triassic tetrapod faunal diversity in the Italian Southern Alps*. - In: Ahmad Dar, I., Ahmad Dar, M. (eds.): Earth and Environmental Sciences, 591-608, InTech.
- AVANZINI M., DALLA VECCHIA F. M., GIANOLLA P., MIETTO P. & ROGGI G. (2000) - *Aspetti stratigrafici relativi alla presenza di tetrapodi nelle piattaforme carbonatiche mesozoiche del Sudalpino*. In: A. CHERCHI & C. CORRADINI (ed.) «Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche: convegno di fine progetto nazionale di ricerca COFIN 97: Modena, 13-14 giugno 2000»: 15-20.
- AVANZINI M., GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Conglomerato di Richthofen*. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (1). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VI: 42-48.
- BACCELLE SCUDELER L. (1972) - *Formazione di Livinallongo*. Boll. Serv. Geol. It., **92**: 73-86.
- BACCELLE SCUDELER L. & LUCCHI GARAVELLO A. (1967) - *Ammoniti dei livelli cretacici di Ra Stua (Cortina d'Ampezzo)*. Ann. Univ. di Ferrara, sez. 9, **4**: 117-153.
- BACCELLE SCUDELER L. & SACERDOTI M. (1965) - *Una serie di Strati di Livinallongo (Ladinico Inferiore) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi)*. St. Trentini Sc. Nat., **42**: 113-162, Trento.

- BACCELLE SCUDELER L. & SEMENZA E. (1974) - *Flysch terrigeno con strutture contornitiche nel Cretacico delle Dolomiti ampezzane. Caratteristiche sedimentologiche e significato geodinamico*. Annali Univ. di Ferrara, sez. 9, 5: 165-190.
- BALINI M. (1993) - *Preliminary report on the Pelsonian ammonoids from the Dont section (Eastern Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., 99 (2): 263-270.
- BALINI M. (2007) - *Buchenstein*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., Groppe G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 97-110.
- BALINI M. & NICORA A. (1988) - *Stop 3.3A - Conodonts from the Pelsonian-Illyrian Section of Dont (Zoldo Valley, Belluno)*. Giorn. Geol., serie 3, 60: 260-267.
- BALINI M., LUCAS S.G., JENKS J.F. & SPIELMANN, J.A. (2010) - *Triassic ammonoid biostratigraphy: an Overview*. Geological Society of London Special Publication, 334: 221-262.
- BALLA Z., (1988) - *Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary)*. Tectonophysics, 145: 277-292.
- BANDEL K. (1991) - *Schlitzbandschnecken mit perlmutteriger Schale aus den triassischen St. Cassian-Schichten der Dolomiten*. - Ann. Naturhist. Mus. Wien 92: 1-53.
- BANDEL K. (1992a) - *Platyceratiidae from the Triassic St. Cassian Formation and the evolutionary history of the Neritimorpha (Gastropoda)*. - Paläontologische Zeitschrift, 66:231-240.
- BANDEL K. (1992b) - *Über Caenogastropoda der Cassianer Schichten (Obertrias) der Dolomiten (Italien) und ihre taxonomische Bewertung*. -Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, 73:37-97.
- BANDEL K. (1993) - *Trochomorpha aus der triassischen St. Cassian Formation (Gastropoda, Dolomiten)*. - Ann. Naturhist. Museum Wien, 95: 1-99.
- BANDEL K. (1994a) - *Comparison Upper Triassic and Lower Jurassic gastropods from the Peruvian Andes (Pucará Group) and the Alps (Cassian Formation)*. - Palaeontographica, 1, 233: 127-160.
- BANDEL K. (1994b) - *Triassic Euthyneura (Gastropoda) from St. Cassian Formation (Italian Alps) with a discussion on the evolution of the Heterostropha*. - Freiburger Forschungshefte C., 452: 79-100.
- BANDEL K. (1995) - *The Mathildoidea from the Late St. Cassian Formation*. - Scripta Geologica, 111: 1-83.
- BANDEL K. (1996) - *Some heterostrophic gastropods from Triassic St. Cassian Formation with a discussion of the classification of the Allogastropoda*. - Paläontologische Zeitschrift, 70, 3/4, S. 325-365.
- BANDEL K. (2007) - *Description and classification of Late Triassic Neritimorpha (Gastropoda, Mollusca) from the St Cassian Formation, Italian Alps*. Bulletin of Geosciences, 82(3): 215-274.
- BARBIERI G. & GRANDesso P., (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 082 Asiago*. APAT Regione Veneto, 135 pp., SELCA s.r.l., Firenze.
- BARBIERI G., DE VECCHI G., DE ZANCHE V., DI LALLO E., FRIZZO P., MIETTO P. & SEDEA R. (1980) - *Note illustrative della carta geologica dell'area di Recoaro alla scala 1:20.000*. Mem. Sci. Geol., 24: 23-52.
- BARGOSI G.M., BERRA F., BORSATO A., BRACK P., CORBARI D., CREDALI M., FERLIGA C., GASPAROTTO G., MARCATO E., MAROCCHI M., SILETTO G.B. & TROMBETTA G.L. (2016) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 079 "Bagolino"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., InfoCartoGrafica, Piacenza.
- BARGOSI G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S., ZANCHI A., AMBROSI C., CORTINI P., CROTTINI A., MACCONI P., MAIR V., MAROCCHI M., MONTRESOR L., TOFFOLON G. & TUMIATI S. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 013 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., SystemCart, Roma.
- BARGOSI 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.
- BARTH S., OBERLI F. & MEIER M. (1989) – *U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite; a high resolution isotopic study of the Alpine Renssen Pluton (northern Italy).* EPSL, **95**: 235-254.
- BAUMGARTEN B. (2007) – *Carlos de Gimbernats erste Geologische Karte von Tirol (1808).* Geo.Alp, **1**: 1-10.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1970) – *Das Anis zwischen St. Vigil und dem Hoehlensteintal (Prager und Olanzer Dolomiten, Süd-Tirol).* Festband Geol. Inst. J. Feir Univ. Innsbruck, **4**: 1-71.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT K. (1978) – *Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps.* Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., **156** (2), 157-158.
- BECKER L.P., FRANK W., HÖCK V., KLEINSCHMIDT G., NEUBAUER F., SASSI F.P. & SCHRAMM J.M. (1987) – *Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps.* In: H.W. Flügel, F.P. Sassi and P. Grecula (Eds), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts.* IGCP No. 5, 169-182. Monography, Mineralia Slov., Alpha Bratislava.
- BELLANCA A., CLAPS, M., ERBA, E., MASETTI, D., NERI, R., PREMOLI SILVA, I. & VENEZIA, F. (1996) – *Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geo-chemistry.* Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **126**: 227-260.
- BELLIENI G. & SASSI F.P. (1981) – *New chemical data and a review on the South-Alpine 'Pre-Hercynia n rhyolitic plateau in the Eastern Alps.* IGCP No.5. Newsletter, **3**: 22-27.
- BELLIENI G. & VISONÀ D. (1981) – *Metamorphic evolution of the Austroalpine schists outcropping between the intrusive masses of Vedrette di Ries (Rieserferner) and Cima di Vila (Zinsnock) (Eastern Alps-Italy).* Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 586-602.
- BENCIOLINI L., POLI M.E., VISONÀ D. & ZANFERRARI A. (2006) – *Looking inside Late Variscan tectonics: structural and metamorphic heterogeneity of the Eastern Southalpine Basement (NE Italy).* Geodinamica Acta, **19**/1: 17-32.
- BENIGNI C. (1978) – *Revisione tassonomica dei Rynchonellida liassici di Ra Stua (Belluno) e Fanes (Bolzano).* Riv. Ital. Paleont. Strat., **84**: 121-168.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) – *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Sothern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications.* Eclogae Geol. Helv., **83**(2): 387-310.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KALIN O. & VON STUIJVENBERG J. (1979) – *Evolution of continental margin in the Alps.* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **59**: 165-170.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1929) – *Ricerche geologiche e petrografiche sulle Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige).* Boll. Soc. Geol. It., **48**: 333-359.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1930) – *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine. Scala 1:25.000, rilev. 1927-1930.* Gardi, Firenze.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1934) – *Monografia geologica-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe.* Mem Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 243 pp.
- BIDDLE K.T., SCHLAGER W., RUDOLPH K.W. & BUSH T.L. (1992) – *Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco di Vallandro, the Dolomites, Northern Italy.* AAPG Bull., **76**: 14- 30.
- BINI A., MENEGHEL M., MIETTO P., SAURO U. & SIORPAES C., (1995) – *Altopiani Ampezzani: geologia, geomorfologia, speleologia, con 1 carta geomorfol. f.t. a scala 1:25.000.* La Grafica Ed., Vago di Lavagno, Verona, 156 pp..
- BINI A., MENEGHEL M., QUINIF Y., SAURO U. & SIORPAES C., (1990) – *Discovery of Quarz Pebbles on summit surfaces in the Alpopiani Ampezzani Dolomites, NE Italy.* Acta Carsologica, **XIX 29**: 197-202.
- BITTNER A. (1890) – *Brachiopoden der alpinen Trias.* Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **XIV 14**: 1-325.
- BITTNER A. (1892) – *Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols.* Verh. k.k. Geol. Reichsanst., Wien.
- BITTNER A. (1895 a) – *Revision der Lamellibranchiaten von Set. Cassian.* Verh. k.k. Geol. Reichsanst.,

Wien: 115 pp..

- BITTNER A. (1895 b) - *Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Theil: Revision der Lamellibranchiaten von Set. Cassian.* Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **18/1**: 1–236.
- BIZZARINI F. & BRAGA Gp., (1987) - *Considerazioni bio e litostratigrafiche sulla Formazione di S. Cassiano (Dolomiti Nord-Orientali, Italia)*: Studi Trent. Sc. Nat., **64**: 39-56.
- BIZZARINI F., LAGHI G., RUSSO F. & URLICHS M., (1986) -, *Preliminary biostratigraphic correlation between Ampezzo, basin sections and the Cordevolian Stratotype (Late Triassic, Italian Dolomites)*: Lavori Soc. Veneta Sc. Nat., **11**: 151-158.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen in der umgebung von Bruneck.* Verh. k.k. Geol. Reichsanst. Wien, 350-353.
- BLAAS J. (1902) - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen.* Wagner, Innsbruck.
- BLAAS J. (1907) - *Kleine Geologie von Tirol.* Verlag der Wagner'schen Univ. Buchhandlung, Innsbruck
- BLENDINGER W. (1983) - *Anisian sedimentation and tectonics of the M. Pore-M. Cernera area (Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89**: 175-208.
- BLENDINGER W. (1985) - *Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps)*. Tectonophysics, **113**: 105-121.
- BLENDINGER W. (1986) - *Isolated stationary carbonate platforms: The Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy*. Sedimentology, **33**: 159–183.
- BLENDINGER W. & BLENDINGER E. (1989) - *Windward-leeward effects on Triassic carbonate bank margin facies of the Dolomites, northern Italy*. Sedimentary Geology, **64**: 143-166.
- BLENDINGER W., BRACK P., NÖRBERG A.K. & WULFF-PEDERSEN E. (2004) - *Three-dimensional modelling of an isolated carbonate buildup (Triassic, Dolomites, Italy)*. Sedimentology, **51**: 297–314.
- BLENDINGER W., PAROW A. & KEPLER F. (1984) - *Paleogeography of the M. Cernera-Piz del Corvo area (Dolomites, Italy) during the upper Anisian and Ladinian*. Geologica Romana, **21**: 217-234.
- BÖGEL H., MORTEANI G., SASSI F.P., SATIR M. & SCHMIDT K. (1979) - *The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**: 87-112.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1973) - *Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 549-571.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1979) - *New radiometric data from the eastern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 21
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1980) - *On the existence of Hercynian apfites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps)*. Neu. Jb. Mineral. Mh., 501-514.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1978) - *New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window*. Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova, **32**: 1-17
- BÖSE E. & SCHLOSSER M. (1900) - *Über die mittelliasische Brachiopodenfauna von Südtirol*. Paläontographica, Bd. **46**: 175-212.
- BOSELLINI A. (1965a) - *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **15**: 1-72.
- BOSELLINI A. (1965b) - *Schema strutturale del Permo-Trias postercinico nelle Alpi Meridionali*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII, **38**: 216-222.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. (1968) - *Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. Mem. Atti Acc. naz. Lincei, **9**: 1-32.
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico e Cretaceo. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. Acc. Naz. Lincei, **183**: 163-

205.

- BOSELLINI A. (1984) - *Progradation geometries of carbonate platform: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy*. *Sedimentology*, **31**: 1-24.
- BOSELLINI A. & DAL CIN R. (1968) - *Sedimentologia delle Arenarie di Val Gardena – Sezione di S. Martino in Badia (Bolzano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **87**: 401-423.
- BOSELLINI A. & DOGLIONI C. (1986) - *Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy)*. *Journ. Struct. Geol.*, **8**(5): 581-583.
- BOSELLINI A. & FERRI R. (1980) - *La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella valle di S. Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti bellunesi)*. *Ann. Univ. di Ferrara (N.S.)*, sez.9, Scienze Terra, **6**: 63-89.
- BOSELLINI A. & HARDIE L. H. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale nelle Alpi venete*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30** (1985): 245-266.
- BOSELLINI A. & LARGAIOLLI T. (1965) - *Contributo alla conoscenza degli strati di S. Croce (Val Badia-Dolomiti)*. *Studi Trent. Sc. Nat.*, Sez. A, **42**: 5-12.
- BOSELLINI A. & ROSSI D. (1974) - *Triassic carbonate buildups of the Dolomites, northern Italy*. In: L. F. Laporte (ed.) «Reefs in Time and Space» **18**: 209-231-
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., ROSSI P., SIMBOLI G. & SOMMAVILLA E. (1977) - *Schema sedimentologico e stratigrafico per il Trias medio della val di Fassa ed aree circostanti (Dolomiti centrali)*. *Giorn. Geol.*, serie 2, **42**(1): 83-108.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P., STEFANI M. (2003) - *Geology of the Dolomites*. *Episodes* **26**: 181–185.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & NERI C. (1982) - *La geologia del passo del Falzarego*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (ed.) «Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale»: 273-278.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M. (1996) - *Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica*. 78° riunione estiva della Società Geologica Italiana: 9-53.
- BOYER S. E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. *AAPG Bulletin*, **66**(9): (9), 1196-1230.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) - *Stratigraphy and Ammonoites of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. *Eclogae geol. Helv.* *Eclogae Geologicae Helveticae*, **79** (1): 181-225.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlation of boundary sections from Southern Alps*. *Eclogae geol. Helv.* *Eclogae Geologicae Helveticae*, **86** (2): 415-527.
- BRACK P., RIEBER H., MUNDIL R., BLENDINGER W. & MAURER F. (2007) - *Geometry and chronology of growth and drowning of Middle Triassic carbonate platforms (Cernerer and Bivera/Clapsavon) in the southern Alps (northern Italy)*. *Swiss J. Geosci.* **100**: 327–347.
- BRACK W., TROLL G., KÖLHER H. & MÜLLER-SOHNUS D. (1977) - *Geochronological investigations in the 'Altkristallin' of Eastern Alps*. In: BOEGELS (ed.), *Geodynamics and Geotraverses around the Alps*, Salzburgh-München.
- BRANDNER R. (1973) - *Tetrapodenfahrten aus der unteren Mitteltrias der Südalpen*. *Veröffentlichungen der Universität Innsbruck*, **86**: 57-71.
- BRANDNER R. (1984) - *Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NWTethys*. *Jahrb. Geol. Bundesanst.* **126**: 435–475.
- BRANDNER R. (1991) - *Geological Setting and Stratigraphy of the Schlern – Rosengartner Buildup and Seiser Alm Basin*. In: *Guidebook Exkursion A*, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, R. KOCH, L.A. YOSE (Eds) *The northern margin of Schlern/Sciliar-Rosengarten/Catinaccio Platform*. *Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization*, 61 pp.
- BRANDNER R. & KEIM L. (2011) - *A 4-day geological field trip in the Western Dolomites*. *Geo.Alp.* **8**:76-118.
- BRANDNER R., BURGER U., GÖGL M.L., GRUBER A., GRUBER J., JESACHER M., KEIM L., PIRCHL T., PRAGER C., PSENNER A. & SCHMIDT M. (2007) - *Carta Geologica delle Dolomiti occidentali in scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Bolzano, Ufficio Geologia e Prove Materiali, LAC Firenze.

- BRANDNER R., GRUBER A. & LUTZ D. (2004) - *Parco Naturale Dolomiti di Sesto - Carta geologico escursionistica*. Provincia Autonoma di Bolzano, Tabacco Udine.
- BRANDNER R., GRUBER A., MORELLI C. & MAIR V. (2016) - *Pulses of Neotethys-Rifting in the Permomesozoic of the Dolomites*. *Geo.Alp*, **13**: 2016 7-70.
- BREDA A. & PRETO N. (2011) - *Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system: the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy)*. *Sedimentology*, **58**: 1613-1647.
- BREDA A., PRETO N., ROGHI G., FURIN S., MENEGUOLO R., RAGAZZI E. & GIANOLLA P. (2009) - *The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy)*. *Geo. Alp.*, **6**: 80-115.
- BROGLIO LORIGA C., FUGAGNOLI A., VAN KONINENBURG-VAN CITTERT J.H.A., KUSTATSCHER E., POSTENATO R. & WACHTLER M. (2002) - *The Anisian Macroflora from the Northern Dolomites (Kühwiesenkopf/Monte Pra della Vacca, Braies): a first report*. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **108** (3): 381-389.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., SCHEFFER A.O., POSENATO R., SZABO I. & MAKK A.T. (1990) - *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. *Mem. Sci. Geol.*, **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, **58**: 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.
- BRUGMAN W.A. (1983) - *Permian-Triassic Palynology*. *Lab. Palaeob. Palynol.*, Univ. Utrecht, 122 pp.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUF F. & VIEL G. (1982) - *Paleogeografia ladino-carnica e metallogenese del Sudalpino*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**: 65-82.
- BUTLER R.W.H., (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. *Journal of Struct. Geology*, **4**, 239-245.
- CAPORALI A., NEUBAUER F., OSTINI L., STANGL G. & ZULIANI D. (2013) - *Modeling surface GPS velocities in the Southern and Eastern Alps by finite dislocations at crustal depths*. *Tectonophysics*, **590**: 136-150.
- CAPUTO R. (1996) - *The polyphase tectonics of Eastern Dolomites*. *Mem. Sci. Geol.*, **48**: 93-106.
- CAPUTO R. (1997) - *The puzzling regmatic system of Eastern Dolomites*. *Mem. Sci. Geol.*, **49**: 11-10.
- CAPUTO R., POLI M.E., & ZANFERRARI A. (2010) - *Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy*. *Journal of Structural Geology*, **32**: 1009-1027.
- CAPUTO R., STEFANI M. & DAL PIAZ G. (1999) - *Contractional and transcurrent tectonics in the Marmolada Group (Dolomites, Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **51**: 63-77.
- CARMINATI E., CAVAZZA D., SCROCCA D., FANTONI R., SCOTTI P. & DOGLIONI C. (2010) - *Thermal and tectonic evolution of the southern Alps (northern Italy) rifting: Coupled organic matter maturity analysis and thermokinematic modeling*. *AAPG Bulletin*, **94** (3): pp. 369-397.
- CARRARO F. (2012) - *Geologia del Quaternario: l'evoluzione geologica degli ambienti superficiali*. Flaccovio ed., 396 pp., Palermo.
- CASATI P. (1979) - *Stratigrafia medio-triassica del Comelico occidentale (Dolomiti Orientali, Provincia di Belluno)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **85**: 31-56.
- CASATI P., JADOUF F., NICORA A., MARINELLI M., FANTINI SESTINI N. & FOIS E., (1982) - *Geologia della Valle dell'Ansiei e dei Gruppi M. Popera - Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali)*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **87**(3): 371-510 (con una carta geologica alla scala 1:25.000).
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANOSSE F., & VENTURINI C., (1998) *Synthetic Upper Paleozoic correlation charts of selected Italian areas*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **40**: 65-120.
- CASSINIS G., DI STEFANO P., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C., (2000) - *Permian of South Europe and its international correlations*. In: Y. YIN, J.M. DICKINS, G. R. SHI, J. TONGHS (Eds.)

- “Permian- Triassic evolution of Tethis and western circum-Pacific“: Elsevier, 37-70.
- CASTELLARIN A. (1976) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch sudalpino cretaceo*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 501-511.
- CASTELLARIN A. (1979) - *Il problema dei raccordi crostali nel Sudalpino*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 21-23.
- CASTELLARIN A. (1981) – *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1: 200.000*. CNR., **441**: 1-220, Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. Journ. of Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., & TRANSALP WORKING GROUP (2004) – *Structural synthesis of the Eastern Alps: a collisional orogenic chain*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, 3-13.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. e & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005a) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 059 Tione di Trento*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, LAC, Firenze.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) – *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics, **414**: 259–282.
- CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L. & BOLLETTINARI G. (2005b) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 080 Riva del Garda*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, L.A.C., Firenze.
- CASTIGLIONI B., LEONARDI P., MERLA G., TREVISAN L. & ZENARI S. (1940) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio -12- "Pieve di Cadore", alla scala 1:100.000*", Ufficio Idrografico del R. Magistrato delle Acque, Venezia.
- 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 B., CORNELIUS FURLANI M. & VARDABASSO S. (1930) - *Foglio 11 M. Marmolada della carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000*. Uff. Idrogr. Mag. Acque. Venezia.
- CASTIGLIONI G.B. (1964) – *Sul morenico stadiale delle Dolomiti*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**: 3-16.
- CASTIGLIONI G.B. (1967) – *Depositi morenici*. In: Leonardi P., Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave, 1, 389-399.
- CELLI A., (1935) - *Relazione delle Campagne Galiologiche del 1934. Gruppo di Croda Rossa*. Boll. Comit. Glaciol. It. e della Commissione Glaciologica del C.A.I., n. 15, p. 242.
- CESARE B. (1999) - *Multi-Stage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: Microstructures and their interpretation*. Journal of Metamorphic Geology, **17**: 723-734.
- CITA M.B. & PASQUARÈ G. (1959) - *Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia. Nota IV - Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **10**: 1-153.
- CITA M.B. & ROSSI D., (1959), *Prima segnalazione di Aptiano-Albiano nelle Dolomiti*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Ss. mm. ff. nn. classe VIII, **27**(6): 405-411.
- CLAPS M. & MASETTI D. (1994) - *Milankovitch periodicities recorded in Cretaceous deep-sea sequences from the Southern Alps (northern Italy)*. In: Orbital forcing and cyclic sequences (Eds: P.L. de Boer & D.G. Smith), IAS spec. Publ., **19**: 99-107.
- COBIANCHI M. & LUCIANI V. (1998) – *Nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici nei livelli*

- anossici, pelagiti ritmiche e torbiditi del Cenomaniano-Turoniano nelle Dolomiti Ampezzane.* Mem. Soc. Geol. It., **53**: 225-238.
- COCCIONI R. & PREMOLI SILVA I. (2015) - *Revised Upper Albian – Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy)*. Newsletters on Stratigraphy, **48**: 47-90.
- CONSOLE F., PANTALONI M. & PETTI F.M. (2016) - *La cartografia geologica delle Alpi meridionali tra XIX e XX secolo: un esempio di collaborazione italo-austriaca*. In stampa L'Universo, anno XCV, **5**: 103-123.
- CORNELIUS-FURLANI M. (1924) – *Zur Kenntnis der Villnösser Line*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., **7**: 125-131.
- CROS P (1966) - *Age Oligocène Supérieur d'une pouddingue (du Monte Parei) dans les Dolomites centrales italiennes*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **7**: 254-252.
- CROS P. (1962) - *Etude des formations calcaïres attribuées au Rhéthien dans les Dolomites centrales (Haut-Adige)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **4**: 107-108.
- CROS P. (1965) - *Contribution a l'étude stratigraphique du Lias des Dolomites italiennes (Italie du Nord)*. Bull. Soc. Geol. France, (sér. 7), **7**: 437-442.
- CROS P. (1967): *A propos de l'origine récifale de deux massifs ladino-carniens dans les Dolomites*. C.R. Somm. Soc. Géol. France Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France, **6**: 233.
- CROS P. (1972) - *Glissements sous-marins et passages de faciès dans le Carnien des Dolomites de Braies (Italie du Nord)*. Bull. Soc. Géol. France, **7**: 57-66.
- CROS P. (1974) - *Evolution sédimentologique et paléostrutturale de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites italiennes)*. - Se. Terre Nancy, **19**(4): 299-379.
- CROS P. (1978) - *Interprétation des relations entre sédiments continentaux intrakarstiques et molasses littorales Oligo Miocènes des Dolomites centrales Italiennes*. Atti Congr. "Processi Paleocarsici e Neocarsici", Napoli.
- CROS P. (1979) - *Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apport terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques orientales (Italie et Autriche)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **292**: 737-741.
- CROS P. (1980) – *Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apport terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 953-982.
- CROS P. & DUPEUPLE P. A. (1967) - *Caracteres des terrains cretaces superieurs dans la Vallee d'Antruilles*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **7**: 250-252.
- CROS P. & HOUËL P. (1983) - *Repartition and Paleogeographical interpretation of Volcanoclastic and Pelagic Sediments of the Livinalongo Formation (Italian Dolomites)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11/13**: 415-452.
- CROS P. & LAGNY Ph. (1969) – *Paléokarst dans le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique*. Sc. Terre, **14** (2): 139-195.
- CROS P. & LAGNY Ph. (1972) – *Die paleogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen im Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen und der Dolomiten (Norditalien)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., **21**: 169-192.
- CUCATO M. (2007) - *La successione continentale pliocenico(?) - quaternaria*. In: Barbieri G. & Grandesso P. (a cura di), *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 082 "Asiago"*, pp. 60-94. Servizio Geologico d'Italia APAT - Regione del Veneto, S.EL. CA. s.r.l., Firenze.
- DAL CIN R. (1967) - *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di Conglomerato di Richtofen della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 165-203.
- DAL CIN R. (1963) – *Primi risultati di uno studio sul «Verrucano Alpino» delle Dolomiti Settentrionali*, Boll. Soc. Geol. It., LXXXII, Fasc. 3, Roma.

- DAL CIN R. (1972) - *I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti*. In G. Woltetz & G. Riehl-Herwirsch (eds), *Verrucano-Symposium*, Wien 1969, Verh. Geol. Bundesanst., pp.47-74, Wien.
- DAL CORSO J., GIANOLLA, P., NEWTON, R. J., FRANCESCHI, M., ROGGI, G., CAGGIATI, M. & PRETO, N. (2015a) - *Carbon isotope records reveal synchronicity between carbon cycle perturbation and the „Carnian Pluvial Event“ in the Tethys realm (Late Triassic)*. *Global and Planetary Change*, **127**: 79-90.
- DAL CORSO J., MIETTO P., NEWTON R.J., PANCOST R.D., PRETO N., ROGGI G. & WIGNALL P.B. (2012) - *Discovery of a major negative $\delta^{13}C$ spike in the Carnian (Upper Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts*. *Geology*, **40**(1): 79–82.
- DAL CORSO J., ROGGI G., KUSTATSCHER E., PRETO N., GIANOLLA P., MANFRIN S. & MIETTO P. (2015b) - *Ammonoid–calibrated sporomorph assemblages reflect a shift from hygrophytic to xerophytic elements in the late Anisian (Middle Triassic) of the Southern Alps (Italy)*. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **218**: 15–27.
- 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 G., BIANCHI A., DAL PIAZ G.B. & MERLA G. (1930) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio -4b- "Monguefjo", alla scala 1:100.000*, Ufficio Idrografico del R. Magistrato delle Acque, Venezia.
- DAL PIAZ GB. (1930) - *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige Orientale*. *Studi Trentini di Scienze naturali*, **XI**, **3**:1- 27.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **10**: 245 pp.
- DAL PIAZ GB. (1935) - *Le alluvioni interglaciali dell'Alta Valle della Rienza. Alto Adige*. *Bol. Com. Glac. It. Torino*, **15**: 3-7.
- DE GIBERNAT (1808) - *Planos Geognósticos de los Alpes y de la Suiza con sus Descriptiones*. Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid.
- DE ZANCHE V. (1990) - *A review of Triassic stratigraphy and paleogeography in the eastern Southern Alps*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 59–71.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) - *Schythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **11**: 299-308.
- DE ZANCHE V. & GIANOLLA P. (1995) - *Litostratigrafia al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale)*. *Ann. Univ. di Ferrara (N.S.)*, sez.9, *Scienze Terra*, **5**: 41-48.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. (1992) - *The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Eclogae Geol. Helv. Eclogae geologicae Helvetiae*, **85**/1: 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MANFRIN S., MIETTO P. & ROGGI G. (1995) - *A Middle Triassic backstepping carbonate platform in the Dolomites (Italy): sequence stratigraphy and biochronostratigraphy*. *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 135– 155.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R. (1993) - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, **45**: 1-27.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P. & ROGGI, G. (2000) - *Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **93**: 331-347.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps*. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 707-718.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1984) - *Acidic gneisses from Plan de Coronas area, and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps)*. *Mem. Sci. Geol.*, **36**: 403-412.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (curatori) (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle formazioni, Fascicolo I - Unità validate*. Quaderni del Servizio

- d'Italia, serie III, n° 7, 228 p., Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F. (2006) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità validate*: Servizio Geologico d'Italia Quaderni, serie III, **7**.
- DERCOURT J., ZONESHAIN P.L., RICOU L.E., KAZMIR V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHICOF I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU DUVAL B., (1986) - *Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DIEMI G., ANTONACCI A. & ZARDINI R. (1970) - *Le spugne cassiane (Trias medio-superiore) della regione dolomitica intorno a Cortina d'Ampezzo*. - Boll. Soc. Paleont. Ital. **7/2**., 94-155.
- DIENER C. (1891) - *Erstigung der Croda Rossa (3184 m) von der Ostseite*. Oesterreich. Alpen-Ztg.
- DIENER C. (1897) - Über ein Vorkommen von Ammoniten und Othoceren in Südtirolischen Bellerophon-Kalk. Sitzber. Akad. Wiss., Wien, **106**: 61-77.
- DIENI I., GIORDANO D., LOYDELL D. K. & SASSI F. P. (2005) - *Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probable Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy)*. Geol. Mag., **143**: 1-5.
- DOGLIONI C. (1982) - *Tettonica triassica nella Valle di Livinallongo (Dolomiti occidentali)*. Ann. Univ. Ferrara, **9**, 2: 1-20.
- DOGLIONI C. (1984) - *Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti*. Giornale di Geologia, **46**, 2: 47-60, Bologna.
- DOGLIONI C. (1987) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps- Northern Italy)*, J. Struct. Geol., **9**: 181-193.
- DOGLIONI C. (1992) - *Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps*. Eclogae geol. Helv. Eclogae Geologicae Helveticae, **85**, 1: 105-126.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geologische Rundsch., **76**: 735-754.
- DOGLIONI C. & CARMINATI E. (2008) - Structural Styles & Dolomites Field Trip. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **LXXXII**.
- DOGLIONI C. & CASTELLARIN A., (1985) - *A geologic schematic cross-section of the Southern Alps*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 35-36.
- DOGLIONI C. & NERI C. (1988) - *Anisian tectonics in the Passo Rolle Area*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 197-204.
- DOGLIONI C. & STORPAES C. (1990) - *Polyphase deformation in the Col Bechei area (Dolomites-Northern Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **83/3**: 701-710.
- DOGLIONI C., MASETTI D. & NERI C. (1989) - *Late Carnian extensional tectonics in the Dolomites*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 43-48.
- EBNER F., NEUBAUER F. & STATTEGGER K. (1987) - *The Caledonian event in the Eastern Alps: a review*. In: H.W. FLÜGEL, F.P. Sassi and P. Grecula (eds.), Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. IGCP No.5, Monography, Mineralia Slov., Alpha Bratislava, 169-182.
- EXNER C. H. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. Verh. Geol. Bundesanst., Wien, **1976**: 3-64.
- FANTONI R., LONGO SALVADOR G, PODDA F., PONTON M & SCOTTI P. (1998) - *L'unità a laminita organiche nel Norico del Rio Resartico (Val Resia, Alpi Giulie)*. Atti Ticinesi Sci. Terra, serie speciale **7**: 109-123.
- FARABEGOLI E. & GUASTI M. (1980) - *Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, southeastern Dolomites)*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**(3-4): 909-930.
- FARABEGOLI E. & VIEL G. (1982) - *Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Trias inferiore) delle Dolomiti Occidentali*. Industria Mineraria, **6**: 3-14.
- FARABEGOLI E., JADOUL F. & MARTINES M. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi*

- Giulie occidentali (Alpi Meridionali, Italia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 147-196.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D., PERRI M.C. & VENERI P. (1984) - *M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic "Rosso Ammonitico" facies from the Southern Alps (Italy)*. Giornale di Geologia, **46**: 33-46.
- FARABEGOLI E., PERRI M.C. & POSENATO R. (2007) - *Environmental and biotic changes across the Permian–Triassic boundary in Western Tethys: The Bulla parastratotype, Italy*. Global and Planetary Change, **55**: 109–135.
- FARABEGOLI E., PISA G. & OTT E. (1977) - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sud-orientali)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 659-703.
- FAULP P. (1976) - *Sedimentologischen Studien im Kreidefysch der Lienzer Dolomiten*, Anz., Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl., **9**: 131-134.
- FISCHER K. (1989) - *Das Gsieser Tal. Geographische Skizze eines peripher gelegenen Hochtales in Südtirol*. Der Schlern, **63**: 531-569.
- FISCHER K. (2006) - *Die Weitung von Bruneck in ausgehenden Eiszeitalter*. Der Schlern, **80**: 4-19.
- FLAJS G. & SCHÖNLAUB H.P. (1976) - *Die biostratigraphische Gliederung des Altpalaeozoikums am Polster bei Eisenerz (Noerdliche Grauwackenzone, Oesterreich)*. In: Schoenlaub H.P. (ed.), Neue Ergebnisse ueber Untersuchungen im Palaeozoikum Oesterreichs. Verh. Geol. Bundesanst., **2**: 257-303.
- FLÜGEL E. & KRAUSS S. (1986) - *The Lower Permian Sexten breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis breccia (Carnic Alps): Microfacies, depositional environment and paleotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **34**: 67-90.
- FOIS E. (1982) - *The Sassi da Putia carbonate buildup (western Dolomites): biofacies succession and margin development during the Ladinian*. Riv. It. Paleont. Strat., **87**: 565-598.
- FOIS E. & GAETANI M. (1981) - *The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian*. Riv. It. Paleont. Strat., **86**: 469-542.
- FÖTTERLE F. (1856) - *Mittheilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenformation (Gailthaler Schichten) und der Triasgebilde in dem südwestlichen Theile von Kärnten*. - Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 7, S. 372.
- FRANCESCHI, M., MASSIRONI, M., FRANCESCHI, P. & PICOTTI, V. (2013) - *Study of the Early Jurassic Calcarei Grigi carbonate platform (Southern Alps, Italy), integrating 3D-modeling and geostatistics*. Rend. Online Soc. Geol. It., **29**: 59-62.
- FRANCESCHI, M., MASSIRONI, M., FRANCESCHI, P. & PICOTTI, V. (2014) - *Spatial analysis of thickness variability applied to an Early Jurassic carbonate platform in the central Southern Alps (Italy): a tool to unravel syn-sedimentary faulting*. Terra Nova, **26**: 239-246.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & SZÉKELY B. (2001) - *The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps - A mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps*. Int. J. Earth Sciences, **90**(3): 500-518.
- FRISCH W., NEUBAUER F. & SATIR M. (1984) - *Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle*. Int. J. Earth Sciences, **73**: 47–68.
- FRISCH W., NEUBAUER F., BRÖCKER M., BRÜCKMANN W. & HAISS N. (1987) - *Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex*. In: H.W. Flügel, F.P. Sassi and P. Grecula (eds.), Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. IGCP No.5, Monography, Mineralia Slov., Alpha Bratislava, 209-226.
- FURLANI M. (1912) - *Der Drauzug im Hochpustertal*. In: Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **5**: 252-271.
- FURLANI M. (1919) - *Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol*. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 97.
- FURLANIS S. (2013) - *Risposta dei sistemi deposizionali continentali dell'area Alpino Dolomitica alle variazioni climatiche a scala del millennio durante l'ultima transizione glaciale – interglaciale*

- (*Pleistocene sup p.p.* - *Olocene inf.*). Tesi di Dottorato inedita, Università di Ferrara, 98 pp.
- FÜRSICH F.T. & WENDT J. (1977) - *Biostratigraphy and palaeoecology of the cassian formation (Triassic) of the Southern Alps*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **22**: 257-323.
- GAETANI M., (2010) - *From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations of Tethys and Atlantic Oceans*. *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, **36** In: (Eds.) MARCO BELTRANDO, ANGELO PECCERILLO, MASSIMO MATTEI, SANDRO CONTICELLI, AND CARLO DOGLIONI, *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins*.
- GAETANI M. & MANTOVANI (2015) - *Middle Triassic Spiriferoid Mentzeliiids from Alpine and Mediterranean areas*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **121**:163-194
- GAETANI M., FOIS E., JADOUL F. & NICORA A. (1981) - *Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy)*. *Mar. Geol.*, **44**(1-2): 25-57.
- GATTOLIN G., PRETO N., BREA A., FRANCESCHI M., ISOTTON M. & GIANOLLA P. (2015) - *Sequence stratigraphy after the demise of a high-relief carbonate platform (Carnian of the Dolomites): sea-level and climate disentangled*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **423**: 1–17.
- GIANOLLA P. & JACQUIN, T. (1998) - *Triassic sequence stratigraphy framework of western European basins*. In: P.C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (eds.), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Sp. Pub. **60**: 643-650.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) - *Formazione di Wengen*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Gropelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 111-124.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution*. In: P.C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (eds.), *Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Sp. Pub., **60**: 723-751.
- GIANOLLA P., MICHELETTI, C., PANIZZA & M., VIOLA, F. (2009) - *Nomination of the Dolomites for Inscription on the World Natural Heritage List Unesco*: <http://whc.unesco.org/en/list/1237/>.
- GRUPPO DI LAVORO MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapp. conclusivo per il DPC*. INGV, Milano-Roma, pp. 65 + 5 appendici.
- GUIDOBONI E., COMASTRI A. & BOSCHI E. (2005) - *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2005JB003683.
- GUIDOTTI C.V. & SASSI F.P. (1976) - *Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists*. *N. Jb. Miner. Abh.*, **127**: 97-142.
- GÜMBEL C. W. (1857) - *Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach*. *Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., Jahrg.*, **7, H. I.**: 146- 151., Wien
- HAMMERL C. (2015) - *The four strongest earthquakes in Tyrol/Austria during XVIIth and XVIIIth centuries: from archival sources to macroseismic intensities*. *Acta Geod. Geophys.*, **50**: 39-62.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKHERT B. (1987) - *A K-Ar and 40Ar/39Ar study on white micas from Brixen quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for argon loss at low temperatures*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 393-406.
- HANNSS C. (1967) - *Die Morphologischen Grundzüge des Ahrntales*. *Tübinger geographische Studien*, **23**, 144 pp.
- HARADA T. (1883) - *Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und Westlichen Carnia*. *J.d.k.k. geol. Bundesanst.*, **80**: 147-230.
- HARDIE L. A., BOSELLINI A. & GOLDHAMMER R. K. (1986) - *Repeated Subaerial Exposure of Subtidal Carbonate Platforms, Triassic, Northern Italy: Evidence for High Frequency Sea-Level Oscillations on a 104 Year Scale*. *Paleoceanography*, **1**(4): 447-457.
- HAUER F.R. (1850) - *Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen*

- zwischen Wien und Salzburg. *Jarb. der. k.k. R.A., I*, 37.
- HAUER F.R. (1858) – *Vorlage der Geologischen Karte von Tirol*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst. Wien, 74-75.
- HAUG E. (1887) - *Die geologischen Verhaeltnisse der Neokomablagerungen der Puez Alpe*. Jahrb. k. k. Geol. Reichanst.: 243-280.
- HEINISCH H. & SCHMIDT K. (1976) – *Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen*.- Geol. Rundsch. **65**: 459-482.
- HEINISCH H. & SCHMIDT K. (1984) – *Zur Geologie des Thurmtaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol)*. Geol. Rundsch., **73**: 113-129.
- HOFMANN R., HAUTMANN M. & BUCHER H. (2015) - *Recovery dynamics of benthic marine communities from the Lower Triassic Werfen Formation, northern Italy*. *Lethaia*, **48**: 474–496.
- HOFMANN T. & CERNAJSEK T. (1993) - *Zur historischen Entwicklung geologischer Kartierung in Tirol*. Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **73**: 13-32.
- HÖRNES R. (1875a) - *Aufnahme im oberen Rienzthale (Umgebung von Toblach) und der Gegend von Cortina d'Ampezzo*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., Wien.
- HÖRNES R. (1875b) - *Aufnahmen in Sexten, Cadore und Comelico*. V. R. A. 266.
- HÖRNES R. (1875c) - *Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg*. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 6, München.
- HÖRNES R. (1876) - *Neocomfundorte in der Gegend von Ampezzo und Enneberg in Südtirol*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst. Wien.
- IRMLER R (2003) - *Seesedimente als natürliches Archiv zur Erstellung eines Murkalenders am Beispiel des Prager Wildsees (Norditalien)*. Dissertation. Universität Jena.
- IRMLER R., BORG K.V.D., DAUT G., MÄUSBACHER R., SCHNEIDER H.& STRUNK H. (2005) - *The reconstruction of debris flow frequency using sediments of Lake Lago di Braies/N-Italy*. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, **138**: 37-50.
- IRMLER R., G. DAUT & R. MÄUSBACHER (2006) - *A debris flow calendar from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy)*. *Geomorphology*, **77**: 69-78.
- JENKYN H.C. (1980) - *Cretaceous anoxic events: from continent to oceans*. *Journal of the Geological Society, London* **137**: 171–188.
- JENKYN H.C. (2010) - *Geochemistry of oceanic anoxic events*. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **11**: (3) Q03004, doi:10.1029/2009GC002788.
- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) *Acrítarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South-Alpine basement of Eastern Alps, Italy)*. In: Zaklinskaya E.D., Hughes N.F. & Richardson J.B. (eds.). Moscow palynostratigraphy symposium, 27th International Geological Congress. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **48**: 311-326.
- KEFERSTEINS C. (1821) - *Charte von Tirol und Vorarlberg* in *Charte von Teutschland*. Weimar, Geographisches Institut.
- KEIM L. (1995) - *Stratigraphische und strukturelle Entwicklung im Gebiet Fanes-Sennes (O.Trias - Oligozän, Oestliche Dolomiten)*. Unpubl. Diploma Thesis, pp. 1-132, Innsbruck.
- KEIM L. & NERI C. (2007a) - *Formazione di San Cassiano*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., GropPELLI G., Manetti P., Petti F.M. (eds), *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 49-55.
- KEIM L. & NERI C. (2007b) – *Dolomia Cassiana*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., GropPELLI G., Manetti P., Petti F.M. (eds), *Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2)*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 56-62.
- KEIM L. & STINGL V. (2000) - *Lithostratigraphy and facies architecture of the Oligocene conglomerates at Monte Parei (Fanes, Dolomites, Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **106**: 123–132.
- KEIM L., BRANDNER R., KRYSSTYN L. & METTE W. (2001) - *Termination of Carbonate Slope Progradation:*

- An example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy. *Sediment. Geol.*, **143** (3-4): 303-323.
- KEIM, L., SPÖTL, C. & BRANDNER, R. (2006) - *The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps)*. *Sedimentology*, **53** (2): 361-386.
- KENT, D.V., OLSEN, P. E., & MUTTONI, G. (2016) - *Astrochronostratigraphic polarity time scale (APTS) for the Late Triassic and Early Jurassic from continental sediments and correlation with standard marine stages*. *Earth Sci. Rev.* **166**: 153–180.
- KLEBELSBERG R. VON (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **14**: 266-285.
- KLEBELSBERG R. VON (1927) - *Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten*. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **79**, 280-354.
- KLEBELSBERG R. VON (1928) - *Quartärablagerungen im obersten Drautal. Pustertal Tirol*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **16**: 94-98.
- KLEBELSBERG R. VON (1929) - *Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern. Südtirol, Venetien*. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **17**: 218-226.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. I-XII + 872 pp., Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1956) - *Südtiroler geomorphologische Studien. Das Pustertal (Rienz-Anteil)*. *Schlern-Schriften*, **151**: 1-218 pp..
- KLIPSTEIN A. (1876) - *Juraversteinerungen im Gebirge zwischen Gader- und Ampezzanenthal*. *Verh. k.k. Geol. Reichsanst.*, 1876: 137-140.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E., KLÖTZLI U. & KÖLLER F. (1997) - *Lower Ordovician migmatization in the Örtztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology*. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **77**: 315-324.
- KOBER L. (1908) - *Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita*. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*. Bd. 1.
- KOKEN E. (1913) - *Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol)*. *Abhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **16**: 1–43.
- KRAINER K. & LANG K. (2007) - *Active rock glaciers at Hohe Gaisl (Eastern Dolomites)*. *Geo.Alp*, **4**: 127-131.
- KRAINER K., LANG K. & HAUSMANN H. (2010) - *Active rock glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, Eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, Northern Italy)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **33**: 25-36, Torino.
- KREUTZER, S. 1992. *Zur Geologie des östlichen Thurmtaler Quarzphyllitkomplexes und seiner tektonischen Einbindung in das Ostalpin der südöstlichen Deferegger Alpen, Osttirol*. PhD thesis, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen.
- KROH A. (2011) - *Echinoids from the Triassic of St. Cassian – A review*. *Geo.Alp* **8**: 136-140.
- KROH A., NICHTERL T. & LUKENEDER A. (2011) - *Type specimens from the Cassian Beds in the collection of the NHM Vienna*. *Geo.Alp* **8**: 142-145.
- KUSTATSCHER E. (2004) - *Macroflora terrestri del Triassico Medio delle Dolomiti e loro inquadramento biochronostratigrafico e paleoclimatico mediante palinomorfi*. Ph.D. Thesis, Università di Ferrara, Italy.
- KUSTATSCHER E. & ROGHI G. (2006) - *Anisian palynomorphs from the Dont Formation of the Kühwiesenkopf/Monte Pra della Vacca section*. *Micropaleontology*, **52**: 223–244.
- KUSTATSCHER E. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J.H.A. (2013) - *Seed ferns from the European Triassic – an overview*. – In: Tanner, L. H., Spielmann, J. A. and Lucas, S. G., editors, 2013, *The Triassic System: New developments in stratigraphy and paleontology*: New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, **61**: 331–344.
- KUSTATSCHER E. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (2005) - *The Ladinian Flora (Middle Triassic) of the Dolomites: palaeoenvironmental reconstructions and palaeoclimatic considerations*. *Geo.Alp*, **2**: 31–51.
- KUSTATSCHER E., HEMLSEY, A.R. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (2009) - *Lugardonia*

- paradoxa*, a new fertile strobilus with unknown affinities from the Anisian flora of Kühwiesenkopf, the Dolomites, Italy. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **156**: 90–97.
- KUSTATSCHER E., MANFRIN, S., MIETTO, P., POSENATO, R. & ROGHI, G. (2006) - *New biostratigraphic data on Anisian (Middle Triassic) palynomorphs from the Dolomites (Italy)*. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **140**: 79–90.
- KUSTATSCHER E., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., & ROGHI, G. (2010a) - *Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies: A case study of Kühwiesenkopf/ Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy)*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **291**: 71–80.
- KUSTATSCHER E., WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., (2007) - *Horsetails and seedferns from the Middle Triassic (Anisian) locality Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca) in the Dolomites (Northern Italy)*. *Palaeontology*, **50**: 1277–1298.
- KUSTATSCHER E., WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., (2010b) - *Lycophytes from the Middle Triassic (Anisian) locality Kühwiesenkopf (Monte Prà della Vacca) in the Dolomites (Northern Italy)*. *Palaeontology*, **53**(3): 595–626.
- LAMMERER B., & WEGER M. (1998) - *Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe*. *Tectonophysics*, **285**: 213–230.
- LAUBSCHER H.P. (1974) - *The tectonic of subduction in the Alpine system*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13** (2): 275–283.
- LAUBSCHER, H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny*. *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**: 1313–1328.
- LEONARDI P. (1955) - *Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **74**(1): 3–140.
- LEONARDI P. (1965). *Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti*. *Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Memorie della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Sez. 2., fisica, chimica, geologia, paleontologia e mineralogia*, **7**(3): p. 85–212.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti, geologia dei monti fra Isarco e Piave*. Edizioni Manfrini, Rovereto 1019 pp.
- LEPSIUS R. (1876) - *Erläuterung seiner geologischen Karte des westlichen Südtirols*. *Zeitschr. Deutsch. geol. Gesell.*, **28**: 1–160.
- LESCA C. (1974) - *Relazione della Campagna Glaciologica 1974. Alpi Dolomitiche. Val Di Braies (T. Braies) (Gruppo: Croda Rossa)*. *Boll. Comit. Glaciol. It.*, **22**, p. 306.
- LORETZ H. (1873a) - *Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol*. *Ebend.*, 612 pp.
- LORETZ H. (1873b) - *Zur Geognosie der Gegend von Niederdorf, Sexten, Cortina in Südtirol*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*: 271–337.
- LORETZ H. (1874) - *Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo*. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin*, Bd. 26, 1874.
- LORETZ H. (1875) - *Einige Petrefakten der alpinen Trias aus den Südalpen*. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin*.
- LOWL (1881) - *Profil durch den Westflügel der Tauernkette*. *Jhrb. k.k. geol. R. Anst.*, **31**: 446–452.
- LUCERNA R. (1937) - *Glaziologie des Antholztales*. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse* **146**: 333–411.
- LUCIANI V. & COBIANCHI M. (1999) - *The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data*. *Cretaceous Research*, **20**: 135–167.
- LUKENEDER A. (2010) - *Lithostratigraphic definition and stratotype for the Puez formation: formalisation of the lower cretaceous in the Dolomites (S Tyrol, Italy)*. *A. J. Earth Sci.*, **103**: 138–158.
- LUKENEDER A. (2012) - *New biostratigraphic data of an Upper Hauterivian - Upper Barremian ammonite assemblage from the Dolomites (Southern Alps, Italy)*. *Cretaceous Research*, **35**: 1–21.
- LUKENEDER A., SOTÁKB J., JOVANEK L., GIORGIONI M., SAVIANE J. F., HALÁSOVÁ E., REHÁKOVÁ D., JÓZSAF Š., KROHA A., FLORINDOG F. & SPROVIERI M. (2016) - *Multistratigraphic records*

- of the Lower Cretaceous (Valanginian–Cenomanian) Puez key area in N. Italy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **447**: 65-87.
- MAIR V., STINGL V., KROIS P. & KEIM L. (1996) - Die Bedeutung andesitischer und dazitischer Gerölle im Unterinntal-Tertiär in Tirol (Österreich) und im Tertiär des Mre. Parei (Dolomiten, Italien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **199**: 369-394.
- MANCKTELOW N.S., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M., (2001) – *The DAV and the Periadriatic fault system in the eastern Alps south of the Tauern window*. *Int. J. Earth Sciences*, **90**: 593–622.
- MARANGON A., GATTOLIN G., DELLA PORTA G. & PRETO N., (2011) - *The Latemar: A flat-topped, steep fronted platform dominated by microbialites and syndimentary cements*. *Sedimentary Geology*, **240**: 97-114.
- MARINELLI O. (1910) - *I ghiacciai delle Alpi Venete*. *Memorie Geografiche*, **11**: 1-289.
- MARIOTTI A. (1974) - *Sur la serie post-triasique des Lienzer Dolomiten: existence d'un flysch cretace au Nord de la Ligne du Gail (Autriche)*. *C.R.S.S. Soc. Geol. France*, **11**: 31-32.
- MAROTTA A.M. & SPLENDORE R. (2014) - *3D mechanical structure of the lithosphere below the Alps and the role of gravitational body forces in the regional present-day stress field*. *Tectonophysics*, **631**: 117-129.
- MASETTI D. & BOTTIONI A. (1978) - *L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia Giurassica dell'area dolomitica*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **84**: 169-186.
- MASETTI D. & NERI C. (1980) - *L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia*. *Annali Univ. Ferrara*, **7**: 1-19.
- MASETTI D., NERI C. & BOSELLINI A. (1991) - *Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high frequency eustatic oscillations (Triassic of the Dolomites)*. *Geology*, **19**: 336-339.
- MASSARI F. & MEDIZZA F. (1973) - *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolare riguardo agli Hard Ground della Scaglia Rossa veneta)*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **27**: 1-6.
- 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., CONTI M.A., FONTANA D., HELMOD K., MARIOTTI N., NERI C., NICOSIA U., ORI G.G., PASINI M. & PITTAU P. (1988) - *The VGS and Bellerophon Formation in the Bletterbach gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology*. *Mem. Sci. Geol.*, **40**: 229-273., Padova
- 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. Sci. Geol.*, **46**: 119-243.
- MAZZOLI C. & SASSI R. (1988) - *Caratteri del metamorfismo ercinico nella fillade sudalpina ad ovest di Bressanone*. *Mem. Sci. Geol.*, **40**: 295-314.
- MAZZOLI C., MELI S., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2000) - *Litostratigrafia, magmatismo e metamorfismo nel basamento cristallino delle Alpi Orientali: una rassegna delle attuali conoscenze*. *Atti e Memorie dell'Accademia Galileiana di Scienze, Lettere ed Arti*, **117**: 25-95.
- MAZZOLI S. & HELMAN M. (1994) - *Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics*. *Geol. Rundsch.*, **83**: 464-468.
- MELI S. (1994) - *I pofroidi sudalpini delle Alpi Orientali: studio petrografico e geochemico*. Tesi di Dottorato, Università di Padova, 298 pp.
- MELI S. (1998) – *Pre-Variscan volcanic activity in the Eastern Alps: the Southalpine porphyroids*. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **78**: 415-432.
- MELI S. (2004) – *Rb/Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on the Variscan metamorphism recorded by Ordovician acidic metavolcanic rocks in the Eastern Southalpine basement (North-Eastern Italy)*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, **9**, **15**: 205-223.
- MELI S. & KLÖTZLI U.S. (2001) – *Evidence for Lower Paleozoic magmatism in the Eastern Southalpine*

- basement: Zircon geochronology from Comelico porphyroids. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**(2): 147-157.
- MELI S. & SASSI R. (2003a) – Petrography, age and geochemistry of the buried “Venice Granodiorite” (Northern Italy). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **83**: 57-61.
- MELI S. & SASSI R. (2003b) – The “Venice Granodiorite”: its features and consequent constraints on the “Caledonian” and Variscan events in the Alpine domain. Rend. Fis. Acc. Lincei, **14**: 179-204.
- MERLA G. (1930a) - *La fauna del calcare a Bellerophon della Regione Dolomitica*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **9**: 1-221.
- MERLA G. (1930b) - *Osservazioni geologiche delle Dolomiti di Sesto in Pusteria*. Atti Soc. Ital. Progr. Sc., **2**: 243-257.
- MERLA G. (1931) - *Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli altipiani ampezzani (Fosse, Sennes, Fanes)*. Mem. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **42**: 23-64.
- MIETTO P. (1991) - *Impronte di dinosauri nel Triassico superiore delle Dolomiti*. In Muscio G. (a cura di-), Dinosauri - Il mondo dei dinosauri, pp. 83-87.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995a) - *A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report*. Bull. Soc. Geol. France, **166**: 539-563.
- MIETTO P. & MANFRIN S. (1995b) - *La successione delle faune ad Ammonoidi al limite Ladinico/Carnico (Sudalpino, Italia)*. In: C. BROGLIO LORIGA & C. NERI (eds.): Verso una definizione del Limite Ladinico-Carnico nel Sudalpino orientale. Ann. Univ. Ferrara, **5**: 37-40.
- MIETTO P. & SAURO U. (2000) - *Grotte del Veneto. Paesaggi carsici e grotte del Veneto*. Regione del Veneto, La Grafica editrice, 480 pp., 2^a ed., Vago di Lavagno (VR).
- MIETTO, P., MANFRIN, S., PRETO, N. & GIANOLLA, P. (2008) - *Selected ammonoid fauna from Prati di Stuores/Stuores Wiesen and related sections across the Ladinian-Carnian boundary (Southern Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **114**: 377-429.
- MOJSISOVICS E. M. VON (1879) - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. In: A. Hölder (Ed.) - *Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen*, Wien, 559 pp.
- MOJSISOVICS E.M. VON (1882) -*Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **10**: 1-332.
- MORETTI A. (2001) - *Polymetamorphic evolution of the metapelites from the Pusteria valley (Austroalpine basement, Eastern Alps): micro-textures modeling*, Plinius, **25**: 70-74.
- MÜLLER W., MANCKTELOW N.S. & MEIER M. (2000) – *Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps*. Earth and Planetary Science Letters, **180**: 385-397.
- 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)*. Int. J. Earth Sciences, **90**(3): 623-653.
- MÜNSTER, G.G. VON (1841) - *Beschreibung und Abbildung der in den Kalkmergelschichten von St. Cassian gefundenen Versteinerungen*, 25–152. In WISSMANN, H.L. & MÜNSTER, G.G. Beiträge zur Geologie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian 4 Buchner, Bayreuth.
- MUTSCHLECHNER G. (1932) - *Geologie der St. Vigilier Dolomiten*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **82**: 163-274.
- NERI C. (2007a) - *Arenaria di Val Gardena*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., GropPELLI G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 52-63.
- NERI C. (2007b) – *Formazione a Bellerophon*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P, Germani D., GropPELLI G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 64-73
- NERI C. (2007c) – *Formazione di Werfen*. In Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni

- P, Germani D., Groppelli G., Manetti P., Petti F.M. (eds), Carta Geologica d'Italia – 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità tradizionali (2). APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia. Quaderni serie III, 7, Fascicolo VII: 83-96
- NERI C. & POSENATO R. (1988) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14/3**: 83-107.
- NERI C. & POSENATO R. (1999) - *Sedimentary and bio-chronostratigraphical aspects of the P/T boundary in the eastern Southern Alps*. In "Stratigraphy and Facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites", Field Trip Guidebook, 23-25 September 1999, Pavia: 35-42.
- NERI C. & STEFANI M. (1998) - *Sintesi cronostratigrafica e sequenziale dell'evoluzione permiana superiore e triassica delle Dolomiti*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 417-463.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R. & BOSELLINI A. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 029, Cortina d'Ampezzo*. APAT, Dip. Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Regione del Veneto.
- NEUBAUER F. & SASSI F.P. (1993) - *The Austroalpine quartzphyllites and related Palaeozoic formations*. In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER, The pre-Mesozoic Geology in the Alps, Springer-Verlag, 423-439.
- NEUWEILER F. & REITNER J. (1995) - *Epifluorescence-microscopy of selected automicrites from lower Carnian Cipit -boulders of the Cassian formation (Seeland Alpe, Dolomites)*. Facies, **32**: 26-28.
- NTC (2008) - *Norme Tecniche per le Costruzioni integrate con la circolare applicativa*, D.M. 14 gennaio 2008, Circolare 2 febbraio 2009 n. 617, Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1910) - *The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites*. Transact. Edinburgh Geol. Soc., Vol. **9**.
- OLGIVIE-GORDON M. M. (1900) - *Fauna of Upper Cassian Zone in Falzarego Valley, South Tirol*. Geol. Mag. dec. IV, **7**: 337-349.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1893) - *Contributions to the geology of the Wengen and St. Cassian strata in Southern Tyrol*. Quart. Journ. geol. Soc. London, Bd. **49**, S. 11, London.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1894) - *Coral in the «Dolomites» of South Tyrol*. Geol. Mag., N. S., Dec. 4, Bd. **1**, S. 1-49.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1927) - *Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*. Abhandl. geol. Bundesanst., Bd. **24**, H. 1 u. 2.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1929) - *Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo*. Jahrb. geol. Bundesanst., Bd. **79**, S. 357.
- OLGIVIE GORDON M. M. (1934) - *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **84**: 61-214.
- OLGIVIE GORDON M. M. & PIA, J. (1940) - *Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten*. Mitt. Alpenländ. geol. Ver., **32**: 1-118.
- PANIZZA M. (2009) - *Geomorphodiversity of the Dolomites and some remarks on recent rock falls*. In: MALET J.-P., REMAITRE A. & BOGAARD T. (eds.): *Landslides processes, from geomorphological mapping to dynamic modelling*. CERG Editions, Strasbourg, 343-345.
- PANIZZA M. & DIBONA D., (1990) - *Segnalazione di un suolo al Col Bechei (Dolomiti di Fanes) e suo possibile significato neotettonico*. Il Quaternario, **3** (1): 31-38.
- PANTALONI M. & CONSOLE F., (2015) - *La cartografia geologica dell'area dolomitica degli anni precedenti la Prima Guerra Mondiale nell'archivio storico del Servizio geologico d'Italia – ISPRA*. Rend. Online Soc. Geol. It., **36**: 99-104.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*, vol. III. Tauschnitz
- PETTI F.M., BERNARDI M., KUSTATSCHER E., RENESTO S. & AVANZINI M. (2013) - *Diversity of Continental Tetrapods and Plants in the Triassic of the Southern Alps: Ichneological, Paleozoological and Paleobotanical Evidence*. In TANNER, L.H., SPIELMANN, J.A. AND LUCAS, S.G., eds., 2013, The Triassic System. New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin **61**: 458-484.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. pp. 248, A. Weger, Brixen.

- PICOTTI V. & PROSSER G. (1987) - *Studio geologico dell'area compresa tra Lozzo di Cadore e il gruppo delle Marmarole (Dolomiti, Alpi Meridionali)*. Giorn. Geol., serie 3.
- PISA G. (1972a) - *Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale)*. Giorn. Geol., **38** (2): 543-665.
- PISA G. (1972b) - *Stratigraphie und Mikrofazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**: 193-224
- PISA G. (1974) - *Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi Carniche Sud-Occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 35-83
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti Sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 63 - 92.
- PISA G., MARINELLI M. & VIEL G. (1980) - *Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85** (3-4): 983-1002.
- PLATT J.P., (1988) - *The mechanics of frontal imbrication: a first order analysis*. Geol. Rundsch., **77**: 23-39.
- PLATT J.P., BEHRMANN J.H., CUNNINGHAM P.C., DEWEY J.F., HELMAN M., PARISH M., SHEPLEY M.G., WALLIS S. & WESTON J.P. (1989) - *Kinematic of the Alpine arc and the motion history of Adria*. Nature, **337**: 158-161.
- POLI M. E. & ZANFERRARI A. (1994) - *L'ortogneiss della Malga delle Manze (Basamento sudalpino orientale - Comelico)*. Gortiana, Atti del Museo Friuli.
- POSENATO R. (1988) - *Chronological and geographic distribution of the Fam. Comelicanidae Merla, 1930 (Brachiopods)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **94**: 383-398.
- POSENATO R. (1991) - *Endemic to cosmopolitan brachiopods across the P/Tr boundary in the Southern Alps (Italy)*. Proc. of Shallow Tethys 3, Sendai, 1990, Saito Ho-on Kai Spec. Publ., **3**: 125-139.
- POSENATO R. (1998) - *The gen. Comelicania Frech, 1901 (Brachiopoda) from the Southern Alps: morphology and classification*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **104** (1): 43-68.
- POSENATO R. (2008a) - *Anisian (Middle Triassic) bivalves from the Dolomites (Italy)*. - Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie Abhandlungen, **247** (1): 93-115.
- POSENATO R. (2008b) - *Global correlations of mid Early Triassic events: The Induan/Olenekian boundary in the Dolomites (Italy)*. - Earth Science Reviews, **91**: 93-105.
- POSENATO R. (2008c) - *Patterns of bivalve biodiversity from Early to Middle Triassic in the Southern Alps (Italy): Regional vs. global events*. - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **261**: 145-159.
- PRAGER C., KRAINER K., SEIDL V., & CHWATAL W., (2006) - *Spatial features of olocene sturzstorm-deposits inferred from subsurface investigation (Fernpass rockslide, Tyrol, Austria)*. Geo.Alp, **3**: 147-166.
- PRETO N. & HINNOV L.A. (2003) - *Unraveling the origin of carbonate platform cyclothem in the Upper Triassic Durrenstein Formation (Dolomites, Italy)*. J. Sediment. Res., **73**: 774-789.
- PRETO N., ROGGI G. & GIANOLLA P. (2005) - *Carnian stratigraphy of the Dogna area (Julian Alps, northern Italy): tessera of a complex palaeogeography*. Boll. Soc. Geol. It., **124**: 269-279.
- PURTSCHHELLER F. & SASSI F.P. (1975) - *Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps*. TMPM, **22**: 175-199.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- RANTITSCH G. (1997) - *Thermal history of the Carnic Alps (Southern Alps, Austria) and its palaeogeographic implications*. Tectonophysics, **272**: 213-232.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.-G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps*. Tectonics, **10**: 257-271.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S.M. & NEUGEBAUER J. (1989) - *Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps*. Geology, **17**: 404-407.
- REIMER, J.J.G. (1998) - *Compositional variations during phases of progradation and retrogradation of a Triassic carbonate platform (Picco di Vallandro/Durrenstein, Dolomites, Italy)*. Geol. Rundsch. **87**: 436-448.
- REINECKER J. & LENHARDT W.A. (1999) - *Present-day stress field and deformation in eastern Austria*.

- Int. J. Earth Sci., **88**: 532-550.
- REITNER J.M., IVY-OCHS S., DRESCHER-SCHNEIDER R., HAJDAS & LINNER M. (2016) - *Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria)*. Quaternary Science Journal, **65**(2): 113–144.
- RENESTO S. & BERNARDI M. (2013) - *Redescription and phylogenetic relationships of Megachirella wachterli Renesto et Posenato, 2003 (Reptilia, Diapsida)*. Paläontologische Zeitschrift, **88**(2): 197–210.
- RENESTO S. & POSENATO R. (2003) - *A new Lepidosauromorph reptile from the Middle Triassic of the Dolomites (Northern Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **109**(3): 463–474.
- RICHTER E., (1888) - *Die Gletscher der Ostalpen*. Handb. d. deutschen Landes. U. Völkerk., **3**: 1-306.
- RICHTHOFEN F. VON (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, S. Cassian und der Seisser Alpe in Südtirol*. Perthes, Gotha.
- RING U. & RICHTER C. (1994a) - *The Variscan structural and metamorphic evolution of the eastern Southalpine basement*. J. Geol. Soc., London, **151**: 755-766.
- RING U. & RICHTER C. (1994b) - *The Alpine Structural Evolution of the Southalpine Basement*. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, **137**: 187-196.
- ROEDER D. (1989) - *South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence*. In Alpine tectonics, Coward M.P. Dietrich D., & Park R.G. Eds. Geol. Soc. Spec. Publication, **45**: 211-227.
- ROGHI G. (2004) - *Palynological investigations in the Carnian of Cave del Predil area (once Raibl, Julian Alps)*. Rev. of Palaeobot. and Palyn., **132**: 1–35.
- ROGHI G., GIANOLLA P. MINARELLI L., PILATI C. & PRETO N. (2010) - *Palynological correlation of Carnian humid subevents throughout western Tethys*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **29** (8): 89–106.
- ROMER R. L. & SIEGSMUND S. (2003) - *Why allanite may swindle about its true age*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **146**: 297-307.
- ROSENBERG C. L. (2003) - *Ascent of Periadriatic Plutons: a review with implication for the TRANSALP transect*. TRANSALP Conference, Trieste, Mem. Sci. Geol., Padova, **54**: 109-110.
- ROSENBERG C.L. (2004) - *Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps*. Tectonics **23**: TC3002.
- ROSSI D. (1964) - *Il Trias medio e superiore nelle Dolomiti nord-orientali*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **37**(6): 1-, p. 120.
- ROSSI D. (1969) - *Formazione di Werfen*. In: Note illustrative della carta geologica d'Italia 1:50000, Foglio 11 (M. Marmolada), S.G.I., pp. 9-10.
- ROSSI P., VIEL G. & SIMBOLI G. (1977) - *Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcanoclastica ladina superiore del Monte Civetta*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 433-458.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2016) - *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>.
- RUDOLPH, K.W., SCHLAGER, W. & BIDDLE, K.T., (1989) - *Seismic models of a carbonate foreslope to basin transition, Picco di Vallandro, Dolomite Alps, northern Italy*. Geology, **17**: 453–456.
- RÜFFER T. & ZÜHLKE, R. (1995) - *Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison*. In: Haq, B.U. (Ed.), Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. Kluwer, Amsterdam, pp. 161–207.
- RUSO F., NERI C., MASTANDREA A. & LAGHI G., (1991) - *Depositional and diagenetic history of the Alpe di Specie (Seelandalpe) fauna (Carnian, northeastern Dolomites)*. Facies, **25**: 187–210.
- RUSO, F. (2005): *Biofacies evolution in the Triassic platforms of the Dolomites, Italy*. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Volume Speciale: 33-45.
- SACCO F. (1935) - *Il glacialismo atesino*. L'Universo, Anno XVI, **11**: 735-51 e 845-62.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN F. & REITNER J. (2012) - *Paleoecology of microencrusters and encrusting "coralline" sponges in Cipit boulders from the Cassian formation (upper Ladinian-lower*

- Carnian, Dolomites, Northern Italy*). *J. Paläontologische Zeitschrift*, **86**: 113-133.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN, F. & REITNER J. (2016) - *Palaeoecology of new fossil associations from the Cipit boulders, St. Cassian Formation (Ladinian–Carnian, Middle–Upper Triassic; Dolomites, NE Italy)*. *J. Paläontologische Zeitschrift*, **90**: 243–269.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN F., DUDA J.P.; LÓPEZ-ESQUIVEL KRANSKSIITH L. & GARCÍA-BARRERA P. (2014) - *A brief synopsis on the history of sponge research in the Upper Triassic St. Cassian Formation (Dolomites, NE Italy)*. *Göttingen Contribution to Geosciences*, **77**: 39-48.
- SÁNCHEZ-BERISTAIN F., SCHÄFER N., SIMON K. & REITNER J. (2011) - *New geochemical method to characterise microbialites from the St. Cassian Formation, Dolomites, Northeastern Italy*. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **131**: 411-427.
- SASSI F.P. (1969) *Il complesso metamorfico sudalpino*. In: Baggio P. et alii., Note III. Carta Geol. d'Italia 1:100.000, Foglio 1 e 4a Passo del Brennero-Bressanone. Serv. Geol. d'Italia.
- SASSI F.P. (1972) - *The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps*. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **18**: 105-113.
- SASSI F.P. & SCHMIDT K. (1982) *The 'Caledonian' event in the Eastern Alps: Guide-lines for its geodynamic interpretation*. IGCP No.5. Newsletter, **4**: 78-81.
- SASSI F.P. & SCOLARI A. (1974) - *The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists*. *Contr. Mineral. Petrol.*, **45**:143-152.
- SASSI F.P. & SPIESS R. (1993): *The South Alpine metamorphic basement in the Eastern Alps*. In: Raumer, J.F. von & Neubauer, F. (eds.): *Pre Mesozoic Geology in the Alps*. Heidelberg (Springer), 599–607.
- SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1971) - *Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo Orientale, Austria)*. *St. Trent. Sci. Nat.*, **48**: 271-281.
- SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1972) - *Il significato geologico del complesso del Turtal (Pusteria) con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico delle Alpi Orientali*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **91**: 533-557.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1968) - *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **7**: 227-245.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1979) - *Pre-Variscan acid magmatism in the Eastern Alps*. IGCP No.5. Newsletter, **1**: 111-121.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989a) - *The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps*. In: F.P. Sassi, A. Zanferrari (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts: Stratigraphic Correlation Forms*, 397-402.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989b) - *Interpretative lithostratigraphic sequence in the Austridic pre-Permian basement in 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. It.*, **12**: 403-409.
- SASSI F.P., BORSI S., DEL MORO A., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1978) *Contribution to the Geodynamic interpretations in the Eastern Alps*. In: H. Closs, D. Roeder, K. Schmidt (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 154-160, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- SASSI F.P., CAVAZZINI G. & VISONA' D. (1985) - *Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems*. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, **40**: 187-224.
- SASSI F.P., KALVACHEVA 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.*, **12**: 741-751.
- SASSI F.P., KRÄUTNER H.G. & ZIRPOLI G. (1976) - *Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism*. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **56**/3: 427-434.
- SASSI F.P., NEUBAUER F., MAZZOLI C., SASSI R., SPIESS R. & ZIRPOLI G. (1994) - *A tentative comparison of the Paleozoic evolution of the Austroalpine and Southalpine quartzphyllites in the Eastern Alps*. *Per. Min.*, **63**(1/3): 35-52.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1974a) - *Some considerations on the South-Alpine basement of*

- the Eastern Alps*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 609-624.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1974b) – *Aspetti dinamici dell'evento 'Caledoniano' nell'australalpino a sud della Finestra dei Tauri*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., **20**: 5-28.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G., BORSI S., DEL MORO A. (1974c) – *The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 421-434.
- SASSI R. & SPIESS R. (1992) – *Further data on the pre-Alpine metamorphic pressure conditions of the Austridic phyllitic complexes in the Eastern Alps*. IGCP No. 276., Newsletter, **5**: 297-307.
- SASSI R., 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., **73**: 23-42.
- SATIR M. & MORTEANI G. (1979) – *Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen*. Geol. Rundsch., **68**: 1-40.
- SCHLAGER W. & NICORA A. (1979) – *Picco di Vallandro (Dürrenstein) - The flank of a carbonate platform at Cassian time*. In Gaetani M. (Ed.): Assereto R. and Pisa G. Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. ICCP/UNESCO field guidebook, pp. 64-68, Bergamo.
- SCHLAGER W., BIDDLE K.T. & STAFLEU J., (1991) – *Picco di Vallandro (Dürrenstein) - A platform-basin transition in outcrop and seismic model*. Guidebook Excursion D, Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, pp. 1-22, Ortisei/St. Ulrich.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER R. & ZINGG A., (1989) – *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. In: Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. (Eds.), Alpine Tectonics, Geol. Soc. Special Publication, **45**: 153-171.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004) – *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae geol. Helv., **97**: 93-117.
- SCHNEIDER, H., HÖFER D., IRMLER R., DAUT G. & R. MAUSBACHER (2009) – *The correlation of climate, man and debris flow events. A palynological approach*. Geomorphology. **120**: 48-55
- SCHÖNBORN G. (1999) – *Balancing cross sections with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy)*. Tectonics, **18**, 3: 527-545.
- SCHÖNLAUB H.P. (1979) – *Die Nördliche Grauwackenzone*. In: *Das Paläozoikum von Österreich*. Abh. Geol. Bundesanst., **33**: 76-97.
- SCHÖNLAUB H.P. & FLAJS (1993) – *Neue Fossilfunde in den westlichen Karnischen Alpen*. Jb. Geol. Bundesanst., **136**: 233-245.
- SCHÖNLAUB H.P., HEINISCH H. & VAN HUSEN D. (2000) – *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 195 Sillian*. Geol. Bundesanst., Wien.
- SCHULZ B. (1988) – *Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**: 397-406.
- SCHULZ B. (1989) – *Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie, Osttirol, Österreich*. - Jb. Geol. Bundesanst., **132**: 775-789.
- SCHULZ B. (1990) – *Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps)*. - J. metamorphic Geol., **8**: 629-643.
- SCHULZ B. (1991) – *Deformation und Metamorphose im Thurntaler Komplex (Ostalpen)* - Jb. Geol. Bundesanst., **134**: 369-391.
- SCHULZ B., STEENKEN A. & SIEGSMUND S. (2008) – *Geodynamic evolution of an Alpine terrane the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (eastern Alps)*. Geol. Soc., London, Special Publications, **298**: 5-44.
- SCHULZ F. (1905) – *Geomorphologische Studien in den Ampezzaner Dolomiten*. Druck der Handels-Druckerei und Verlagshandlung, 58 pp., Bamberg.
- SCHUSTER R., KOLLER F., HOECK V., HOINKES G. & BOUSQUET R. (2004) – *Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, metamorphic evolution of the Eastern Alps*. Mitt. Österr. Miner. Ges., 149.

- SCHWINNER R., (1915) – *Zur Tectonik der Ampezzaner Dolomiten*. Mitt. Geol. Ges., **8**: 178-206
- SENOWBARI-DARYAN B., ZÜHLKE R., BECHSTADT T. & FLÜGEL E. (1993) - *Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy)*. Facies, **28**: 181-266.
- SIEREK H. (1987) - *Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Seekofel-Gebiet (Pragser Dolomiten) unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies und Stratigraphie der Calcarei Grigi*. Diplomarbeit Univ. Erlangen: 225.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO V., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - *Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review*. Boll. Geof. Teor. Appl., **31**: 109-136.
- SÖLLNER F. & SCHMIDT K. (1981) Rb/Sr und U/Pb Datierung am Winnebach-Migmatit (Ötztaler Alpen, Österreich). Fortschr. Mineral. **59**, 188.
- SPIESS R., BERTOLO B., BORGHI A. & TINOR CENTI M. (2001) – *Crustal-mantle lithosphere decoupling as a control of the Variscan metamorphism within the eastern Alps*. Australian Journal of Earth Sciences, **48**(3): 479-486.
- STACHE G. (1872) -. *Der Gneiss von Bruneck im Pustertale und einige Bemerkungen über den Begriff. "Centralgneiss"*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., 251-253.
- STACHE G. (1874) – *Vertretung der Permformationen in den Südalpen*. Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 365-367.
- STACHE G. (1877) - *Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols*. Jahrbuch k. k. Geol. Reichsanst., **27**(3): 272-318.
- STACHE G. (1878) - *Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols*. Jahrbuch k. k. Geol. Reichsanst., **28**(1): 93-168.
- STEFANI M., BRACK P., GIANOLLA P., KEIM L., MAURER F., NERI C., PRETO N., RIVA A., ROGGI G. & RUSSO F. (2004) – *Triassic carbonate platforms of the Dolomites: carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture*. M. STEFANI (ed.) Triassic carbonate platforms of the Dolomites: carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture fieldbook - 32nd Int. Geol. Congr.: 1-44.
- STEFANI M., FURIN S., & GIANOLLA P. (2010) - *The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **290**: 43–57.
- STOCK H.W. (1994) - *Stratigraphie, Sedimentologie und Palaeogeographie der Oberkreide in den nordöstlichen Dolomiten (Italien)*. J. Geol. Bundesanst., **137** (2): 383-406.
- STÖCKERT B. (1985) - *Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy). Caledonian versus Hercynian event*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 618-642.
- STÖCKERT B. (1987) – *Das Uttenheimer Pegmatit-Feld (Ostalpinen Altkristallin, Südtirol) Genese und alpine Überprägung*. Erlanger Geol. Abh., **114**: 83-106.
- STÖHR D. (1994) - *Ammonoidea aus Schwarzschiefern von La Stua (Norditalien, Provinz Belluno)*. Giessener Geologische Schriften, **51**: 291-311.
- STRUNK H. (1995): *Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung*. Theorie und Forschung **317**, Geographie 1, Regensburg.
- TELLER F. (1882) - *Über die Aufnahmen im Hochpusterthale*. Verh. k.k. Geol. Reichsanst., 241-243.
- THIELEMANN A. (2010) - *Untersuchungen zur rezenten und subrezentem Sedimentations- und Erosionsdynamik des Pragser Wildsees (Südtirol)*. Dissertation. Universität Jena, 186 pp.
- THIELEMANN A., G. DAUT & R. MÄUSBACHER (2007) - *Sedimentological and chronological investigations of debris flow events and the associated sediment dynamic of the alpine Lake Pragser Wildsee (Lago di Braies)*. Abstract-Book EGU 2007, Wien; Abstract-Book ILIC 2007, Barcelona.
- TINTORI A., LOMBARDO C. & KUSTATSCHER E., (2016) - *The Pelsonian (Anisian, Middle Triassic) fish assemblage from Monte Prà della Vacca/ Kühwiesenkopf (Braies Dolomites, Italy)*. – Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie, Abhandlungen, **282** (2): 181–200.
- TODESCO R., WACHTLER M., KUSTATSCHER E. & AVANZINI M. (2008) - *Preliminary report on a new*

- vertebrate track and flora site from Piz da Peres (Anisian–Illyrian): *Olang Dolomites, Northern Italy*. *Geo. Alp.*, **5**: 121-137.
- TORNQUIST A. (1901) – *Das vicentinische Triasgebirge*. Eine Geologische Monographie, 195 pp. Klg. Preuss. Ak. Wiss., Stuttgart.
- TOSTI F., MASTANDREA A., GUIDO A., DEMASI F., RUSSO F. & RIDING R. (2014) - *Biogeochemical and redox record of mid-late Triassic reef evolution in the Italian Dolomites*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **399**: 52–66.
- TRANSALP WORKING GROUP (2001) - *European orogenic processes research transects the Eastern Alps*. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 82 (40), 453–461.
- TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps*. *Geophys. Res. Lett.* 29, 10. doi:10.1029/2002GL014911.
- URLICHS M. (1974) - *Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien)*. *Schrift. Erdwiss. Komm. Öst. Akad. Wiss.*, **2**: 207-222.
- URLICHS M. (1994) - *Trachyceras Laube 1896 (Ammonoidea) aus dem Unterkarn (Obertrias) der Dolomiten (Italien)*: *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, **217**: 1-55.
- VAN HOUTEN L. (1930) - *Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore*. *Jahrbuch Geol. Bundesanstalt*, **80**: 147-230.
- 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.
- VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT J.H.A., KUSTATSCHER E. & WACHTLER M., (2006) - *Pteridophytes from the Anisian locality Kühwiesenkopf (Dolomites, Northern Italy)*. *Palaeontology*, **49**(5): 943–968.
- VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., KUSTATSCHER, E., WACHTLER, M., (2006) - *Middle Triassic (Anisian) ferns from Kühwiesenkopf (Prà della Vacca, Dolomites, Northern Italy)*. *Palaeontology*, **49**(5): 943–968.
- VENTURINI C. & DELZOTTO S. (1993) – *Evoluzione deformativa delle Alpi Carniche centro-occidentali: paleotettonica e tettonica nealpina*. *Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale CROP 1/1°*: (1992/2): 261-270.
- VENTURINI C., SPALLETTA C., VAI G.B., PONDRELLI M., FONTANA D., DELZOTTO S., LONGO SALVADOR G. & CARULLI G. B. (2006) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 031 – Ampezzo*. APAT, Dip. di Difesa del Suolo, S.G.I., SELCA s.r.l., Firenze.
- VIEL G. (1979) - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. *I Parte: Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **85** (1), 85-125; *II Parte: 85* (2): 297-352.
- VIGANÒ A., SCAFFIDI D., RANALLI G., MARTIN S., DELLA VEDOVA B. & SPALLAROSSA D. (2015) - *Earthquake relocations, crustal rheology, and active deformation in the central–eastern Alps (N Italy)*. *Tectonophysics*, **661**: 81-98.
- WACHTLER, M. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. (2000) - *The fossil flora of the Wengen Formation (Ladinian) in the Dolomites (Italy)*. *Beiträge zur Paläontologie*, **25**: 105-141.
- WENDT J. (1982) - *The Cassian patch reefs (lower Carnian, Southern Alps)*. *Facies* **6**: 185-202.
- WENDT J. & FÜRSICH T. (1980) - *Facies analysis and palaeogeography of the Cassian Formation, Triassic, Southern Alps*. *Riv. Ital. Paleont.*, **85**: 1003-1028.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. *AAPG Bull.*, **65**: 394-421.
- WISSMANN H.L. & MÜNSTER G. (1841) - *Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. – Buchnersche Buchhandlung, pp. 152, Bayreuth.
- WITTEMBERG P. VON (1908) – *Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols*. *Geol. Palaeont. Abhand.*, **8** (5): 44.
- WOTZLAW J.F., BRACK, P. & STORCKL J.C. (2017) - *High-resolution stratigraphy and zircon U–Pb*

- geochronology of the Middle Triassic Buchenstein Formation (Dolomites, northern Italy): precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the Anisian-Ladinian boundary interval.* Journal of the Geological Society, doi.org/10.1144/jgs2017-052.
- YOSE L.A. (1991) – *Sequence stratigraphy of mixed carbonate/volcaniclastics slope deposits flanking the Sciliar (Schlern)-Catinaccio buildup, Dolomites, Italy.* In: Guidebook Exkursion A, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, R. KOCH, (Eds) - The northern margin of Schlern/Sciliar-Rosengarten/ Catinaccio Platform. Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization, 61 pp..
- ZAMPIERI D. (1987) - *Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti).* Mem. Sci. Geol., **39**: 73-83.
- ZANCHETTA S., MALUSA M.G. & ZANCHI A. (2015) - *Precollisional development and Cenozoic evolution of the Southalpine retrobelt (European Alps).* Lithosphere, L466.1.
- ZANFERRARI A. & PANAJOTTI M.S. (1976) – *Osservazioni sul Permo-Trias affiorante a Planca di Sotto (Dobbiaco) lungo la linea della Pusteria.* Boll. Soc. Geol. It., **95**: 567-576.
- ZANFERRARI A., MASETTI D., MONEGATO G. & POLI M.E. (2013) - *Note Illustrative - Foglio 049 Gemona del Friuli, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000.* Udine, ISPRA, 262 pp..
- ZARDINI R. (1985) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore) Primo aggiornamento all'atlante dei Bivalvi e secondo aggiornamento all'atlante dei Gasteropodi con illustrazioni dei gusci che hanno conservato la pigmentazione originaria.* Fossili raccolti nella Formazione di San Cassiano della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 35 pp..
- ZARDINI, R. (1973) - *Geologia e fossili attorno a Cortina d'Ampezzo.* – Ed. Ghedina, 45 pp., Cortina d'Ampezzo.
- ZARDINI, R. (1973) – *Fossili di Cortina.* Atlante degli Echinodermi cassiani (*Trias Medio-Superiore*) attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 29 pp., 22 Tavv..
- ZARDINI, R. (1978) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore).* Atlante dei Gasteropodi della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 57 pp., 41 Tavv..
- ZARDINI, R. (1980a) - *Geologia e Fossili attorno a Cortina d'Ampezzo.* A cura della Fond. A. Berti-Estratto da Le Alpi Venete n 1, Ghedina Ed., Cortina, 14 pp..
- ZARDINI, R. (1980b) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore).* Primo aggiornamento all'Atlante dei Gasteropodi della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 57 pp.
- ZARDINI, R. (1981) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore).* Atlante dei Bivalvi della Formazione di San Cassiano raccolti nella regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, Ghedina Ed., Cortina, 96 pp..
- ZEISS A., HORRELT R., PFEFFER R. & SIEREK H. (1987) – *The Jurassic and Cretaceous Sediments in the area NW of Cortina d'Ampezzo (Northern Italy).* In: Pallini et al. Atti II Conv. Int. F.E.A. Pergola, 1987: 491-505.
- ZIRPOLI G. (1969a) - *La massa intrusiva di Monte Alto (Alto Adige).* Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., Cl. Sc. Mat. Nat., **82**: 5-31.
- ZIRPOLI, G. (1969b) - *Cristallino sudalpino. Fillade quarzifera di Bressanone.* In Baccelle Scudeler, L. et al., Note Ill. Carta Geol. d'Italia, Foglio 11 "M. Marmolada", pp. 12 -17.
- ZÜHLKE R. (2000) - *Fazies, hochauflösende Sequenzstratigraphie und Beckenentwicklung im Anis (mittlere Trias) der Dolomiten (Südalpin, N-Italien).* Gaea Heidelbergensis, **6**: 1-368.