



A P A T

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

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 029

CORTINA d'AMPEZZO

A cura di

C. Neri⁽¹⁾, P. Gianolla⁽¹⁾, S. Furlanis⁽¹⁾, R. Caputo⁽²⁾, A. Bosellini⁽¹⁾

Con contributi di:

C. Siorpaes⁽¹⁾, S. Furin⁽¹⁾, A. Riva⁽¹⁾: geologia del substrato

C. Siorpaes⁽¹⁾, E. Oddone⁽¹⁾, F. Tagliavini⁽¹⁾, A. Pasuto⁽⁴⁾, M. Soldati⁽³⁾,

F. Mantovani⁽¹⁾, M. Panizza⁽³⁾: geologia del Quaternario

S. Furlanis⁽¹⁾, C. Siorpaes⁽¹⁾: tettonica

P. Mietto⁽⁵⁾, R. Posenato⁽¹⁾, G. Roghi⁽⁶⁾: biostratigrafia

E. Schiavon⁽⁷⁾, F. Mastellone⁽⁷⁾, P. Buscemi⁽⁷⁾: aspetti applicativi

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara;

(2) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi della Basilicata;

(3) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia;

(4) - Consiglio Nazionale delle Ricerche - I.R.P.I. Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica - Sezione di Padova;

(5) - Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova,

(6) - Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geoscienze e Georisorse - Padova;

(7) - Regione del Veneto, Direzione Geologia e Attività Estrattive, Servizio Geologia;

Ente realizzatore:



REGIONE DEL VENETO

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:
L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo -Servizio Geologico d'Italia: **F. GALLUZZO**

Responsabile del Progetto CARG per la Regione del Veneto:
F. TOFFOLETTO

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO-SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogu, M.C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci (coord.), S. Falcetti

PER LA REGIONE VENETO

Allestimento editoriale e cartografico:

R. Campana

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

R. Campana (responsabile), **P. Buscemi, R. Campana** (direzione lavori),

R. Campana (collaudo)

PER L'UNIVERSITÀ DI FERRARA

Responsabile Scientifico del Foglio:

A. Bosellini

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati: a cura di **SYSTEMCART - ROMA**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

R. Campana, F. Toffoletto (Regione Veneto)

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

INDICE

I.	- INTRODUZIONE	pag. 7
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	« 7
2.	- ORGANIGRAMMA.....	« 8
3.	- CENNI STORICI.....	« 8
4.	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE.....	« 10
5.	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA (<i>M. Panizza e S. Furlanis</i>).....	« 10
II.	- STRATIGRAFIA	« 15
1.	- SUBSTRATO PRE-QUATERNARIO - INTRODUZIONE (<i>C. Neri e P. Gianolla</i>).....	« 15
2.	- SUCCESSIONI PERMO-SCITICHE.....	« 18
2.1.	- FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL).....	« 18
2.2.	- FORMAZIONE DI WERFEN (WER).....	« 19
2.2.1.	- <i>Membro di Tesero-Membro di Mazzin</i> (WER ₁₋₂).....	« 20
2.2.2.	- <i>Membro di Andraz-Membro di Siusi</i> (WER ₃₋₄).....	« 21
2.2.3.	- <i>Membro dell'Oolite a Gasteropodi-Membro di Campil</i> (WER ₅₋₆).....	« 22
2.2.4.	- <i>Membro di Val Badia</i> (WER ₇).....	« 22
2.2.5.	- <i>Membro di Cencenighe-Membro di S. Lucano</i> (WER ₈₋₉).....	« 23
2.3.	- DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI).....	« 27
3.	- SUCCESSIONI ANISICHE.....	« 28
3.1.	- CONGLOMERATO DEL PIZ DA PERES (PPS).....	« 32
3.2.	- CALCARI SCURI DEL COLL'ALTO (FCL).....	« 32
3.3.	- FORMAZIONE DEL MONTE RITE (NTR).....	« 33
3.4.	- CONGLOMERATO DI VOLTAGO (VTG).....	« 35
3.5.	- CALCARE DI RECOARO (REC).....	« 36
3.6.	- FORMAZIONE DEL SERLA SUPERIORE (SLS).....	« 38
3.7.	- FORMAZIONE DI DONT (DON).....	« 39
3.8.	- FORMAZIONE DEL MONTE BIVERA (BIV).....	« 40
3.9.	- CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN (RIC).....	« 41
3.10.	- CALCARE DI MORBIAC (MBR).....	« 43
3.11.	- FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR).....	« 44
3.12.	- FORMAZIONE DI MOENA (MNA).....	« 46
3.13.	- FORMAZIONE DELL'AMBATA (MBT).....	« 48
4.	- SUCCESSIONI LADINICHE PRE- E SIN-VULCANISMO MEDIO-TRIASSICO.....	« 50
4.1.	- FORMAZIONE DI LIVINALONGO (BUCHENSTEIN) (LVN).....	« 51
4.2.	- FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI).....	« 54
4.3.	- ARENARIE DI ZOPPÈ (ADZ).....	« 57

4.4.	- FORMAZIONE DELL'ACQUATONA (AQT)	« 59
4.5.	- FORMAZIONE DEL M. FERNAZZA (IMF)	« 61
5.	- SUCCESSIONI POST-VULCANICHE E CASSIANE	« 64
5.1.	- FORMAZIONE DI WENGEN - LA VALLE (WEN)	« 65
5.2.	- FORMAZIONE DI SAN CASSIANO (SCS)	« 68
5.3.	- DOLOMIA CASSIANA (DCS)	« 71
6.	- LE SUCCESSIONI DI CHIUSURA DEI BACINI CASSIANI	« 73
6.1.	- FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ (HKS)	« 74
6.1.1.	- <i>Membro di Borca</i> (HKS ₁)	« 81
6.1.2.	- <i>Membro delle Areniti del Dibona</i> (HKS ₂)	« 83
6.1.3.	- <i>Membro del Lagazuoi</i> (HKS ₃)	« 83
7.	- SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE	« 84
7.1.	- FORMAZIONE DI TRAVENANZES (TVZ)	« 84
7.2.	- DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	« 88
7.3.	- CALCARI GRIGI (CG)	« 91
8.	- SUCCESSIONI GIURASSICO-CRETACICHE DI ANNEGAMENTO	« 93
8.1.	- ENCRINITE DI FANES PICCOLA (FAS)	« 93
8.2.	- ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)	« 94
8.3.	- MARNE DEL PUEZ	« 95
9.	- SUCCESSIONE PLIO-QUATERNARIA (<i>S. Furlanis</i>)	« 96
9.1.	- CRITERI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA	« 97
10.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE	« 101
10.1.	- UNITÀ DEI CONGLOMERATI DELL' ANTELAO (ATL)	« 101
11.	- UNITÀ DELL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE: IL SINTEMA DEL PIAVE E IL SINTEMA DEL GARDA	« 103
11.1.	- SINTEMA DEL PIAVE (PVI)	« 104
11.1.1.	- <i>subsintema di Cancia</i> (PVI ₁)	« 105
11.1.2.	- <i>subsintema della Val Cenera</i> (PVI ₂)	« 107
11.1.3.	- <i>subsintema di Cois de Ruoibe</i> (PVI ₃)	« 110
11.1.4.	- <i>subsintema del M.te Sorapis</i> (PVI ₄)	« 112
11.1.5.	- <i>subsintema di Malga Fiorentina</i> (PVI ₅)	« 114
11.1.6.	- <i>subsintema di Santa Fosca</i> (PVI ₆)	« 116
11.1.7.	- <i>unità di Col Vallon</i> (UCV)	« 118
11.1.8.	- <i>unità della Val d'Oten</i> (UVD)	« 119
11.2.	- SINTEMA DEL GARDA INDISTINTO (SGD)	« 120
11.2.1.	- <i>subsintema della Val Padeon</i> (SGD ₁₀)	« 120
11.2.2.	- <i>subsintema di Podestagno</i> (SGD ₁₁)	« 122
12.	- UNITÀ POSTGLACIALI	« 123

12.1.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG) (cfr. sistema del PO-POI)...	123
12.1.1.	- <i>Deposito di versante, deposito di versante a grossi blocchi (PTGa) – nivomorene</i>	124
12.1.2.	- <i>Rock glacier</i>	125
12.1.3.	- <i>Deposito di frana (PTGa) e deposito di frana antica (PTGa1a)</i> ...	125
12.1.4.	- <i>Deposito di origine mista (PTGi)</i>	127
12.1.5.	- <i>Depositi alluvionali (PTGb)</i>	128
12.1.6.	- <i>Deposito lacustre (PTGe2), palustre e torboso (PTGe4)</i>	128
12.1.7.	- <i>Coltre eluvio-colluviale (PTGb2)</i>	129
12.1.8.	- <i>subsistema dell'Amola-P.E.G. (PTG₁)</i>	129
III.	- TETTONICA (R. Caputo)	131
1.	- L'EVOLUZIONE STRUTTURALE DAL PERMIANO AL NEOGENE	131
1.1.	- INTRODUZIONE	131
1.2.	- LA TETTONICA MEDIO TRIASSICA	132
1.3.	- IL RIFTING GIURASSICO	133
1.4.	- L'INVERSIONE TETTONICA CRETACICA	135
1.5.	- L'OROGENESI ALPINA OLIGO-PLIOCENICA	138
2.	- LE PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE DEL FOGLIO	139
2.1.	- SISTEMA DI SOVRASCORRIMENTI DELL'ANSIET	139
2.1.1.	- <i>Complessità geometrica e cinematica</i>	139
2.1.2.	- <i>Strutture associate "minori" nel gruppo del Sorapiss</i>	144
2.1.3.	- <i>Faglia di Prato Piazza</i>	147
2.1.4.	- <i>Sovrascorrimento del Falzarego</i>	147
2.2.	- SISTEMA DI SOVRASCORRIMENTI SELVA DI CADORE-ANTELAO	148
2.2.1.	- <i>Settore orientale</i>	148
2.2.2.	- <i>Settore occidentale</i>	149
2.3.	- SISTEMA DELLA VALSUGANA	150
2.4.	- STRUTTURE A VERGENZA SUDOCIDENTALE	151
2.4.1.	- <i>Sistema del Boite</i>	151
2.4.2.	- <i>Klippe delle Tofane e di Croda del Vallon Bianco</i>	152
2.4.3.	- <i>Faglia di Campodoro</i>	152
2.5.	- STRUTTURE TRASTENSIVE AD ANDAMENTO MERIDIANO	152
2.5.1.	- <i>Struttura a fiore di Vecio del Forame</i>	153
2.5.2.	- <i>Strutture a fiore nell'area del Falzarego</i>	153
2.5.3.	- <i>Strutture a fiore della Croda da Lago-Rochette</i>	155
2.6.	- SISTEMA REGMATICO TRASCORRENTE	155
3.	- EFFETTI "COLLATERALI" DELLA TETTONICA.....	155
3.1.	- EFFETTI MORFOLOGICI.....	157
3.2.	- IL PROBLEMA DEGLI SPESSORI.....	157

IV.	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA«	161
1.	- EVENTI FRANOSI«	161
1.1.	- IL BACINO DEL TORRENTE BOITE«	162
1.2.	- LA CONCA DI CORTINA«	162
1.3.	- DA ACQUABONA A S. VITO DI CADORE«	167
1.4.	- DA BORCA DI CADORE A VODO DI CADORE«	168
1.5.	- IL BACINO DEL TORRENTE FIORENTINA«	169
1.6.	- IL BACINO DEL TORRENTE ANSIEL«	171
2.	- CENNI SULLA SISMICITÀ«	171
3.	- DIGHE E IMPIANTI IDROELETTRICI«	172
4.	- SORGENTI E DERIVAZIONI«	172
5.	- CARSISMO - GROTTI«	173
6.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE E MINERARIE«	175
7.	- DISCARICHE«	176
	BIBLIOGRAFIA«	186

I. - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio n. 029 *Cortina d'Ampezzo* della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000 è ubicato nel Veneto settentrionale e ricade quasi interamente nella Provincia di Belluno; comprende i Comuni di Alleghe, Auronzo di Cadore, Borca di Cadore, Calalzo di Cadore, Cibiana di Cadore, Colle S. Lucia, Cortina d'Ampezzo, S. Vito di Cadore, Selva di Cadore, Valle di Cadore, Vodo di Cadore. Minori aree, in particolare nel settore settentrionale del foglio, fanno parte della Provincia Autonoma di Bolzano (Regione Trentino-Alto Adige) ed in particolare dei Comuni di Corvara, Dobbiaco e Sesto Pusteria.

Il Foglio 029 comprende in tutto o in parte le seguenti tavolette I.G.M. alla scala 1:25.000, usate come base topografica per il rilevamento geologico: "M. Popera", "Auronzo di Cadore", "Tre Cime di Lavaredo", "Lago di Misurina", "Pieve di Cadore", "Perarolo di Cadore", "Monte Antelao", "Cibiana", "Monte Pelmo", "Forno di Zoldo", "Cencenighe Agordino", "Selva di Cadore", "Croda Rossa", "Cortina d'Ampezzo", "Le Tofane" e "Alpe di Fanes". Per i rilievi di campagna sono state anche utilizzate le sezioni della carta tecnica regionale, alla scala 1:10.000: "Tofana di Mezzo", "Chiave", "Monte Cristallo", "Cima Cadin di S. Lucano", "Passo Falzarego", "Cortina d'Ampezzo", "Gruppo del Sorapis", "Pala Meduce", "Selva di Cadore", "Cima d'Ambrizzola", "S. Vito di Cadore", "Monte Antelao", "Alleghe", "Monte Pelmo", "Borca di Cadore" e "Valle di Cadore".

2. - ORGANIGRAMMA

Il Foglio n. 029 *Cortina d'Ampezzo* della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000, è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89), con una convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale (ora APAT) e la Regione Veneto, che ha a sua volta affidato rilevamento geologico di terreno, direzione di rilevamento e coordinamento scientifico del foglio al Dipartimento di Scienze Geologiche e Paleontologiche (ora Scienze della Terra) dell'Università degli Studi di Ferrara.

Alla stesura della carta hanno collaborato gruppi di lavoro afferenti sia alla Regione Veneto che all'Università di Ferrara:

Regione del Veneto (Segreteria all'Ambiente e Territorio, segretario regionale Roberto Casarin; Direzione Geologia e Attività Estrattive, dirigente regionale Andrea Costantini);

responsabile del progetto: Federico Toffoletto;

direttore per la parte applicativa: Enrico Schiavon, coadiuvato da Francesca Mastellone;

responsabile dell'informatizzazione: Riccardo Campana, coadiuvato da Patrizio Buscemi;

Università degli Studi di Ferrara (Dipartimento di Scienze della Terra):

coordinatore scientifico: Alfonso Bosellini, coadiuvato da Piero Gianolla;

direttori di rilevamento: Claudio Neri, ora Università degli Studi della Calabria, (substrato pre-Quaternario), Franco Mantovani e Mario Panizza (coperture Quaternarie);

esperti e analisti: per la parte biostratigrafica, Renato Posenato, Paolo Mietto e Guido Roghi; per la geologia strutturale Riccardo Caputo; per il substrato Alberto Riva e Stefano Furin.

Rilevatori: Riccardo Caputo, Chiara Siorpaes, Piero Gianolla; Alessandro Pasuto, Massimo Conedera, Fabrizio Tagliavini, Emiliano Oddone, Mirko Demozzi, Sandro Furlanis.

I sondaggi geognostici sono stati realizzati a cura del Servizio Forestale Regionale di Belluno (dirigente Franco Cristofolotti, addetto all'organizzazione Celeste Gnech, operatori Giovanni Fiocco, Claudio Ganz e Massimo Buzzo).

3. - CENNI STORICI

Il foglio n. 029 *Cortina d'Ampezzo* comprende molti dei massicci e gruppi montuosi dolomitici più famosi (M.te Pelmo, le Tofane, Altopiani Ampezzani, M.te Antelao, Gruppo dei Cadini di Misurina etc.); esso coincide con il cuore delle Dolomiti.

Le Dolomiti hanno suscitato fin dalla fine del XVIII secolo l'interesse di natu-

ralisti e geologi di tutto il mondo e da oltre 200 anni rappresentano un'eccezionale laboratorio naturale.

Il nome stesso “Dolomiti” è peculiare in quanto strettamente legato alla geologia: quest'area, definita in origine come la regione dei “Monti Pallidi”, ha assunto il nome attuale per la presenza abbondantissima di rocce contenenti dolomia. Pertanto è forse l'unico caso in cui una regione ha preso il nome da un minerale che la caratterizza, e non viceversa. Il naturalista francese Déodat Guy Silvain Tancrède de Dolomieu, durante i suoi viaggi in Tirolo negli anni tra il 1789 e il 1790, scoprì una nuova roccia molto simile a quelle calcaree. In onore dello scopritore venne dato il nome di *dolomite* al minerale e quello di *dolomia* alla roccia da questo composta. Il nome “Dolomiti” venne inizialmente utilizzato solo in modo informale e si impose definitivamente solo dopo la prima guerra mondiale.

L'inizio vero e proprio della ricerca geologica nelle Dolomiti risale al 1820, quando Giuseppe Marzari-Pencati, comunicò alla comunità scientifica di aver trovato in Val di Fiemme un granito (roccia fino ad allora ritenuta la più antica e la più profonda) che ricopriva la roccia calcarea trasformata dal contatto e mettendo perciò in crisi le teorie nettunistiche allora in voga. A partire da questa scoperta, numerosi scienziati da tutto il mondo accorsero in Val di Fiemme e tra questi anche Alexander von Humboldt, grande naturalista tedesco. La prima descrizione completa delle Dolomiti Occidentali venne pubblicata nel 1824, ad opera dell'allora celebre geologo tedesco, Leopold von Buch. Un passo fondamentale nella comprensione di quest'area, fu compiuto da Ferdinand Freiherr von Richthofen che, nel 1860, per la prima volta descrisse i grandi massicci montuosi delle Dolomiti come scogliere coralline diventate pietra, che egli paragonò alle attuali scogliere dell'Oceano Indiano e Pacifico. Dopo di lui un'importante contributo fu apportato da EDMUND VON MOJSISOVICS (1879) il quale introdusse per la prima volta il concetto di *eteropia di facies* e quello di *Uberguss-Schichtung*, ovvero clinostratificazioni.

A seguire le Dolomiti furono oggetto di innumerevoli studi, prevalentemente da parte di ricercatori di lingua tedesca; tra i più celebri possiamo ricordarne alcuni come Gümbel, famoso paleontologo di Monaco, Laube, Hoernes, Bittner, Taramelli, Kittel, Waagen o Broili.

Solo dopo la prima guerra mondiale, iniziarono studi più approfonditi di geologia e stratigrafia propriamente dette. I primi lavori si devono soprattutto agli scienziati dell'Università di Innsbruck (Heißel, Ladurner, Reithofer, Mutschlechner) ma anche a personaggi illustri come la grande esperta inglese M. Ogilvie-Gordon o il viennese Pia.

Successivamente un numero sempre maggiore di geologi di tutto il mondo si è interessato con crescente competenza alle Dolomiti. Per un'esauriente e aggiornata analisi dell'evoluzione della ricerca nell'area dolomitica si vedano BOSELLINI (1996) e AVANZINI & WACHTLER (1999).

La bibliografia esistente è estremamente ampia e complessa pertanto, nella

stesura di queste note, si è ritenuto più opportuno riportare l'evoluzione degli studi di carattere stratigrafico nella parte introduttiva delle singole unità formazionali.

Per quel che riguarda gli studi sul Quaternario ricordiamo dapprima le ricostruzioni paleogeografiche edite da PENCK & BRÜCKNER (1901-1909), da KLEBELSBERG (1927) e da CASTIGLIONI (1964); solo in seguito alla tragedia del Vajont (Ottobre 1963) gli studi sui depositi superficiali e quelli geomorfologici, soprattutto incentrati sui fenomeni d'instabilità dei versanti, hanno avuto in quest'area un notevole impulso (PANIZZA 1973, 1990; RABEDER, 1993; SIORPAES & BINI, 1994; PASUTO *et alii*, 1996, 1997, 2003; PANIZZA *et alii*, 1998; GENEVOIS *et alii*, 1999).

4. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE

Il territorio del Foglio Cortina 1:50.000 è contenuto integralmente nel Foglio geologico, alla scala 1:100.000, n. 12-Pieve di Cadore (CASTIGLIONI *et alii*, 1940; revisione a scala 1:200.000 di SEMENZA, 1982). Esistono inoltre numerose carte che coprono porzioni più o meno ampie del territorio del Foglio Cortina: citiamo qui i lavori di MOJSISOVICS (1878), TARAMELLI (1883), OGILVIE-GORDON (1929) e VAN HOUTEN (1930); altre carte "storiche", pur essendo centrate su altre aree, si sovrappongono in parte al Foglio Cortina: p.e., CASTIGLIONI (1931) e LEONARDI (1938; 1967).

Numerosi sono i prodotti cartografici geologici a carattere locale: VAN HOUTEN (1930), DEL LONGO & PELLEGRINI (2001) – M.te Pelmo; CASTIGLIONI (1931) – M.te Civetta; MERLA (1932), SIORPAES (1994), BINI *et alii* (1994) – Altopiani Ampezzani; ZENARI (1936) – M.te Antelao; SIGNORINI (1951) e CASATI *et alii* (1982) - zona delle Dolomiti orientali e della Val d'Ansiei; PASUTO *et alii* (1996) – Cortina d'Ampezzo.

Sono state inoltre pubblicate alcune carte tettoniche fra cui ricordiamo: LEONARDI (1940) e CAPUTO (1997) – Dolomiti orientali; LEONARDI (1955) – Dolomiti occidentali; SEMENZA (1981) e CASTELLARIN (1982)– Alpi meridionali.

5. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Dal punto di vista geomorfologico il territorio compreso nel Foglio Cortina d'Ampezzo mostra il caratteristico paesaggio dolomitico e offre forme uniche e spettacolari. Le vette del Cristallo, del Sorapis, del Nuvolau, delle Tofane, dell'Antelao e tante altre mostrano forme ardite, grandi scarpate subverticali, torri, guglie, creste e pinnacoli. Queste montagne offrono un singolare contrasto con

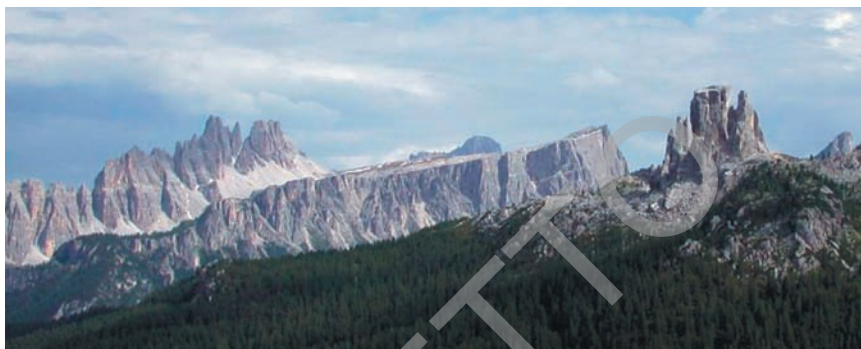


Fig. 1 – La Croda da Lago, i Lastoni di Formin e le Cinque Torri visti da nord

i dolci pendii sottostanti, sedi di pascoli, di boschi e di insediamenti antropici. Tale morfologia è dovuta al concorso di numerose cause: tettoniche, litologiche, climatiche ed antropiche.

Per quanto riguarda l'aspetto *tettonico* la direzione delle maggiori vallate e di alcune tra le pareti più ripide sono determinate dall'andamento di importanti linee di dislocazione e da fasce cataclastiche più sensibili ai processi di degradazione meteorica. Anche la disposizione degli strati, in relazione all'orientazione dei versanti, ha influito sull'acclività di questi ultimi: pendii più ripidi si alternano ad altri più dolci a seconda che i banchi rocciosi siano inclinati in senso opposto o conforme al versante. Esempi spettacolari di morfologia strutturale, connessa alla giacitura degli strati è dato dai Lastoni di Formin (Fig. 1) o dal versante E-NE del M.te Antelao. Per quanto riguarda la *litologia*, la grande varietà di formazioni rocciose determina una morfologia di tipo selettivo con versanti scoscesi e vette ardite in contrapposizione a pendii più dolci e a forme prive di brusche rotture. In particolare l'alternanza sia verticale che laterale, per motivi sia primari (eteropie di facies) che secondari (giustapposizione tettonica), di litologie a comportamento fragile (carbonati, dolomie e arenarie) con altre a comportamento duttile (marne e peliti) danno luogo a una morfologia caratterizzata da dolci pendii, ripiani, cenge, ripide pareti rocciose od uniformi massicci montuosi.

Un paesaggio del tutto particolare si incontra sui principali gruppi montuosi a costituzione calcareo-dolomitica (Alpe di Fanes, M.te Lagazuoi, M.te Antelao, M.te Pelmo, Marmarole etc.) in cui le rocce sono scolpite, incise, cariate da una serie di fenomeni carsici e glaciocarsici. Si osservano non di rado campi carreggiati (*karren*), scanellature e piccole vaschette che segnalano un carsismo abbastanza recente-incipiente, oppure pozzi, inghiottitoi, doline e grotte a sviluppo orizzontale, sino ad un complesso sistema di valloni privi di idrografia superficiale, che indicano una morfogenesi carsica di età molto antica (Fig. 2).



Fig. 2 – *Campi carreggiati (karren) sui Calcari Grigi del Monte Antelao*

Per quel che riguarda il *clima*, il paesaggio appare una conseguenza sia delle condizioni attuali, varie e differenti, sia di quelle che si sono avvicendate nel corso delle ultime epoche geologiche. I climi caldo-umidi dell'Eocene-Miocene (dai 60 ai 7 Ma), temperato umidi nel Pliocene (da 7 a circa 2 Ma) e soprattutto quelli freddi alternati a temperati nel Pleistocene e nell'Olocene (ultimi 1.800.000 anni circa) hanno determinato una successione di ambienti differenti ove il rilievo è stato modellato secondo processi e forme diversi: tale poligenesi è testimoniata dalle numerose forme che compongono il paesaggio attuale. In particolare i ghiacciai (Fig. 3), che durante il Pleistocene e l'Olocene per almeno 4 volte hanno occupato le vallate dolomitiche e gli apparati fluvio-glaciali ad essi connessi, hanno lasciato notevoli tracce sia come forme di erosione (circhi glaciali, *nunatak*, rocce montonate e levigate, valli sospese) che di accumulo (argini morenici frontali e laterali, piane fluvio-glaciali, terrazzi di *kame* e depositi di contatto glaciale, massi erratici).

Con il ritiro dei ghiacciai si sono verificati intensi fenomeni di rimaneggiamento ad opera dei corsi d'acqua che hanno prevalentemente inciso i depositi più antichi, terrazzandoli, fino ad intaccare il substrato (forre e orridi in roccia). Le zone sovralluvionate sono imputabili a sbarramenti naturali da frana o da colata detritica e artificiali (dighe, briglie filtranti ed altre opere idrauliche che tendono a modificare il profilo d'equilibrio dei corsi d'acqua, rallentandone il corso).

Molto numerose e ben osservabili attualmente al di sopra del limite del bosco sono le forme e i depositi periglaciali, associati cioè all'azione del gelo e della neve: proprio al crioclastismo è imputabile la formazione di coni detritici e di po-



Fig. 3- Sistema di argini morenici frontali sul M.te Antelao

tenti falde detritiche, estesi “ghiaioni” che fasciano al piede le pareti dolomitiche a maggior sviluppo verticale (Tofana, Marmarole, Pomagagnon, Cristallo etc.). Altre morfologie di accumulo tipicamente connesse all’ambiente periglaciale ben visibili nel territorio del Foglio Cortina d’Ampezzo sono le nivomorene, i *rock glacier*, i cuscinetti erbosi, tipici dossetti ricoperti d’erba, e i poligoni di pietre.

Uno dei fenomeni più violenti e spettacolari è quello delle valanghe di neve che nelle Dolomiti si staccano frequentemente al di sopra del limite del bosco su pendii con acclività superiori ai 20°.

Le frane e i dissesti sia antichi che attuali-subattuali, anche di notevoli dimensioni, sono un aspetto ricorrente nel paesaggio dolomitico e hanno influenzato prepotentemente l’andamento dei torrenti principali che attraversano il Foglio deviandone e molto spesso sbarrandone il corso (frana di Zuel, frana della Ruina-Antelao, frana di Palafavera); la stessa Cortina d’Ampezzo è costruita sopra il corpo di numerose frane complesse. Nell’area rilevata si incontrano esempi didattici di tutte le tipologie di frana (scivolamento planare e rototraslativo, colata, crollo e ribaltamento, espansione laterale, *sackung* e *blockslide*). Meritano specifica menzione i *debris flow* e subordinati *mud flow*, responsabili della formazione di ampi e potenti conii, poichè hanno più volte investito abitati, vie di comunicazione e colture montane, mietendo anche vittime (SAURO, 2000).

Il paesaggio infine ha subito e continua a subire modificazioni più o meno profonde ad opera dell’uomo (ampliamento della rete stradale, costruzione di nuovi complessi turistici, impianti sciistici, realizzazione di bacini artificiali per lo sfruttamento dell’energia idroelettrica o per rifornire gli impianti di innevamento artificiale, etc.).

PROGETTO
CARG

II. - STRATIGRAFIA

1. - SUBSTRATO PRE-QUATERNARIO - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio Cortina presenta una successione stratigrafica sostanzialmente dominata dai terreni sedimentari triassici. Terreni più antichi, limitati alla parte alta, carbonatica, della Formazione a Bellerophon (BEL - Permiano superiore) affiorano nel settore sud-occidentale del foglio. Unità post-triassiche sono ben documentate nell'area nord-occidentale (Tofane, Fanes) da affioramenti relativamente estesi di Calcari Grigi (Retico p.p. -Lias), di Rosso Ammonitico Veronese (Dogger-Malm) nonché da piccoli e tettonizzati affioramenti cretacici riferibili alle Marne del Puez (Cretacico inferiore).

La successione triassica è una delle più complete (e complesse) delle Dolomiti (Fig. 4). Mentre i terreni del Permiano superiore e del Triassico inferiore (Fm. a Bellerophon, Fm. di Werfen) non si discostano significativamente dallo standard definito nell'area delle Dolomiti rispettivamente da MASSARI *et alii* (1994) e BROGLIO LORIGA *et alii* (1983), con moderate e gradualissime variazioni laterali, le successioni anisiche sono caratterizzate da grande variabilità verticale e laterale. Sono presenti nel foglio le tre sequenze deposizionali anisiche documentate nell'intervallo Bitinico p.p.-Illirico da DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993), ognuna marcata alla base da un conglomerato continentale (conglomerato di Piz da Peres, Cgl. di Voltago, Cgl. di Richthofen) che evolve verso l'alto a depositi terrigeni costieri e quindi a carbonati di *shelf* più o meno inquinati da terrigeno (calcari scuri del Coll'Alto, Calcare di Recoaro, Calcare di Morbiac). Seguono, con transizione graduale, piattaforme carbonatiche in genere dolomitizzate (fm. del Monte Rite, fm. del Serla Superiore, fm. del Contrin) o coevi depositi bacinali carbonatico-

marnosi (p.e., Formazione di Dont, Fm. dell'Ambata e fm. di Moena). Gli spessori delle diverse formazioni sono in genere modesti e spesso al limite della rappresentazione cartografica alle scale 1:25.000 o, a maggior ragione, 1:50.000. È stato quindi necessario talora procedere ad accorpamenti di più unità: ad esempio il Cgl. di Richthofen è inserito nell'unità sovrastante (Calcare di Morbiac), più potente e uniformemente distribuita.

Le successioni ladiniche del Foglio Cortina sono dominate dai depositi di bacino (con rare eccezioni, p.e., il *buildup* del M.te Cernerà e del Gruppo dei Cadini); la successione bacinale ladinica, dalla Fm. di Livinallongo (Buchenstein) alla Fm. di Wengen - La Valle è piuttosto ben nota grazie al fondamentale lavoro di VIEL (1979, parte II), che descrive tra l'altro in dettaglio l'area della alta Val Cordevole e della Val Fiorentina.

Le successioni più classiche del Foglio Cortina sono comunque quelle del Triassico superiore, ed in particolare quelle di età carnica, che comprendono edifici carbonatici di piattaforma (Dolomia Cassiana: Gusela del Nuvolau, Rochette, Lagazuoi, Lastoi di Formin, ecc.) di regola interessati da dolomitizzazione pervasiva che ha obliterato tessiture, strutture deposizionali e fossili (con rare eccezioni) e, soprattutto, successioni bacinali inquadrata nella Fm. di S.Cassiano, note per l'abbondanza di fossili.

Le successioni cassiane sono "sigillate" da un'unità di acque basse, costituita da litotipi sia carbonatici che terrigeni, che si sovrappone sia alla Fm. di S.Cassiano che alle facies di scarpata e di *platform top* della Dolomia Cassiana: a partire da BOSELLINI *et alii* (1982) e BOSELLINI (1984), questa unità è stata denominata Dolomia (o Formazione) di Dürrenstein, utilizzando un nome formazionale introdotto da PIA (1937) per indicare sia le dolomie stratificate di piattaforma interna degli edifici cassiani, sia (verosimilmente) le dolomie stratificate, aggradanti a partire da fondali dei bacini cassiani ormai colmati fino ad entrare nella zona eufotica e sovrapposte in *onlap* sulle residue scarpate cassiane. Dal momento che nella località tipo (Picco di Vallandro=Dürrenstein) la "Dolomia di Dürrenstein" corrisponde in gran parte a depositi di *back-reef* della Dolomia Cassiana, è chiaro che questo nome formazionale presenta una certa ambiguità. Si è quindi deciso di abbandonarlo e di istituire per la c.d. "Dolomia di Dürrenstein" *sensu* BOSELLINI (1984) (alla quale vengono però accorpate anche le arenite del Dibona *sensu* BOSELLINI *et alii*, 1996) il termine di formazione di Heiligkreuz, già introdotto nella letteratura stratigrafica dolomitica da WISSMANN in WISSMANN & MÜNSTER (1841) e successivamente da KOKEN (1911) come *Heiligenkreuz Schichten* e poi utilizzato principalmente da Autori di lingua tedesca fino a BOSELLINI (1968) e in LEONARDI (1967) dove viene tradotto in "Strati di Santa Croce".

Un analogo problema di revisione è posto dalla c.d. formazione di Raibl: le caratteristiche litostratigrafiche esibite in Dolomiti da questa unità non hanno assolutamente riscontro nell'area-tipo (ASSERETO *et alii*, 1968), per cui, per

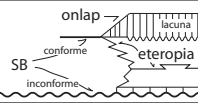
		BIOSTRATIGRAFIA TETIDEA AD AMMONOIDI KRYSTYŃI in ZAPPE (1983) MIETTO & MANERIN (1995)		Sequenze deposizionali di 3° ordine		
Piani	Sottopiani	Zone	Sottozone			
NORICO					DPR	
CARNICO	TUVALICO	Anatropites	Italicus Plinii	Car 4	TVZ	
		Subbullatus	Subbullatus Crassepicatus			
	JULICO	Dilleri		Car 3	HKS	
		Austriacum	"Oedipus" Triadicum	Car 2	DCS	
LADINICO	LONGO- BARDICO	Trachyceras	Aonoides	Car 1	SCS	
			Aon		DCS	
		Protrachyceras	Daxatina colladensis	La 3	WEN	
			Regoledanus	La 2	IMF	
	FASSANICO	Eoprotrachyceras	Neumayri	La 3	AQT	
			Longobardicum	La 2	ADZ	
	ANISICO	ILLIRICO	Nevadites	Gredleri	La 1	SCI
				Margaritosum		SCI
		Paraceratites	Recubariensis	La 1	LVN	SCI
			Curionii			
PELSONICO		Balatonites	Chiesense	An 4	MBT	
			Secedensis		BIV	
BITINICO		Kocaelia	Crassus	An 3	DON	
			Avisianum		CTR	
EGEICO		Paracrocchordiceras	Retzi	An 2	MBRRC	
			Trinodosus		SIS	
OLENEKIANO	SPATHIANO	Albichi	An 1	REC		
		Cuccense unnamed		VTG		
INDUANO	SMITHIANO	Gracilitatis	Ismidicus unnamed	Sc 4	FCL	
			Osmani		NTR	
	DIENERIANO	Frequens	Osmani	Sc 3	FCL	
			Connectens & Tibeticum		PPS	
GRIES-BACHIANO	Woodwardi	Osmani	Sc 2	SLI		
		Concavum		WER ₉		
PERMIANO			Sc 1	WER ₇₋₈		
				WER ₅₋₆		
				WER ₃₋₄		
				WER ₁₋₂		
				BEL		

Fig. 4 - Sintesi stratigrafico sequenziale della successione triassica dolomitica.

indicare il "Raibliano" tipico delle Dolomiti viene proposta la denominazione "formazione di Travenanzes" (già "Argilliti di Travenanzes" di BOSELLINI *et alii*, 1996) (nel lavoro citato, considerate rappresentare la parte superiore del gruppo di Raibl, comprendente anche le areniti del Dibona, qui incluse nella formazione di Heiligkreuz).

Le successioni post-triassiche (che affiorano in Antelao, Marmarole, Tofane e

Altopiani Ampezzani) presentano i caratteri tipici delle Dolomiti: ampie lacune e spessori relativamente ridotti (ad eccezione dei carbonati triassico superiori-liassici attribuiti ai Calcarei Grigi) rispetto alle coeve successioni affioranti nelle Prealpi Venete. In particolare, sono rari e ridotti gli affioramenti di successioni cretatiche, riferite *in toto* alle Marne del Puez (SIORPAES, 1990).

2. - SUCCESSIONI PERMO-SCITICHE

2.1. - FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)

Introdotta originariamente come *Bellerophonkalk* (HOERNES, 1876), con riferimento all'unità a calcari scuri che costituisce la parte superiore della formazione (in italiano, Calcare a Bellerophon, MERLA, 1930); citata come Formazione a Bellerophon da ACCORDI (1959), che vi comprende anche l'unità inferiore evaporitica.

Nel territorio incluso nel Foglio Cortina, la Fm. a Bellerophon affiora in un'area limitata, alla base del M.te Cernerà, a tetto di un importante sovrascorrimento sud-vergente, e in corrispondenza del basso corso del Rio Vallesina (in prossimità della Linea della Valsugana). Si comprende facilmente come la successione sia incompleta e disturbata, comunque buoni affioramenti della parte superiore della formazione, incluso il limite con la sovrastante Formazione di Werfen, si hanno in Val Fiorentina.

La successione standard per l'area in esame dovrebbe comprendere le seguenti unità (MASSARI *et alii*, 1994):

a) alternanza ciclica di dolomie grigie più o meno marnose, marne e argilliti nere e gesso laminato; i singoli cicli hanno spessore di pochi metri, l'intera unità può raggiungere i 100-150 m; dal momento che rappresenta verosimilmente l'orizzonte di scollamento del *thrust* del Cernerà (sistema di sovrascorrimenti Selva di Cadore-Antelao), è rappresentato in affioramento da lembi discontinui e fortemente tettonizzati;

b) dolomie e calcari scuri, frequentemente fossiliferi, alternati a minori marne; la parte alta dell'unità consiste prevalentemente di micriti scure e di biocalcareni (*packstones*) a prevalenti microfossili come alghe calcaree (*Mizzia*, *Gymnocodium*, *Atractyliopsis*, *Vermiporella*, ecc.), foraminiferi (*Colaniella*, *Geinitzina*, *Pachyphloia*, *Globivalvulina*, *Paraglobivalvulina*, *Nankinella*, ecc.), ostracodi e *Problematica* (studi sui microfossili si devono a ACCORDI, 1956; LORIGA, 1960; PASINI, 1985; NOÈ, 1987; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1988). I macrofossili sono rappresentati da bivalvi (*Aviculopecten*, *Towapteria*, *Permophorus*, ecc.), gasteropodi (tra cui *Bellerophon* spp. che dà il nome alla formazione), nau-

tiloidi (STACHE, 1877, 1878; CANEVA, 1906; MERLA, 1930; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1988). Localmente, i bivalvi possono assumere valore litogenetico. Rilevante la presenza nella parte più alta della formazione di peculiari livelli a brachiopodi (*Comelicania* spp., POSENATO, 1988; 1989).

Gran parte dei fossili presenti nella Fm. a Bellerophon sono indicativi di un generico Permiano superiore, senza però consentire una più dettagliata correlazione con i piani marini definiti nella Tetide orientale. Il recente ritrovamento di *Paratirolites* (marker della penultima cronozona del Changhsingiano) sotto gli strati a *Comelicania*, nonché i nuovi dati sulle faune a conodonti della parte basale della Fm. di Werfen (FARABEGOLI & PERRI, 1998C; NERI & POSENATO, 1999; NICORA & PERRI, 1999), con l'individuazione di *Hindeodus* (marker candidato della base del Triassico) a Tesero e Bulla, consentono di considerare trascurabile una eventuale lacuna al limite P/T. Tale limite inoltre non coincide con il limite formazionale Bellerophon/Werfen, ma cade all'interno della porzione basale della Fm. di Werfen, pochi metri sopra il limite formazionale.

Le litofacies documentate nella Fm. a Bellerophon (come del resto le associazioni fossilifere) sono indicative di ambienti costieri e marini d'acqua bassa. Gran parte della successione evaporitica dell'unità inferiore consiste di evaporiti solfatiche laminate, verosimilmente deposte in un'ampia laguna parzialmente sbarrata ad est-nord-est da zone di alto strutturale controllate dalla tettonica sinsedimentaria (MASSARI *et alii*, 1994; MASSARI & NERI, 1997). La restrizione alla circolazione marina ed il clima arido-semiarido avrebbero periodicamente indotto la sovrassaturazione delle acque e la conseguente precipitazione del solfato di calcio. I carbonati dell'unità superiore documentano 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.

Il limite inferiore non è mai esposto, il limite superiore con la Formazione di Werfen è netto.

2.2. - FORMAZIONE DI WERFEN (WER)

La Formazione di Werfen è costituita da una considerevole varietà di tipi litologici da carbonatici a terrigeni (calcareniti oolitiche e bioclastiche, micriti più o meno marnose, marne, siltiti, calcari arenacei, dolomie siltose ed arenacee, ecc.), in genere sottilmente stratificati. E' stata suddivisa in nove unità di rango minore (membri ed orizzonti) in base alle caratteristiche litostratigrafiche macroscopiche quali litologie prevalenti, colore, livelli fossiliferi particolarmente evidenti (BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; 1990; NERI & POSENATO, 1988).

Dal basso verso l'alto queste unità di rango minore sono rappresentate da:

Membro di Tesero (“Orizzonte di Tesero” in BOSELLINI 1964);
 Membro di Mazzin (BOSELLINI 1968);
 Membro di Andraz (“Orizzonte di Andraz” in BOSELLINI 1968);
 Membro di Siusi (BOSELLINI 1968; ridefinito da BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983);
 Membro dell’Oolite a Gasteropodi (BOSELLINI 1968; ridefinito da BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983);
 Membro di Campil (BOSELLINI 1968);
 Membro di Val Badia (BOSELLINI 1968);
 Membro di Cencenighe (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979);
 Membro di San Lucano (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; originariamente attribuito alla “formazione del Serla Inferiore” dagli autori citati; ridefinito ed attribuito alla Fm. di Werfen da NERI & POSENATO, 1988).

La Fm. di Werfen affiora ampiamente in tutto il Sudalpino orientale, con spessori che variano da circa 250 m (o meno, in zone di alto strutturale) in Val d’Adige fino a 500-600 m nelle Dolomiti Orientali e quindi nell’area del Foglio Cortina (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983).

Nell’area del Foglio Cortina, sezioni piuttosto continue e complete affiorano lungo il Rio Codalonga, in Val Fiorentina e lungo il Rio Vallesina. A causa della intrinseca difficoltà di cartografare le singole unità minori su tutta l’area del foglio si è preferito adottare una soluzione di compromesso, accorpando i vari membri in cinque unità facilmente riconoscibili anche in base alla risposta geomorfologica. Dal basso verso l’alto sono state cartografate le sottoriportate unità (WER₁₋₂, WER₃₋₄, WER₅₋₆, WER₇, e WER₈₋₉), che almeno in parte coincidono con le sequenze deposizionali di III° ordine individuate da NERI (1991) nella Formazione di Werfen:

2.2.1. - *Membro di Tesero-Membro di Mazzin* (WER₁₋₂)

Questa unità, dello spessore complessivo di circa 50-60 m, è rappresentata alla base dal c.d. “Orizzonte” di Tesero di BOSELLINI (1964), costituito da *grainstone* oolitici alternati a micriti, rare marne e *packstone-grainstone* a bioclasti e *grapestone*, in genere di colore grigio. Il Membro di Tesero presenta uno spessore piuttosto costante, intorno ai 4-4,5 m in tutte le Dolomiti centro-orientali, mentre in Val D’Adige (Trento) e Valsugana può raggiungere i 25-30 m e sostituire completamente il Membro di Mazzin. La parte inferiore dell’unità, ed in particolare il banco oolitico basale, contiene micro- e macrofossili permiani, in parte rimaneggiati ma in parte autoctoni, associati a bivalvi e gasteropodi di affinità triassica (“*mixed faunas*”, NERI & PASINI, 1985; NERI & POSENATO, 1999 e relativa bibliografia).

Il sovrastante Membro di Mazzin è caratterizzato da calcari micritici grigi più

o meno marnoso-siltosi, a volte intensamente bioturbati, micronodulari, in banchi metrici che si alternano ad intervalli caratterizzati da sottili intercalazioni calcarenitiche bioclastiche gradate a bivalvi, ostracodi e microgasteropodi, interpretate come tempestiti.

Il limite superiore con il Membro di Andraz è netto, con sovrapposizione di facies peritidali su unità riferibili all'*offshore-transition* (sottili tempestiti bioclastiche alternate a marne/micriti marnose).

Fossili diagnostici: *Lingula* sp., *Claraia* gr. *wangi-griesbachi*.

2.2.2. - Membro di Andraz-Membro di Siusi (WER_{3,4})

Questa unità ha uno spessore complessivo di 100-120 m: i 20 m inferiori appartengono al Membro di Andraz, costituito da dolomie giallastre o grigie, a volte marnoso-siltose, in genere prive di fossili alternate a dolosiltiti varicolori (rosse, violette, giallastre, ecc.) laminate, frequentemente coinvolte in *mud-cracks* e piccoli *tepee*. Data la scarsa competenza dei litotipi che lo costituiscono, il Membro di Andraz forma di solito una cengia in prevalente copertura eluviale.

Il limite superiore con il sovrastante Membro di Siusi è brusco, spesso rappresentato da una superficie erosiva (interpretabile come una *shoreface ravinement surface*) alla quale si sovrappongono spesso calcareniti oolitico-bioclastiche con breccioline intraformazionali a clasti piatti.

Il Membro di Siusi consiste (oltre al sottile orizzonte calcarenitico basale) di calcari micritici grigi, con moderata frazione marnoso-siltosa, frequentemente bioturbati, alternati a calcisiltiti e calcareniti oolitico-bioclastiche in strati gradati di spessore centimetrico-decimetrico interpretati come *storm-layers*; seguono marne/calcari marnosi rossastri alternati a tempestiti calcarenitiche; arenarie, calcari arenacei e calcareniti oolitico bioclastiche di colore rosso e grigio in sets metrici e plurimetrici amalgamati, con *hummocky cross-lamination* e profondi *burrows* attribuibili a *Diplocraterion*; l'unità si chiude con un intervallo di circa 20 m con caratteristiche simili al sottostante Membro di Andraz (dolosiltiti a *tepee*, siltiti rosse a *mud-cracks* e *ripple* da onda, ecc.).

Il limite superiore, quando visibile, è brusco e viene posto alla base delle facies subtidali (*shoreface*) della sovrastante Oolite a Gasteropodi.

Fossili diagnostici: *Claraia clarai* e *Claraia aurita* rispettivamente nella parte inferiore e media del membro, in associazione con bivalvi fossatori (*Unionites*) e microgasteropodi.

2.2.3. - *Membro dell'Oolite a Gasteropodi-Membro di Campil* (WER_{5,6})

Questa unità ha uno spessore di circa 150-160 m, di cui circa 25-30 competono all'Oolite a Gasteropodi, costituito prevalentemente (nell'area del foglio Cortina) da calcari arenacei e arenarie a cemento carbonatico di colore grigio, in strati di 5-15 cm con lamine parallele ed *hummocky* e *ripple* da onda, alternati a minori calcari siltosi e marnosi grigi. Frequenti intercalazioni del litotipo definito come *Gastropodenoolith* dagli AA. "storici" di lingua tedesca (p.e., LEPSIUS 1876; WITTEMBERG 1908): si tratta di *grainstone* e *packstone* oolitico-bioclastici a microgasteropodi e bivalvi, con grani frequentemente antkeritici (da cui il colore rossastro), in strati decimetrici talora amalgamati. Un tempo ritenuta diagnostica del membro in esame, tale litologia è piuttosto frequente anche nel Membro di Siusi, e, in misura minore nei membri di Campil e Val Badia. Il limite superiore è transizionale.

Il Membro di Campil consiste principalmente di: i) peliti e siltiti rosse in *set* più o meno metrici, con sottili intercalazioni arenacee fini; ii) arenarie rosse in strati gradati centimetrici-decimetrici, con base erosiva, lamine parallele, *hummocky cross-lamination* e *ripple* da onda, interpretati come tempestiti: questi strati possono essere intercalati a quantità variabili di peliti o pressochè amalgamati. Sono relativamente comuni, inoltre, calcareniti oolitico-bioclastiche tipo *Gastropodenoolith*. Al tetto è presente un intervallo dello spessore di 15-25 m costituito da peliti, siltiti e dolomie varicolori, con frequenti evidenze di esposizione subaerea (*mud-cracks*, *tepee*). Questo livello si sovrappone con contatto brusco su facies subtidali aperte, caratterizzate da faune relativamente diversificate.

Il limite superiore "litostratigrafico" dell'unità viene posto convenzionalmente in corrispondenza della base del primo banco subtidale, fossilifero, del Mb. di Val Badia (mentre il limite di sequenza deposizionale dovrebbe collocarsi alla base dell'orizzonte regressivo peritidale).

La specie fossile diagnostica per l'intero intervallo WER_{5,6} è *Eumorphotis hinnitidea*; nella parte medio-alta del Membro di Campil si rinviene una fauna relativamente diversificata con *Costatoria subrotunda*, pettinidi appartenenti ai generi *Entolium* e *Scythentolium*, nonché la traccia fossile *Asteriacites (domichnia)* più *fugichnia* riferibili ad ofiuroidi).

2.2.4. - *Membro di Val Badia* (WER_{5,6})

Questa unità, dello spessore di 50-70 m, è l'unica tra quelle qui descritte che coincide con uno dei membri "storici" della Fm. di Werfen. Consiste prevalentemente di calcari marnosi, siltosi ed arenacei grigi, con livelli decimetrici di calcareniti bioclastiche a bivalvi, microgasteropodi e resti di echinodermi; i litoti-

più fini sono frequentemente bioturbati, con *burrows* di limivori di diametro centimetrico. La successione verticale delle litofacies prevede, dal basso verso l'alto: (i) un banco di 5-6 m di spessore caratterizzato da alternanza di tempesti carbonatiche e fanghi carbonatico marnosi; (ii) un intervallo di 5-10 m costituito da dolomie e dolosiltiti varicolori con evidenze di esposizione subaerea; (iii) un'ultima litofacies con caratteri litologici e di facies comparabili con quelli dell'unità (i) tra i quali depositi misti, carbonatico-terrigeni, di *shelf* con prevalente controllo da onde di tempesta e minori evidenze di controllo tidale.

Il limite superiore è piuttosto variabile su scala regionale; nelle Dolomiti occidentali è brusco e moderatamente disconforme, marcato da una superficie di esposizione, con breccie evaporitiche (p.e., sezioni della Val Averta, Valles, ecc.). Nel settore settentrionale delle Dolomiti (come pure in parte della Val d'Adige), diverse evidenze, in primo luogo la distribuzione verticale degli ammonoidi del genere *Dinarites*, sembrano dimostrare che litofacies tipo Val Badia sostituiscono lateralmente la parte inferiore del Mb. di Cencenighe: il limite tra i due membri sarebbe qui transizionale.

Fossili diagnostici: *Tirolites cassianus*, *Eumorphotis kittli*, *Natiria costata*, *Werfenella rectecostata*.

2.2.5. - *Membro di Cencenighe-Membro di S. Lucano* (WER_{8,9})

I due membri qui accorpati sono caratterizzati da litologie ben distinte (a dominanza carbonatica in Cencenighe, prevalentemente terrigeno il S. Lucano): l'accorpamento si giustifica con il fatto che il Membro di S. Lucano è spesso mal esposto, quindi di non semplice individuazione sul terreno. Quando è individuabile, tale membro forma una cengia in prevalente copertura tra le unità relativamente più competenti del Cencenighe e della Dolomia del Serla Inferiore. L'unità WER_{8,9} misura circa 140-150 m, di cui i primi 80-90 competono al Membro di Cencenighe: questo consiste di dolomie e calcari oolitico-bioclastici, talora arenacei, di colore giallo e rosso, formanti spesso *set* metrici e plurimetrici con *cross-bedding* bisensoriale e, subordinatamente, *hummocky*. Questi corpi, interpretati come barre litorali a prevalente controllo tidale, si alternano a siltiti e marne grigie bioturbate, talora fossilifere, subtidali, e a siltiti, dolosiltiti e peliti rosse a *flaser* e *lenticular bedding*, con *mud cracks*, inter- sopratidali. La successione verticale comprende due unità principali di spessore più o meno equivalente: (i), l'unità inferiore è dominata da cicli peritidali *fining-upward* (dolomie oolitiche *cross-bedded* alla base, peliti a *mud-cracks* al tetto) e culmina con un potente livello (5-6 m) di arenarie fini, siltiti, dolomie marnoso-siltose a *lenticular bedding*, *mud-cracks*, piccoli *tepee*; nella sua parte media è tuttavia presente un importante livello marino aperto con ricche faune a molluschi (NERI & POSENATO, 1988); (ii),

l'unità superiore è caratterizzata da prevalenti sequenze *coarsening-upward*, che registrano la progradazione di barre litorali oolitiche sugli antistanti fondali marini; solo nella parte sommitale del membro ricompaiono facies di piana tidale.

Il limite superiore con il Membro di San Lucano è graduale, anche se facilmente riconoscibile per la forte riduzione della componente carbonatica ed il prevalere di litotipi terrigeni. La parte inferiore del S. Lucano è costituito da arenarie rosse in strati decimetrici lenticolari, a base erosiva, con laminazione orizzontale e incrociata, *ripple* da onda e da corrente, frequentemente amalgamati in *set* metrici; siltiti, peliti, dolomie siltose e marnose varicolori (gialle, grigie, rosse, violette) con *ripple*, *mud-cracks*, piccoli *tepee*. Nella parte medio alta del membro si riduce la componente terrigena e diventano dominanti dolomie color grigio chiaro, bioturbate, più o meno ricche in terrigeni, a volte fossilifere, alternate a minori dolosiltiti varicolori a *tepee*.

Il limite con la sovrastante dolomia del Serla Inferiore (SLI) è transizionale; viene posto al tetto di un intervallo caratterizzato da alternanza di dolomie grigio chiare sottilmente stratificate con *tepee* e marnie grigio-verdastre.

Fossili diagnostici: per la parte inferiore del Mb. di Cencenighe, *Dinarites dalmatinus*, *Eumorphotis telleri*, *Natiria costata*, *Costatoria costata*, grandi esemplari a guscio spesso di *Neoschizodus*. Nel Membro di S. Lucano è tipica *Costatoria costata*, con numero di coste progressivamente crescente verso l'alto della successione (da 11 a 15 in BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990).

Ambiente di sedimentazione e stratigrafia sequenziale. Dalla semplice elencazione delle litofacies e strutture deposizionali sopra riportata risulta chiaro che gran parte della formazione consiste di depositi di *shelf*, con fondali mediamente al di sotto della base d'onda "normale" (*fair-weather wave base*), ma frequentemente raggiunti e rimaneggiati dalle onde di tempesta; alcuni tratti della successione (p.e., parte del Mb. di Siusi e dell'Oolite a Gasteropodi) presentano associazioni di facies indicative di un contesto di *shoreface*, con fondali entro la base d'onda normale. Corpi arenitici litorali prevalentemente oolitici riferibili a complessi di lido, delta tidali e canali tidali, caratterizzano il Mb. di Cencenighe. Intervalli (anche di cospicuo spessore) depositati in lagune marginali e piane fangose inter-sopratidali, ricorrono inoltre periodicamente nella successione, a volte sovrapponendosi in modo brusco a facies di *shelf* (*offshore-transition*), documentando possibili regressioni forzate.

Sulla base dell'organizzazione spaziale e cronologica di queste associazioni di facies, la Fm. di Werfen è stata suddivisa in almeno cinque "cicli trasgressivo-regressivi" maggiori, l'ultimo dei quali comprende anche la dolomia del Serla Inferiore, (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1983; FARABEGOLI & VIEL, 1982). Questi cicli possono essere assimilati a sequenze deposizionali di III° ordine. Modelli stratigrafico-sequenziali per il Triassico Inferiore-Anisico basale sono stati proposti

da NERI (1991) e da DE ZANCHE *et alii* (1993), con alcune consistenti differenze riguardanti l'interpretazione dei limiti di sequenza. Lo schema di Fig.5 riprende la suddivisione in cinque sequenze deposizionali dell'intervallo Formazione di Werfen-dolomia del Serla Inferiore (NERI, 1991) ed è basato sull'analisi di facies e sulla zonazione biostratigrafica di queste successioni, nell'area compresa fra la Val di Non, ad ovest, ed il Cadore, ad est. Il controllo biostratigrafico disponibile (vedi sotto) consente di correlare alcuni dei limiti di sequenza, riconosciuti nel Sudalpino a scala europea: i limiti Sc2/Sc3 e Sc3/Sc4 di Fig.5 sembrano perfettamente riconoscibili nelle Alpi calcaree settentrionali, in Transdanubia (Ungheria) e in Dalmazia; gli stessi limiti sembrano inoltre correlabili con le sequenze dell'Artico Canadese (EMBRY, 1988). Questo ovviamente suggerisce l'importanza di un controllo eustatico su almeno parte delle sequenze.

Fossili ed età. I fossili della Fm. di Werfen sono rappresentati in larga misura da molluschi (lamellibranchi e gasteropodi: gli ammonoidi ricompaiono solo nella parte alta della formazione), ostracodi, brachiopodi inarticolati (lingulidi); i resti di echinodermi (ofiuroidi, echinidi e crinoidi) diventano significativi solo a partire dalla parte alta del Mb. di Campil. Sono del tutto assenti interi gruppi di organismi marini, come alghe calcaree, coralli, brachiopodi articolati, ecc. A causa della grande estinzione al limite Permiano/Triassico, le faune eotriassiche sono costituite da un numero estremamente ridotto di *taxa* opportunistici, che non dovevano sostenere una forte competizione ecologica ed erano in grado di vivere in condizioni ambientali variabili, raggiungendo perciò una notevole diffusione geografica. Malgrado queste premesse si può tuttavia affermare che il controllo biostratigrafico sulla successione del Triassico Inferiore è abbastanza accurato. Alcuni molluschi bentonici quali *Claraia*, *Eumorphotis*, *Costatoria*, *Natria*, *Werfenella* sp. sono ritenuti specie a larghissima distribuzione geografica (Tetide ed Artico) ed a ridotto *range* cronostratigrafico. Nella parte superiore della formazione, (membri di Val Badia e di Cencenighe) sono inoltre piuttosto frequenti gli ammonoidi dei generi *Tirolites* e *Dinarites*, che consentono una buona correlazione con i terreni spathiani, sia della Tetide che dell'America settentrionale. Una scala biostratigrafica per la Formazione di Werfen del Sudalpino, basata sulla distribuzione verticale di varie specie di *Claraia* ed *Eumorphotis* ed integrata con i dati sugli ammonoidi, è stata messa a punto nel corso degli anni '80, da BROGLIO LORIGA *et alii* (1983); BROGLIO LORIGA & MIRABELLA (1986), NERI & POSENATO (1988). Un confronto fra le successioni faunistiche del Sudalpino e della Transdanubia (Ungheria) suggerisce che la scala biostratigrafica delle Dolomiti possa applicarsi almeno a tutta l'Europa alpina (BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990). POSENATO (1992) ha effettuato una revisione delle faune ad Ammonoidi. La distribuzione verticale dei Conodonti è stata studiata da KOZUR & MOSTLER (1982), PERRI & ANDRAGHETTI (1987), PERRI (1991) e FARABEGOLI & PERRI (1998), in pubblicazioni che presentano una suddivisione litostratigrafica non condivisa dagli autori del presente lavoro.

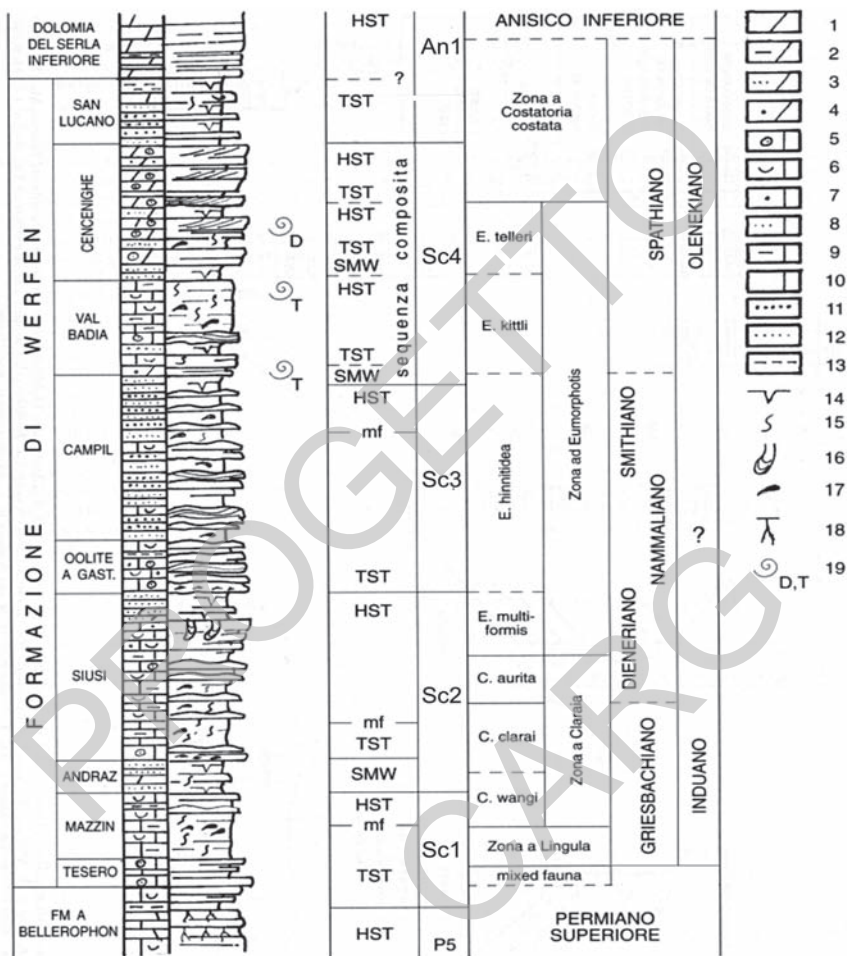


Fig. 5 - Schema cronostratigrafico e sequenziale della Formazione di Werfen (mod. da BOSELLINI et alii, 1996). Simboli: 1, dolomie; 2, dolomie argillose; 3, dolomie siltose; 4, dolomie arenacee; 5, calcareniti oolitiche; 6, calcareniti bioclastiche; 7, calcari arenacei; 8, calcari siltosi; 9, calcari marinosi; 10, calcari micritici; 11, arenarie; 12, siltiti; 13, peliti; 14, mud-cracks; 15, bioturbazione; 16, *Diplocraterium*; 17, bivalvi; 18, tracce di radici; 19, ammonioidi (D: *Dinarites* sp., T: *Tirolites* sp.).

I conodonti mostrano un buon grado di correlazione con le faune tetidee ma sono estremamente rari tanto da non poter essere agevolmente usati come strumento biostratigrafico di routine. La Formazione di Werfen è quindi attribuibile all'intervallo Changhsingiano p.p.- Olenekiano p.p.; le età dei membri, espresse in sottopiani, sono riportate in figura 4, figura 5 e nella legenda della carta.

2.3. - DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI)

Questa formazione, istituita da PIA (1937) con il nome di *Unterer Sarldolomit* nell'area delle Dolomiti di Braies, e successivamente revisionata da vari autori (FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1982; DE ZANCHE *et alii*, 1992), è costituita da dolomie di colore da bianco a grigio chiaro, ben stratificate (con ritmi da centimetrici a decimetrici). Le litologie dominanti consistono di dolomie afanitiche (derivate da originarie micriti) e minori *packstone-wackestone* dolomitici a peloidi ed oncoidi, più raramente a bioclasti. Sono frequenti i livelli a stromatoliti, talora con *mud-cracks* sovraimpressi, e *fenestrae* con riempimenti geopetali e cementi vadosi; più rari i livelli a paleosuoli carbonatici e *tepee*. La successione può così essere suddivisa in cicli peritidali *shallowing-upward* di spessore metrico-plurimetrico, con una porzione subtidale costituita da dolomie fini e una inter-sopratidale loferitica. Occasionalmente sono presenti a base ciclo breccie a clasti dolomitici spigolosi derivanti dall'erosione e rimaneggiamento dei livelli sopratidali del ciclo sottostante. Naturalmente questa tematica deposizionale non è sempre evidente e la formazione può presentarsi come un'anonima successione di dolomie chiare stratificate.

Il limite inferiore con la Fm. di Werfen è graduale, anche se piuttosto rapido. Il limite superiore è di solito rappresentato da una disconformità, sulla quale giacciono depositi delle sequenze anisiche An 2 (Conglomerato di Piz da Peres) o An 3 (Conglomerato di Voltago o Fm. di Recoaro) (DE ZANCHE *et alii*, 1993); più raramente, nelle Dolomiti occidentali, la formazione può essere ricoperta direttamente dalla Fm. del Contrin o dalla Fm. di Morbiac (sequenza An 4), attraverso una superficie di disconformità non sempre riconoscibile (p.e., sezioni della Val Averta, Val Sorda e Val Venegia, NERI & POSENATO 1988; Malga Fosse/Crode Rosse, DOGLIONI & NERI, 1989).

Lo spessore è estremamente variabile, in relazione alla profondità dell'erosione subita, da 0 fino ad un massimo di circa 100 m.

I fossili sono piuttosto rari in questa unità e comunque non comprendono buoni *marker* cronologici; tra i macroinvertebrati, presenti in particolare nella parte inferiore della formazione, segnaliamo *Natiria costata*, pettinidi indeterminabili e Bakevellidae (tra cui *Bakevellia costata*). La microbiofacies è dominata da foraminiferi dei generi *Glomospirella* e *Meandrospira* (*M. gigantea*, *M. dinarica*). L'attribuzione cronologica generalmente accettata Olenekiano sup.-Anisico inferiore (Spathiano p.p. - Egeico p.p.) è stabilita per inquadramento stratigrafico e per confronto con gli analoghi (e verosimilmente coevi) corpi dolomitici presenti a tetto delle successioni "werfeniane" in diversi settori dell'Europa alpina (*Azsfó Dolomite* della Transdanubia, Ungheria; "*Dolomite Complex*" di Múc, Dinaridi; *Gutensteiner Dolomit* delle Alpi calcaree settentrionali). L'idea che la deposizione di questi corpi carbonatici inizi nella parte alta del Triassico inferiore deriva

dalle considerazioni di KRYSZYN (1974) sulla sezione di Múc, ove la parte più alta della successione olenekiana in facies di Werfen contiene *Tirolites carniolicus*, indicativo di uno Spathiano medio-alto ma non sommitale.

3. - SUCCESSIONI ANISICHE

Introduzione. Il carattere fondamentale della geologia anisica delle Dolomiti è la rottura della relativa uniformità paleogeografica che aveva caratterizzato il Triassico inferiore (Fm. di Werfen) e la parte più bassa dell'Anisico, al tempo della deposizione della Dolomia del Serla Inferiore. Mentre la Fm. di Werfen e la Dolomia del Serla Inferiore si estendono con minori variazioni laterali di facies e spessori dalla Lombardia alle Karawanke (Austria e Slovenia) e al Balaton (Ungheria), le successioni anisiche documentano un articolato quadro paleogeografico in cui la tettonica sinsedimentaria ritaglia (anche su aree di limitata estensione) piattaforme carbonatiche, bacini profondi ed aree emerse. Diverse generazioni (almeno tre) di conglomerati continentali o costieri, che evolvono verso l'alto a depositi di shelf e quindi a vere e proprie piattaforme carbonatiche (o ai loro equivalenti bacinali) sono stati documentati nelle Dolomiti di Braies da PIA (1937) e BECHSTÄDT & BRANDNER (1970). Contributi fondamentali relativi al Friuli occidentale, Agordino e Zoldano sono stati forniti nel corso degli anni '70 da PISA (1972a,b), ASSERETO et alii (1977), FARABEGOLI et alii (1977), PISA et alii (1979). Nell'area del Foglio Cortina sono da segnalare i lavori di BLENDINGER (1983) e BLENDINGER et alii (1984), relativi alla successione del Monte Cernerà.

Contrariamente a quanto ritenuto fino a pochi anni fa, le ricerche condotte per il rilevamento del Foglio Cortina hanno messo in evidenza che la successione anisica di quest'area è tra le più complete dell'intera area delle Dolomiti, sostanzialmente confrontabile con quella dell'area-tipo delle Dolomiti di Braies (*Pragser Dolomiten*) e di Recoaro.

Una sistemazione litostratigrafica e stratigrafico-sequenziale pressoché definitiva dell'Anisico delle Dolomiti si deve a DE ZANCHE et alii (1992; 1993) e GIANOLLA et alii (1998a). L'impalcatura stratigrafica è sensibilmente diversa (e non solo a livello di nomenclatura) da quella proposta a suo tempo da BECHSTÄDT & BRANDNER (1970), i cui echi si fanno sentire ancora in lavori recenti (p.e., SENOWBARI-DARYAN et alii, 1993).

Le successioni post-Dolomia del Serla Inferiore sono state classificate da DE ZANCHE et alii (1992; 1993) in tre sequenze deposizionali di III ordine, tutte affioranti nell'ambito del Foglio Cortina (Fig. 6):

Sequenza An 2 (Bitinico p.p.): comprende il cgl. del Piz da Peres, seguito dalla fm. a Gracilis o dai calcari scuri del Coll'Alto; nel corso del rilevamento del Foglio Cortina è emersa la presenza di un corpo carbonatico di piattaforma

appartenente a questa sequenza, precedentemente poco noto, anche se segnalato più o meno informalmente in letteratura (FOIS & GAETANI, 1984; DE ZANCHE *et alii*, 1992; 1993; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993; GIANOLLA *et alii*, 1998a, BOSELLINI *et alii*, 2003a,b; STEFANI *et alii*, 2004) questa unità stratigrafica viene qui definita come “formazione del Monte Rite”, dall’omonima località dello Zoldano; nella località-tipo, questa unità era stata precedentemente attribuita alla Dolomia del Serla Superiore (FARABEGOLI & GUASTI, 1980).

Sequenza An 3 (Bitinico p.p. - ? Illirico basale): comprende il Cgl. di Voltago, il Calcare di Recoaro, la formazione del Serla Superiore (Fig. 6) e l’equivalente bacinale di queste successioni rappresentato dalla Fm. di Dont p.p.;

Sequenza An 4 (Illirico p.p.): comprende il Cgl. di Richthofen, seguito dal Calcare di Morbiac e dal corpo carbonatico di piattaforma della Fm. del Contrin; gli equivalenti bacinali di queste unità consistono nella parte superiore della Fm. di Dont e nelle formazioni del Monte Bivera, dell’Ambata e di Moena (le ultime due parzialmente sovrapposte dal punto di vista cronologico). Per l’esecuzione dei rilievi geologici del Foglio Cortina è stata adottata la classificazione stratigrafica proposta in FRANZIN (1991) e DE ZANCHE *et alii* (1992), comprendente le unità litostratigrafiche elencate sopra, che presenta il considerevole pregio di es-

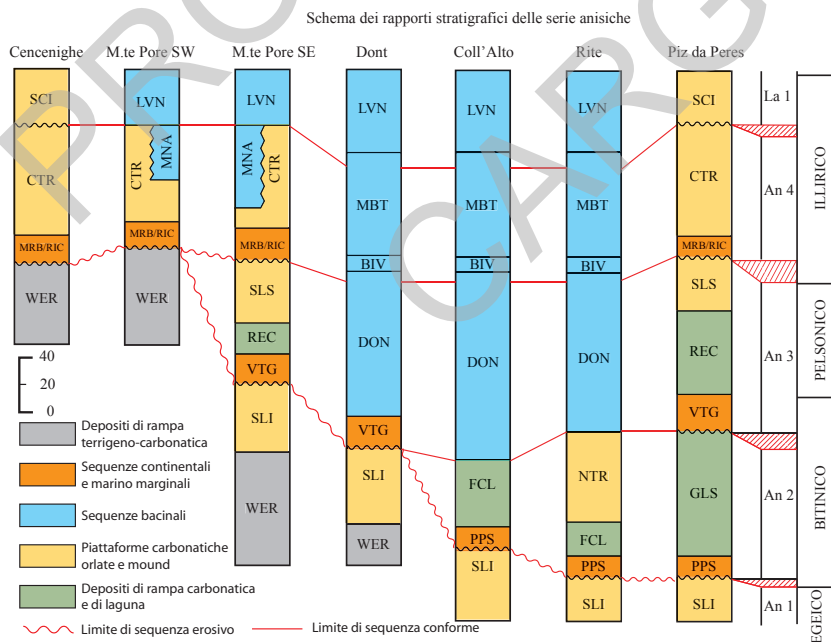


Fig. 6 - Schema cronostratigrafico e sequenziale delle unità anisiche delle Dolomiti centro-orientali, a confronto con la successione delle Dolomiti di Braies/Prags (Piz da Peres).

sere congruente con la nomenclatura adottata in altri settori del Sudalpino (vedi, p.e., FARABEGOLI *et alii*, 1977; 1985; CASATI *et alii*, 1982; BLENDINGER, 1983; DE ZANCHE & MIETTO, 1989) e di fornire una buona base per le correlazioni a scala regionale. Sono comunque state introdotte alcune significative modifiche, quali l'abbandono della "Formazione di Agordo", istituita da PISA *et alii* (1979) e recentemente riproposta senza sostanziali modifiche da DELFRATI *et alii* (2000). Malgrado la recente "validazione" ci troviamo obbligati ad abbandonare questa unità litostratigrafica per le ragioni qui esposte: secondo la definizione di PISASET *alii* (1979) la formazione in questione comprende tre membri, considerati laterali l'uno all'altro dagli autori citati (calcarei scuri del Coll'Alto, calcari del Torrente Framont, calcareniti di Listolade; vedi anche FARABEGOLI *et alii*, 1977) e riferiti sostanzialmente al ciclo sedimentario pelsonico (= sequenza deposizionale An 3 di DE ZANCHE *et alii*, 1993); mentre parte delle unità di rango minore incluse nella Fm. di Agordo sono effettivamente comprese tra il Cgl. di Voltago e la formazione del Serla Superiore (o il suo equivalente bacinale, la Fm. di Dont), i calcari scuri del Coll'Alto, istituiti nell'area zoldana, giacciono a letto di una piattaforma che a sua volta è ricoperta da depositi bacinali (Fm. di Dont) appartenenti alla Zona a Balatonites, il che verosimilmente la confina entro la sequenza An 2. Ne risulta che uno dei tre membri della Fm. di Agordo supposti cronologicamente equivalenti è in realtà appartenente alla sequenza deposizionale precedente.

A nostro avviso questo incicia la possibilità di utilizzare la Fm. di Agordo come definita da PISA *et alii* (1979) e validata da DELFRATI *et alii* (2000). Per questa ragione si è deciso di seguire la nomenclatura di DE ZANCHE *et alii* (1992), denominando "*Calcicare di Recoaro*" l'unità carbonatico-terrigena interposta tra Cgl. di Voltago e la formazione del Serla Superiore: tale unità è cronologicamente equivalente ai membri delle calcareniti di Listolade e dei calcari del Torrente Framont, istituiti in area agordina (PISA *et alii*, 1979; DELFRATI *et alii*, 2000), ma non riconoscibili o cartografabili separatamente nel territorio del Foglio Cortina. Il Membro dei calcari scuri del Coll'Alto viene elevato a rango di formazione (**Calcari scuri del Coll'Alto**): comprende quelle successioni, interposte tra il Cgl. del Piz da Peres e le piattaforme carbonatiche di età bitinica, caratterizzate da facies prevalentemente subtidali e da scarsi apporti terrigeni e quindi ben distinguibili dalla coeva fm. a Gracilis.

Aspetti bio- e cronostratigrafici. Il controllo biostratigrafico relativo alle successioni anisiche è abbastanza preciso, anche se talora una eccessiva suddivisione litostratigrafica può creare problemi di correlazione. I depositi bacinali delle Dolomiti centro-orientali contengono significative faune ad ammonoidi e conodonti e palinoflore, che hanno consentito datazioni abbastanza accurate. Le faune ad ammonoidi delle Dolomiti centro orientali sono note fin dalla metà del secolo scorso (ad esempio HAUER, 1851; MOJSISOVICS, 1882;) ed hanno alimentato una ricca letteratura bio-cronostratigrafica (ASSERETO, 1969; 1971; BALINI,



Fig. 7 - Vista del Monte Cenera con la spettacolare successione di unità di piattaforma carbonatica separate da ripetuti eventi erosivi o di annegamento.

1993; MIETTO & MANFRIN, 1995a; PRETO *et alii*, 2005a). Recenti lavori sulle faune a conodonti dell'Anisico superiore si devono a FARABEGOLI *et alii* (1984), FARABEGOLI & PERRI (1998a; 1998b), BALINI & NICORA (1998). Le successioni delle Dolomiti occidentali, anche bacinali (formazione di Moena), non contengono invece in genere faune significative dal punto di vista cronostratigrafico. La correlazione con le successioni orientali è quindi in larga misura basata su criteri di stratigrafia fisica e sequenziale.

Per l'intervallo cronologico qui esaminato, esistono diverse scale bio-cronostratigrafiche, in larga misura congruenti (KRZYSTYN, 1983; BRACK & RIEBER, 1993; MIETTO & MANFRIN, 1995a); le maggiori divergenze riguardavano il limite Anisico/Ladinico (cf. BRACK *et alii*, 2003, 2006; MIETTO *et alii*, 2004), che cade all'interno della formazione di Livinallongo (Buchenstein)(LVN). Nel presente lavoro viene seguita, per l'intero intervallo Anisico-Carnico, la bio-cronostratigrafia ad ammonoidi di MIETTO & MANFRIN (1995a).

3.1. - CONGLOMERATO DEL PIZ DA PERES (PPS)

Questa unità è stata istituita da DE ZANCHE *et alii* (1992) e corrisponde agli *Untere Pereschichten* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970); il Conglomerato di Voltago di PISA *et alii* (1979) è in parte attribuibile a questa unità.

La formazione consiste di prevalenti conglomerati a ciottoli da angolari ad arrotondati, costituiti da dolomie e calcari dolomitici chiari (dolomia del Serla Inferiore) e subordinati ciottoli provenienti dalla Formazione di Werfen (calcari micritici, calcareniti e dolareniti oolitico-bioclastiche, siltiti, arenarie). I conglomerati possono essere in tasche, in lenti o in banchi submetrici; talora sono organizzati in cicli *fining-upward* con alternanze conglomerati-peliti rossastre. Sono presenti talora corpi di breccie, arenarie rossastre e siltiti argillose. Verso l'alto prevalgono dolomie arenacee e dolosiltiti a laminazione incrociata da *ripple*. Nell'area rilevata, gli affioramenti di questa unità sono limitati al comparto sud-orientale, in particolare in Val Chiarada e lungo il Torrente Vallesina dove, con contatto erosivo al tetto della dolomia del Serla Inferiore (SLI), sono presenti una decina di metri di arenarie e siltiti policrome, con subordinati conglomerati alla base. L'ambiente di deposizione è riferibile ad un sistema fluviale *braided* di lunghezza estremamente limitata, che passa verso l'alto ad un ambiente costiero/marino marginale (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii* 1993).

Il limite inferiore con la dolomia del Serla Inferiore è netto ed erosivo; il contatto è generalmente planare; talora sono presenti tasche erosive di dimensioni metriche riempite di conglomerati. Il limite superiore è transizionale, anche se rapido, con i calcari scuri del Coll'Alto, marcato dalla riduzione progressiva del contenuto terrigeno fine nelle intercalazioni carbonatiche e dalla comparsa di calcareniti ad alghe e di calcari nodulari scuri.

Lo spessore dell'unità è generalmente modesto (da 0 a circa 30 metri), al limite della cartografabilità.

Fossili ed età. All'interno di questa formazione non sono stati rinvenuti fossili significativi; in base ai rapporti stratigrafici con le unità a letto ed a tetto, la formazione può essere riferita all'Anisico inferiore (Egeico-Bitinico p.p.).

3.2. - CALCARI SCURI DEL COLL'ALTO (FCL)

Questa formazione corrisponde in parte ai *Massige Kalk* e agli *Algenwellenkalk* p.p. di PIA (1937), nonché alla "facies calcarea, marnosa ed arenacea" dell'*Unterer Muschelkalk* di OGILVIE GORDON (1934). L'unità è costituita da prevalenti calcari scuri, quasi neri, leggermente fetidi, da calcari dolomitici grigi e da calcareniti bioclastiche ad alghe e resti di echinodermi; gli strati hanno spessore variabile da centimetrico a decimetrico, con giunti da piano paralleli a debolmente

ondulati. Nella parte inferiore sono presenti subordinate intercalazioni pelitiche scure; nella parte superiore, in assenza di interstrati pelitici, si possono avere banchi amalgamati di spessore metrico. Verso l'alto la stratificazione si fa gradatamente più spessa e si passa a dolomie chiare o grigie cristalline da mal stratificate a massicce, che fanno transizione graduale alla formazione del Monte Rite (NTR). L'unità è limitata al comparto sud orientale del Foglio dove è preservata la sequenza deposizionale An 2, affioramenti significativi si hanno lungo il sentiero della cascata in sinistra idrografica del Rio Marilongo sopra Nebbiù.

Il limite inferiore con il conglomerato del Piz da Peres è generalmente netto e da posizionare alla comparsa dei primi calcari scuri. Il limite superiore e laterale è transizionale rapido con la formazione del Monte Rite mentre è netto con la Formazione di Dont. Lo spessore dell'unità è compreso tra i 40 e gli 80 metri.

Fossili ed età. Le associazioni fossili sono costituite da alghe Dasycladacee (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), foraminiferi, ostracodi, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, frammenti di echinodermi. L'età, per confronto con altre aree e per inquadramento stratigrafico, è riferita all'ANISICO e in particolare al Bitinico *pro parte*.

3.3. - FORMAZIONE DEL MONTE RITE (NTR)

La necessità di introdurre questa nuova formazione (BOSELLINI *et alii*, 2003a, b; STEFANI *et alii* 2004) nasce dal riconoscimento dell'esistenza di un corpo carbonatico di piattaforma biocostruito, con alghe calcaree, foraminiferi, *Tubiphytes*, limitato a tetto dalla Formazione di Dont o dal Conglomerato di Voltago, e quindi sostanzialmente riferibile alla sequenza An 2 di età bitinica (DE ZANCHE *et alii*, 1993). Questa unità di piattaforma carbonatica documenta per la prima volta, in questo settore della Tetide triassica, la ripresa dei biocostruttori dopo la crisi biologica al limite Permiano/Trias e anticipa di alcune biozone ad ammoniti quanto finora noto in letteratura (SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993). Il nome deriva dal M.te Rite ("Calcari di M.te Rite" in AIRAGHI, 1905), situato qualche chilometro a sud del limite meridionale del Foglio Cortina, una ben nota piattaforma carbonatica anisica, tradizionalmente riferita alla "Dolomia del Serla Superiore" (ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; FARABEGOLI & GUASTI, 1980; CASATI *et alii*, 1982). Questa unità corrisponde storicamente alla "Dolomia del Serla Superiore" (dove questa sia ricoperta dalla Formazione di Dont); coincide inoltre con la "not yet defined carbonate platform" di DE ZANCHE *et alii* (1993; 1995) e GIANOLLA *et alii* (1998a). Nell'area di Braies/Prags corrisponde in parte agli *Algenwellenkalke* di PIA (1937) e di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970). L'unità è costituita da alternanze di calcareniti e calciruditi bioclastiche ad alghe, bivalvi e brachiopodi, in banchi da decimetrici a metrici, talora amalgamati, e da dolomie e

calcarei dolomitici massicci grigio chiari. I giunti di stratificazione sono da piani a leggermente ondulati. Nella parte alta dell'unità sono localmente presenti banchi metrici di *boundstone* dolomitici ad organismi incrostanti, *Tubiphytes* e alghe, con abbondanti cementi vadosi e marini. Questa litofacies passa lateralmente a corpi di breccie intraclastiche. Nel Foglio Cortina buoni affioramenti si hanno nella fascia inferiore della Valle del Boite, in particolare tra il Col Vidal e l'abitato di Nebbiù. In tutta la fascia in destra orografica del Torrente Boite sono presenti ingenti quantità di breccie e olistoliti legate allo smantellamento della piattaforma stessa per collassi gravitativi sottomarini (frane), indotti da una intensa tettonica sinsedimentaria. Questa tettonica è documentata anche dalla presenza di filoni sedimentari riempiti da breccie intraclastiche e da sedimenti pelagici, e dalle considerevoli variazioni laterali di spessore dell'unità (FARABEGOLI & GUASTI, 1980). Il tetto, soprattutto nell'area-tipo, è caratterizzato da *paleokarst* con riempimenti polifasici e mineralizzazioni Pb/Zn (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI & GUASTI, 1980). L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma carbonatica aperta con margini sabbiosi documentati da facies a *grainstone* cementati; localmente sono riconoscibili *mounds* microbialitici.

Il limite inferiore è netto o transizionale rapido con i calcari scuri del Coll'Alto; il limite superiore con il Conglomerato di Voltago è normalmente disconforme. Quando l'unità a tetto della fm. del Monte Rite è rappresentata dalla Fm. di Dont, il contatto è netto e spesso il limite coincide con una superficie di condensazione caratterizzata dalla concentrazione di ammonoidi (*Laevionites pragensis*, *Achrocordiceras* sp., *Balatonites* spp.) e brachiopodi. Lateralmente l'unità NTR è eteropica con i calcari scuri del Coll'Alto (FCL).

Lo spessore è variabile: da 0 a 40/50 metri in Val Ansiei a più di 100 m nella valle del Boite e a Cibiana di Cadore.

Fossili ed età. Le associazioni fossili sono costituite da alghe Dasycladaceae (*Physoporella pauciforata*, *Macroporella alpina*, *Diplopora* sp., *Aciculella* sp.), foraminiferi, frammenti di echinodermi, ostracodi, gasteropodi e brachiopodi. L'età, definita per inquadramento stratigrafico, è ascrivibile al Bitinico p.p. anche se mancano datazioni certe; le facies condensate, talora presenti a tetto della piattaforma e i sedimenti bacinali che la ricoprono sono sempre pelsonici, e precisamente della Zona a Balatonites, per cui non è possibile escludere un'età più giovane (Pelsonico basale, Subzona a Cuccense). L'inquadramento sequenziale che vede la fm. del Monte Rite corrispondere all'HST della sequenza An 2, imporrebbe un confinamento dell'unità al Bitinico in quanto nell'area di Braies faune della Zona a Osmani caratterizzano la formazione a Gracilis (FRANZIN, 1991), eteropica in quell'area alla fm. del Monte Rite, mentre faune della Subzona a Cuccense contraddistinguono i sedimenti bacinali che giacciono in *onlap* sulla stessa (MIETTO & MANFRIN, 1995a; GIANOLLA *et alii*, 1998a).



Fig. 8 – Versante meridionale del Piz del Corvo: limite erosivo tra il Conglomerato di Voltago e la dolomia del Serla Inferiore.

3.4. - CONGLOMERATO DI VOLTAGO (VTG)

Questa unità introdotta nella stratigrafia delle Dolomiti da PISA *et alii* (1979), corrisponde ai *Mittlere Peresschichten* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) e documenta il secondo e probabilmente più marcato evento erosivo anisico; in passato, e in particolare nella cartografia geologica dell'area dolomitica, questo conglomerato è stato spesso confuso con il più giovane Conglomerato di Richthofen (RIC). Il Conglomerato di Voltago è costituito da prevalenti conglomerati a clasti poligenici arrotondati e da alternanze di arenarie, dolomie arenacee rossastre, calcisiltiti laminare grigie e peliti; verso l'alto compaiono areniti fini, siltiti quarzoso micacee policrome e calcari arenaceo-siltosi grigi spesso bioturbati. Le arenarie contengono spesso piante fluitate e piccoli litoclasti arrotondati. I clasti dei conglomerati derivano principalmente dalla dolomia del Serla Inferiore, dalle

formazioni del Monte Rite e di Coll'Alto (dolomie e calcari ad alge) e subordinatamente dai termini superiori della Formazione di Werfen (calcareniti oolitiche e bioclastiche rosse e gialle, arenarie rosse); la presenza di litoclasti con alghe Dasycladacee permette di separare agevolmente questa unità conglomeratica dal sottostante conglomerato del Piz da Peres, che ne è completamente privo.

Il limite inferiore del Conglomerato di Voltago è netto ed erosivo (Fig. 8); talora è osservabile una discordanza angolare che porta l'unità a giacere via via su formazioni più vecchie (dalla formazione del Monte Rite a quella di Werfen); nell'area del Monte Pore sono inoltre osservabili incisioni profonde qualche decina di metri (BLENDINGER, 1983), interpretabili come valli incise durante la fase di *lowstand* della sequenza deposizionale. Il limite superiore è transizionale con il Calcare di Recoaro e la Fm. di Dont e va posizionato in base alla diminuzione del terrigeno granulare (arenarie, microconglomerati) e al contemporaneo aumento della frazione carbonatica autoctona. Per quanto riguarda l'ambiente di deposizione il Conglomerato di Voltago può essere interpretato come un deposito continentale, messo in posto da fiumi di tipo *braided* (PISA *et alii*, 1979) passante verso l'alto prima a facies di piana costiera con possibili incursioni marine e successivamente a facies marine marginali, come documentato dalle strutture da onda (*ripples*), da facies tipo *flaser-* e *wavy-bedding* testimonianti un influsso tidale, dalla presenza di fossili marini e da peculiari associazioni di tracce fossili.

Lo spessore della formazione varia da zero fino a 50-70 metri nell'area del Mt. Pore-Mt. Cenera.

Fossili ed età. Le faune sono estremamente povere e si limitano a foraminiferi di scarso valore cronostratigrafico nelle litofacies più alte; l'età, definita per inquadramento stratigrafico, è ascrivibile al BITINICO O AL PELSONICO basale (DE ZANCHE *et alii*, 1992; 1993; SENOWBARI-DARYAN *et alii* 1993; GIANOLLA *et alii*, 1998a).

3.5. - CALCARE DI RECOARO (REC)

Come già detto, a causa della difficoltà di utilizzo della Formazione di Agordo (PISA *et alii*, 1979) come formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000), si è preferito utilizzare il termine Calcare di Recoaro per indicare l'unità carbonatico-terrigena interposta tra il Conglomerato di Voltago e la formazione del Serla Superiore. Questa formazione, istituita da BÖCKH (1872) nel recoarese e successivamente revisionata da vari Autori (TORNQUIST, 1901; BARBIERI *et alii*, 1980; DE ZANCHE & MIETTO, 1981) è stata reintrodotta nell'area delle Dolomiti di Prags/Braies da DE ZANCHE *et alii* (1992) e SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1993); l'unità è stata recentemente formalizzata da DELFRATI *et alii* (2002), a cui si rimanda. Nell'ambito delle Dolomiti centro-orientali, corrisponde a parte della Formazione di Agordo *sensu* DELFRATI *et alii* (2000) e PISA *et alii* (1979); in particolare è cronologicamente

equivalente ai membri delle calcareniti di Listolade e dei calcari del Torrente Framont. Nell'area del M.te Cenera-M.te Pore corrisponde alla Fm. di Agordo in DE ZANCHE *et alii* (1992; 1993) e GIANOLLA *et alii* (1998a), alla Formazione di Dont in GAETANI *et alii* (1981) e in parte alle formazioni di Agordo e Dont in BLENDINGER *et alii* (1984) e BLENDINGER (2004).

I litotipi fondamentali che costituiscono la formazione sono rappresentati da calcari marnosi e calcari dolomitici grigio chiari in strati regolari, decimetrici e con giunti ondulati caratterizzati da interstrati siltosi (Fig. 9). Verso l'alto si passa a prevalenti calcareniti bioclastiche ricche in articoli di crinoidi, brachiopodi e bivalvi, la componente terrigena sembra diminuire progressivamente anche se possono essere ancora presenti sottili livelli di paraconglomerati e arenarie. In prossimità del limite con la sovrastante formazione del Serla Superiore sono talora presenti piccoli *mounds* microbialitici di dimensioni metriche (GAETANI *et alii*, 1981; BLENDINGER, 1983).

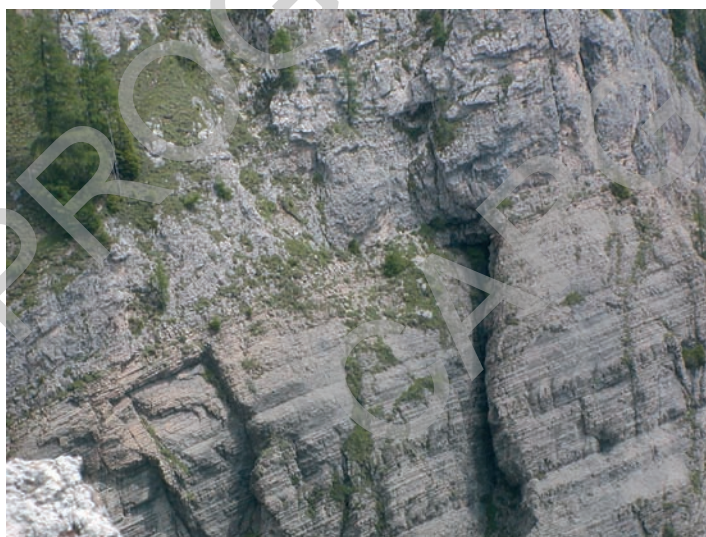


Fig 9 – Versante meridionale del Monte Cenera: Calcarea di Recoaro, in evidenza la stratificazione regolare e il limite con la formazione del Serla Superiore.

Il limite inferiore è transizionale con il Conglomerato di Voltago; il limite superiore con la formazione del Serla Superiore è parimenti graduale anche se rapido, e si può porre al passaggio tra carbonati ben stratificati, ancora con presenza di terrigeno fine, e carbonati puri piuttosto massicci. Lateralmente l'unità è completamente eteropica con la Formazione di Dont. Lo spessore dell'unità varia da 20 a 50 m.

Il Calcare di Recoaro, anche in Dolomiti, è particolarmente fossilifero; sono presenti brachiopodi (*Coenothyris vulgaris*, *Mentzelia mentzeli*, *Tetractinella trigonella*, *Decurtella decurtata*), crinoidi (*Encrinus carnali*, *E. liliformis*), bivalvi (*Plagiostoma taramelli*, *P. lineatum*), gasteropodi, poriferi (tra cui Chetetidi) e coralli. L'ambiente deposizionale evolve da un contesto di *shelf* a sedimentazione mista, carbonatica e terrigena, in progressivo approfondimento, ad un contesto di rampa carbonatica aperta.

Fossili ed età. L'età, definita sulla base delle faune ad ammonoidi (*Achrocordiceras* spp., *Balatonites* spp., *Gymmnites* sp., *Bulogites zoldianus*) è Anisico superiore: Pelsonico p.p. (Subzone a *Balatonicus* e *Binodosus*).

3.6. - FORMAZIONE DEL SERLA SUPERIORE (SLS)

Il termine *Serla Superiore* è stato introdotto nella stratigrafia del Sudalpino da PIA (1937) col nome di *Oberer Sarldolomit* per indicare una successione di dolomie più o meno massicce di età anisica, ben distinte dalla cosiddetta *Mendel/Mendola Dolomit* e laterali agli "Strati di Braies" (in questo modo comprendente anche la Formazione del Contrin). Successivamente l'unità è stata revisionata da ASSERETO *et alii* (1977) e da PISA *et alii* (1979). La formazione del Serla Superiore corrisponde a parte della Dolomia del Serla Superiore *Auctorum*, che nell'area in esame comprendeva anche la piattaforma carbonatica di età bitinica ora inquadrata nella fm. del Monte Rite; inoltre, con il termine "Dolomia del Serla" (senza ulteriori aggettivazioni) si indicavano in Dolomiti occidentali, le successioni di piattaforma carbonatica costituite da dolomie, ora inquadrata nella Fm. del Contrin (LEONARDI, 1967; MASETTI & NERI, 1980). In questo lavoro, il termine fm. del Serla Superiore viene usato in senso restrittivo, per indicare un'unità carbonatica di piattaforma eteropica con il Calcare di Recoaro e la parte medio alta della Formazione di Dont (DE ZANCHE *et alii*, 1992; 1993; SENOWBARI-DARYAN *et alii* 1993; NERI & STEFANI, 1998). La formazione è costituita da dolomie e calcari dolomitici in banchi metrici, talora amalgamati, di color chiaro; sono a volte presenti banchi di dolomie cristalline chiare con concentrazioni di diplopore e altri bioclasti. Localmente compaiono cavità con cementi, a volte con strutture geopeptali. Frequenti i *boundstone* ad organismi incrostanti e le biocostruzioni a spugne chetetidi e a rari coralli. Un'analisi di dettaglio dei biocostruttori e delle microfacies di questa piattaforma carbonatica è fornita da BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) e SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1993), nonché da BLENDINGER (1983) e FOIS & GAETANI (1984), che trattano specificatamente dell'area del Cernerà. Nell'area del Monte Pore è stato attribuito a questa unità un peculiare intervallo potente una quindicina di metri costituito da calcari oolitico-bioclastici, rossastri alla base e grigiastri al tetto, caratterizzati da strutture di alta energia, passante lateralmente

a biostromi ad organismi incrostanti. Questo intervallo corrisponde alla “*calcareous formation*” di BLENDINGER (1983) e qui viene interpretato come una lito-facies della formazione del Serla Superiore non dolomitizzata e di ambiente più aperto.

Il limite inferiore è transizionale con il Calcare di Recoaro, con il quale la fm. del Serla Superiore presenta chiari rapporti di eteropia; il limite superiore con il Conglomerato di Richthofen è netto ed erosivo. Lo spessore massimo della formazione è di circa 80 metri. L’ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma carbonatica a basso rilievo (biostroma), caratterizzata da un margine prevalentemente calcarenitico, localmente stabilizzato da organismi incrostanti (cianobatteri, foraminiferi, spugne) e con sparsi *mounds* microbialitici e *patch-reefs* a metazoi scheletrici.

Età. L’età, definita per inquadramento stratigrafico e sulla base dei fossili rinvenuti nelle unità bacinali a cui la formazione è eteropica, è ascrivibile all’Anisico superiore: Pelsonico p.p. (Subzona a Binodosus).

3.7. - FORMAZIONE DI DONT (DON)

Il termine è stato introdotto per la prima volta da MOJSISOVICS (1882) come *Dontkalk*, per definire un intervallo terrigeno-carbonatico bacinale sottostante ai *Trinodosus Schichten*. Corrisponde in parte agli Strati a *Trinodosus* in LEONARDI (1967), ai *Prager mergelsiltite* di BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) e ai *Braune, mergelige Kalke* di ASSERETO (1971). PISA (1972a,b) descrisse un’unità composta marnoso-calcareo delle Alpi Carniche compresa tra due piattaforme carbonatiche, che chiamò “Calcari e marne varicolori”; in seguito lo stesso (PISA, 1974) la suddivise in due unità distinte: la Formazione di Dont alla base e la formazione del Monte Bivera al tetto. Successivamente l’unità è stata revisionata da vari Autori (ASSERETO *et alii*, 1977; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; BALINI 1993; BALINI e NICORA 1998) fino alla recente formalizzazione in DELFRATI *et alii* (2000). Nell’area rilevata la Formazione di Dont può essere suddivisa in due unità informali. Quella inferiore è costituita da prevalenti arenarie grigie (giallastre per alterazione) a grana da molto fine a media, più grossolana procedendo verso l’alto, con grani rappresentati da mica, quarzo e carbonati, con sporadiche intercalazioni di marne siltose e calcisiltiti. Gli strati sono nodulari o pseudonodulari, dello spessore di 5-30 cm, con noduli ellissoidali o sferoidali anche di 8-10 cm. Talvolta alla base degli strati si può osservare una laminazione incrociata da onda, solitamente poco visibile a causa della bioturbazione. Al tetto si possono osservare, invece, strutture da corrente (laminazione piano-parallela, *ripples* asimmetrici). L’unità superiore è caratterizzata dalla progressiva riduzione degli strati arenacei, che si alternano a calcari pelagici grigi e grigio-verdastri,

a stratificazione sottile (5-15 cm), ricchi in radiolari, lamellibranchi pelagici e spicole di spugne silicee, oppure a calcareniti e biocalcareni bruno-grigi, gradate, ricche in crinoidi, lamellibranchi e brachiopodi (PISA *et alii*, 1979; FARABEGOLI & GUASTI, 1980). Nella valle del Boite e nel comparto sud orientale del foglio, nella parte inferiore dell'unità, sono presenti ingenti accumuli di olistoliti calcarei ad alghe e incrostanti derivanti dalla piattaforma carbonatica del Monte Rite in smantellamento.

Il limite inferiore è netto con la formazione del Monte Rite o graduale rapido con il Conglomerato di Voltago e viene posto alla comparsa di facies francamente marine, ovvero alla prima comparsa di calcari nodulari; il limite superiore è graduale rapido con la formazione del Monte Bivera: lateralmente l'unità è eteropica al Calcere di Recoaro e alla formazione del Serla Superiore. Lo spessore è massimo nella zona del Boite (160 m), per decrescere rapidamente verso Est (50 m) fino ad arrivare a 20 m in Val Ansei. Nell'area della Val Fiorentina lo spessore varia tra 15 e 100 m. L'unità si è deposita in un ambiente di bacino, che riceveva apporti torbiditici dalle adiacenti piattaforme attraverso un'area di scarpata.

Fossili ed età: Abbondanti faune ad ammonoidi (*Beyrichites*, *Balatonites*, *Semyornites*, *Bulogites*, *Judicarites*, *Megaceratites*, *Paraceratites*, *Lanceoptychites*), conodonti (*Paragondolella bulgarica*, *P. bifurcata*, *P. hanbulogi*, *P. praesaboi*, *Gladigondolella tethydis*, *Nicoraella* sp.) e brachiopodi (*Mentzelia mentzeli* e "*Rhynchonella*" *tommasi*), permettono di attribuire l'unità all'Anisico superiore: Pelsonico p.p. - Illirico basale (ASSERETO, 1971; PISA *et alii*, 1979; MIETTO e MANFRIN, 1995a; BALINI, 1993; BALINI e NICORA, 1998; DELFRATI *et alii*, 2000).

3.8. - FORMAZIONE DEL MONTE BIVERA (BIV)

Per primo fu METZELTIN (1973) ad usare il nome di "Formazione del Monte Bivera" per indicare un'unità calcareo-marnosa nodulare, policroma, affiorante al Monte Tersadia (Alpi Carniche) e riferibile dal punto di vista cronostratigrafico all'Illirico inferiore. L'unità era stata già stata riconosciuta da PISA (1972a,b). Successivamente l'unità è stata analizzata in dettaglio da PISA (1974) in Carnia e definita come parte degli "*Rother, eisenschussiger, mergeliger Thon mit festen Kalkknollen und Banken*" di HARADA (1883). Corrisponde agli "*Rote und grüne Mergel und Kalken = *Trinodosus Lagen auct.**" di ASSERETO (1971) nell'area di Dont e nel Monte Rite. Il nome è successivamente entrato a far parte della terminologia stratigrafica del Sudalpino orientale con una ben definita caratterizzazione litostratigrafica (cf. ASSERETO *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; FARABEGOLI & GUASTI, 1980; CASATI *et alii*, 1982; FARABEGOLI *et alii*, 1984; DE ZANCHE *et alii*, 1993). La litofacies più diffusa è rappresentata da calcari nodulari più o meno marnosi alternati a marne siltoso-argillose di colore rosso, verde e grigio, in strati

dello spessore di 1-10 cm. I calcari sono dati da *mudstone* bioturbati e *mudstones/wackestone* a peloidi, fossiliferi con radiolari, bivalvi pelagici a guscio sottile, foraminiferi, ostracodi, articoli di crinoidi. Sono dispersi in tutta l'unità fini strati di tuffiti grigio-verdi (cineriti e *crystal-tuffs*) dello spessore di 1-5 cm. Nella parte alta possono essere presenti sequenze *coarsening upward-fining upward* di *packstones* grigi scuri spesse alcuni metri. In talune località sono visibili superfici di condensazione ed *hard-ground* spessi pochi cm, ricchissimi in ammoniti. Nell'area del Cernerà, sono stati attribuiti a questa formazione una decina di metri di calcari nodulari grigio scuri, fortemente bioturbati, a bivalvi pelagici e ammonoidi, immersi in calcisiltiti grigio-azzurre, compresi tra il tetto della Formazione di Dont e la base della Fm. del Contrin (la Fm. dell'Ambata, interposta tra quelle del Monte Bivera e del Contrin, è qui rappresentata da pochi decimetri di sedimenti condensati). La formazione giace stratigraficamente tra due unità bacinali pelagiche: la Formazione di Dont al letto e la Formazione dell'Ambata al tetto; il limite è graduale con la prima e netto con la seconda. In aree esterne al Foglio Cortina la formazione del Monte Bivera si può rinvenire al tetto della formazione del Serla Superiore, in questo caso, è un indicatore dell'annegamento della piattaforma. Lo spessore può raggiungere i 20 m circa, anche se in qualche caso è ridotto a pochi cm (la formazione è in pratica rappresentata unicamente da un *hard-ground*; JADOUL & NICORA, 1979). L'ambiente di deposizione era di tipo pelagico, con profondità variabile: la deposizione su altofondi *starved* o spazzati da correnti è documentata dalle sezioni più condensate o ridotte al solo *hard ground*. Dal punto di vista sequenziale costituisce il TST della sequenza An4.

Fossili ed età: In base al contenuto ad ammonoidi (*Paraceratites trinodosus*, *P. elegans*, *Flexoptychites* spp., *Bulogites* sp., *Proarcestes* sp., *Ptychites* sp.) e conodonti (*Gladigondolella tethydis*, *Gondolella cornuta*, *G. constricta*), l'unità è attribuibile all'Illirico inferiore, Subzona a *Trinodosus*.

3.9. - CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN (RIC)

Il Conglomerato di Richthofen, a causa dell'esiguo spessore e la sporadicità degli affioramenti, è stato accorpato alla sovrastante unità del Calcere di Morbiac. L'unità RIC è stata istituita da Wittenburg (1908) con il nome di *Richthofen Konglomerat*, e come tale riportata dalla letteratura successiva (in italiano: Conglomerato di Richthofen, LEONARDI, 1967; DAL CIN, 1967; BOSELLINI, 1968; FARABEGOLI *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; DE ZANCHE *et alii*, 1992). I litotipi fondamentali che costituiscono la formazione sono rappresentati da: conglomerati poligenici, con clasti derivanti dalle unità sottostanti, principalmente dalla Fm. di Werfen e dalla dolomia del Serla Inferiore; microconglomerati ed arenarie litiche, a forte componente carbonatica, da grossolane a medio-fini, in genere di colore

rosso mattone; siltiti rosse e grigie; al tetto dell'unità, possibili marne e calcari fortemente arenaceo-siltosi grigi, che fanno transizione al sovrastante Calcere di Morbiac. I conglomerati formano talora corpi lenticolari dello spessore massimo di alcune decine di metri, lateralmente estesi per qualche centinaio di metri, interpretati come riempimenti di valli incise. Più frequentemente, i conglomerati formano prismi dello spessore di pochi metri, estesi lateralmente da qualche centinaio di metri a qualche chilometro, con base planare, blandamente erosiva. Verso l'alto passano ad arenarie e siltiti rosse e grigie, che a loro volta fanno transizione graduale ai calcari più o meno ricchi in componente terrigena del Calcere di Morbiac. Nell'ambito del Foglio Cortina, lo spessore complessivo dell'unità raramente supera i 15-20 m. Il Conglomerato di Richthofen si sovrappone in discordanza a vari termini della successione precedente, come la formazione del Serla Superiore nel caso del Monte Cernerera e la Formazione di Werfen a sud del sistema di sovrascorrimenti Selva di Cadore-Antelao. Le ingenti lacune per erosione documentate in Dolomiti occidentali testimoniano che la messa in posto del Conglomerato di Richthofen è controllata da una tettonica sinsedimentaria di sollevamento (transpressiva?), responsabile della formazione della "Dorsale Badioto-Gardenese" di BOSELLINI (1968). Per quanto riguarda l'ambiente di deposizione, sulla base delle geometrie e strutture deposizionali e dello studio morfometrico dei clasti (DAL CIN, 1967), il Conglomerato di Richthofen è interpretato come un deposito continentale, messo in posto da fiumi di modesta lunghezza, a carattere torrentizio, in un contesto climatico di tipo semi-arido. In particolare i conglomerati caotici, poco elaborati e non selezionati, che caratterizzano la base della formazione, sono attribuiti a deposito in massa a seguito di piene violente ed improvvise. Nell'insieme il Conglomerato di Richthofen costituisce una grande sequenza positiva, a sua volta suddivisibile in sequenze positive minori che registrano la transizione da canali verosimilmente di tipo *braided* alla circostante piana inondabile. Verso l'alto sono documentate influenze marine marginali (*set* di arenarie fini e siltiti *flaser-* e *wavy-bedded*, che testimoniano un influsso tidale; *ripples* da onda; icnofossili marini): l'evoluzione *fining-upward* della formazione riflette il generale *trend* trasgressivo della successione tardo-anisica, che continua nel sovrastante Calcere di Morbiac.

Fossili ed età: Il contenuto fossilifero è scarso; localmente si rinvennero (Val Fiorentina) siltiti con impronte di tetrapodi: *Rhynchosauroides tirolicus*, *Chirotherium* sp., *Brachychirotherium* sp. In assenza di fossili significativi cronostatigraficamente, l'età, riferita all'Anisico superiore (Illirico p.p.), è ricavata per inquadramento stratigrafico.

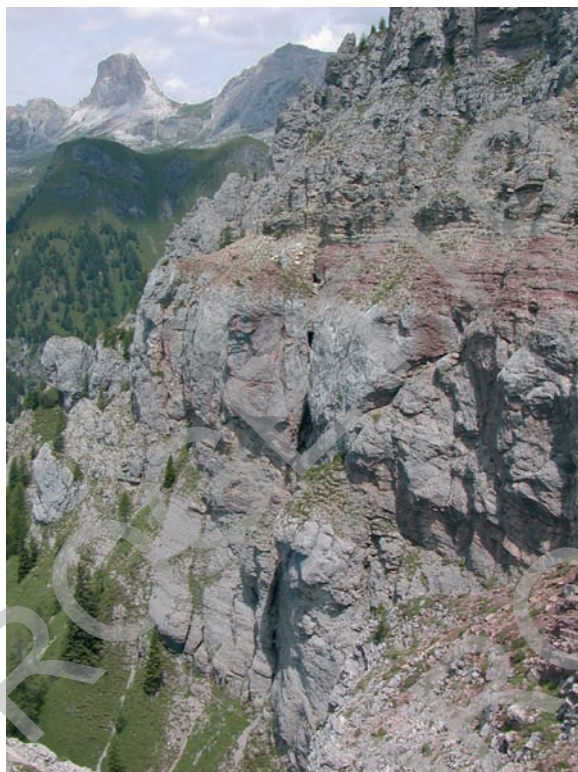


Fig 10 – Versante meridionale del Monte Cenera: in primo piano il contatto tra il Conglomerato di Richthofen e la formazione del Serla Superiore.

3.10. - CALCARE DI MORBIAC (MBR)

Unità costituita prevalentemente da calcari marnoso-siltosi grigi, in genere fortemente nodulari, istituita nell'area agordina da PISA *et alii* (1979) (prima citazione in FARABEGOLI *et alii*, 1977) con il nome di “Calcari scuri di Morbiac” e successivamente ripresa ed in parte revisionata da MASETTI & NERI (1980), che l'hanno estesa alle Dolomiti occidentali, in sostituzione della precedente denominazione “Strati a *Dadocrinus gracilis*” applicata a questa successione da LEONARDI (1967). Nella parte basale della formazione dominano litotipi terrigeni, come arenarie da grossolane a medio-fini, in strati da centimetrici a decimetrici, con laminazione parallela o *hummocky*, e *ripple* da onda; sono localmente presenti *set* metrici e sub-metrici di arenarie *hummocky* amalgamate, indicative di un contesto di *shoreface*, che potrebbero marcare l'inizio della sedimentazio-

ne propriamente marina. Presenti sporadiche intercalazioni di microconglomerati. Questi litotipi terrigeni sono rapidamente sostituiti verso l'alto da litotipi prevalentemente carbonatici, quali *packstone* e *wackestone* a bioclasti e peloidi, marnoso-siltosi, talora moderatamente arenacei, alternati a *mudstone* marnosi e subordinate marne, per lo più presenti come interstrati; il colore varia da grigio a nerastro; gli strati hanno spessori da 5 a 20 cm e sono interessati da un'intensa bioturbazione che conferisce un aspetto nodulare alla roccia. L'associazione di tracce fossili è dominata da *Thalassinoides* e *Planolites*, con la presenza frequente di *Rhizocorallium*. Sono abbondanti i resti di piante, e sono localmente presenti faune marine a lamellibranchi (*Neoschizodus laevigatus*, *Hoernesia* sp.), gasteropodi ("Polygyrina gracilior"), foraminiferi (*Glomospirella* sp., *Endothyra* sp.), vermi (*Spirorbis*), ostracodi: si tratta di associazioni fossilifere di scarso valore cronostatigrafico. La formazione mostra considerevoli variazioni laterali in senso più terrigeno o più carbonatico, fino ad essere (raramente) rappresentata da alternanze di calcareniti bioclastiche più o meno grossolane e micriti, con un contenuto terrigeno trascurabile. Verso l'alto, il Calcare di Morbiac passa transizionalmente, attraverso una sottile litozona costituita da dolomie marnose scure sottilmente stratificate, alla Formazione del Contrin (piattaforma carbonatica) o ai depositi bacinali della formazione di Moena, rappresentati alla base da calcari più o meno dolomitici scuri, laminati, analoghi ai Plattenkalke della formazione di Livinallongo (Buchenstein).

Lo spessore della formazione non supera in genere le poche decine di metri.

L'ambiente di deposizione del Calcare di Morbiac è riferibile a fondali marini poco profondi (*shelf*), in cui si alternavano decantazione di fango carbonatico e/o terrigeno e deposizione di areniti ad opera di eventi di tempesta. L'intensa e pervasiva bioturbazione è responsabile in larga misura della nodularità (anche se questa può essere stata accentuata dalla diagenesi). L'evoluzione verticale è caratterizzata, dal punto di vista litologico, dalla progressiva riduzione degli apporti terrigeni grossolani (arenarie e microconglomerati), mano a mano che le aree alimentatrici vengono conquistate al dominio marino e ricoperte dai sedimenti trasgressivi, mentre si assiste contemporaneamente ad un graduale approfondimento dei fondali.

Fossili ed età: Il contenuto fossilifero è di scarso valore cronostatigrafico; pertanto l'età ricavata per inquadramento stratigrafico, è riferita all' Anisico superiore (Illirico p.p.).

3.11. - FORMAZIONE DEL CONTRIN (CTR)

Questo termine fu originariamente introdotto come *Contrinkalk* da OGILVIE GORDON & PIA (1940) e come Calcare del Contrin in LEONARDI (1967) per in-

dicare successioni calcaree ritenute coeve della Dolomia del Serla (Superiore) (*Oberer Sarldolomit*). Nell'accezione attuale, derivante dagli studi di ASSERETO *et alii* (1977), FARABEGOLI *et alii*, 1977), PISA *et alii* (1979), MASETTI & NERI (1980), DE ZANCHE *et alii* (1992), la Formazione del Contrin rappresenta il corpo carbonatico, costituito prevalentemente da dolomie e localmente da calcari che si sovrappone al Conglomerato di Richthofen ed al Calcare di Morbiac, così da costituire l'unità di piattaforma carbonatica appartenente alla sequenza An 4 di DE ZANCHE *et alii* (1993). Nell'ambito del Foglio Cortina, buoni affioramenti si hanno nel settore sud-occidentale (Monte Cernerà, Val Fiorentina, Valle del T. Cordevole). La Formazione del Contrin è frequentemente costituita da dolomie più o meno grossolane che impediscono il riconoscimento delle tessiture originarie e delle eventuali strutture deposizionali; nel caso di dolomitizzazione meno spinta o della preservazione parziale dell'originaria composizione calcarea (come nel caso degli affioramenti sopracitati) è comunque possibile risalire, con un certo grado di approssimazione, alle principali associazioni di litofacies, tutte inquadrabili in un contesto di piattaforma carbonatica a basso rilievo. La parte inferiore della formazione è in genere costituita da dolomie relativamente fini, con un moderato contenuto argilloso che scompare velocemente verso l'alto, in strati di 10-15 cm di spessore, in aumento verso l'alto. Segue quella che si può considerare la litofacies più caratteristica della formazione: dolomie cristalline chiare, in grossi banchi, con concentrazioni di spessore decimetrico, da tabulari a lenticolari, di diplopore, con asse lungo orientato parallelamente alla superficie di strato; localmente compaiono cavità con cementi, a volte con strutture geopetali. Nel caso di ricristallizzazione spinta, si osservano unicamente fantasmi di diplopore, al limite della riconoscibilità; nel caso opposto, nelle rare successioni calcaree ben preservate (come nella serie tipo della Val Contrin) le tessiture si risolvono in *packstone* e *wackestone* a peloidi ed intraclasti, frequentemente stabilizzati da laminiti microbialitiche, associate a foraminiferi incrostanti (*Tolypammina*) e subordinati *Tubiphytes*. Le alghe Dasycladacee (dominate da *Diplopore annulatissima*) formano concentrazioni da centimetriche a decimetriche, in matrice micritica, a loro volta stabilizzate da incrostanti. Livelli intraclastici formati da frammenti di *boundstone* microbialitici e a *Tolypammina* e *grainstone* a diplopore testimoniano la periodica rielaborazione ad opera di eventi di tempesta. La storia diagenetica di queste facies è caratterizzata dalla presenza di cementi marini precoci sotto forma di orli isopachi di calcite fibrosa giallastra, che rappresenta la prima fase di cementazione nelle cavità inter- ed intragranulari dei sedimenti bioclastici grossolani o nelle strutture fenestrali dei *boundstone*. La fase finale di riempimento è, al solito, costituita da sparite a drusa. Le caratteristiche sopra citate permettono di riferire l'ambiente deposizionale di questa facies a fondali poco profondi ed ossigenati, verosimilmente da collocarsi nella parte interna di un ampio banco carbonatico, sotto la base delle onde normali (che doveva essere molto super-

fiale in queste aree protette), ma con frequenti rielaborazioni legate ad eventi di alta energia (tempeste, maree eccezionali ?). Non è possibile ricostruire un modello della distribuzione laterale delle facies: tuttavia, significative variazioni laterali sono rappresentate da dolomie a stratificazione incrociata ed *hummocky* che in genere precedono l'annegamento precoce della piattaforma del Contrin e sono ricoperte dalla formazione di Moena: questo starebbe ad indicare che, ove il banco carbonatico fronteggiava il bacino, poteva svilupparsi un margine costituito da sedimenti biodetritici, organizzati in *shoals* sotto il controllo delle onde e delle correnti di marea. Su scala regionale, la Formazione del Contrin ha uno spessore medio dell'ordine del centinaio di metri (confermato nella successione del Cernerà), con minimi di 30 m circa nelle aree meno subsidenti delle Dolomiti occidentali e massimi dell'ordine di 150-200 m (Val Contrin, Latemar).

Come già detto, la Formazione del Contrin si sovrappone, con contatto assolutamente transizionale, al Calcere di Morbiac di cui è in parte coeva; in alcune aree di alto strutturale ereditate dalla tettonica anisica, la piattaforma del Contrin può giacere direttamente sul substrato pre-Conglomerato di Richthofen (in genere rappresentato dalla Formazione di Werfen). Il limite superiore, netto, è rappresentato dai Plattenkalke della formazione di Livinallongo (Buchenstein) (LVN) o dai corpi di breccia della formazione di Moena. La rapidità con cui avviene questo passaggio suggerisce un annegamento traumatico della piattaforma legato all'attivazione di una violenta tettonica sinsedimentaria; la presenza o l'assenza della formazione di Moena, nonché il variabile spessore con cui questa unità si sovrappone alla piattaforma, suggeriscono una diacronia degli eventi di annegamento nelle varie zone. Al nucleo delle piattaforme ladiniche la Formazione del Contrin passa alla formazione dello Sciliar, con un limite spesso di difficile identificazione, più raramente marcato da disconformità legate a paleokarst (Torri del Vaiolè, Dolomiti occidentali).

Età: In assenza di fossili significativi l'età, riferita all'Illirico p.p. (come per il Conglomerato di Richthofen e il Calcere di Morbiac), è ricavata per inquadramento stratigrafico e per confronto con le unità bacinali eteropiche alla Fm. del Contrin (fm. di Moena, Fm. dell'Ambata).

3.12. - FORMAZIONE DI MOENA (MNA)

Quest'unità è stata formalizzata da MASETTI & NERI (1980) per indicare un intervallo di breccie e megabreccie carbonatiche alternate a micriti scure frequentemente laminate, costituenti il riempimento di bacini intrapiattaforma formati a seguito dello smembramento tettonicamente indotto del banco carbonatico del Contrin, o, come nel caso dell'asse della Val di Fassa, a seguito di subsidenza differenziale che ha portato i depositi bacinali della formazione di Moena a

sovrapporsi direttamente al Calcare di Morbiac. Successivamente l'unità è stata revisionata ed estesa in senso areale da diversi Autori (DE ZANCHE *et alii*, 1993; 1995; NERI & STEFANI, 1998, e in particolare da MASETTI & TROMBETTA, 1998). Nel Foglio Cortina la formazione è stata riconosciuta nel quadrante sud-occidentale dove caratterizza aree a rapido approfondimento a seguito di instabilità tettonica. Dal punto di vista litologico si tratta di megabrecce carbonatiche a clasti eterometrici di dolomie e calcari di piattaforma (Formazione del Contrin), dolomie scure fetide alternate a livelli di laminiti silicee scure talora bituminose. Le laminiti sono frequentemente interessate da fenomeni di *slump* e da deformazione da carico. La componente organica non ossidata è molto importante e questo porta a impregnazioni di idrocarburi talora importanti (MASETTI & TROMBETTA, 1998). Sono inoltre presenti intervalli metrici di calcareniti bioclastiche con grani di piattaforma (alghe calcaree, foraminiferi bentonici, macrofossili bentonici, crinoidi etc.) che documentano in parte una messa in posto coeva a fasi di esportazione fisiologica da piattaforme carbonatiche vive. Spesso gli intervalli costituiti da breccie carbonatiche prevalenti sono fortemente dolomitizzati e quindi l'originaria tessitura clastica viene obliterata e ciò ne rende difficile il riconoscimento. Come documentato da MASETTI & NERI (1980) e MASETTI & TROMBETTA (1998), la normale evoluzione verticale della fm. di Moena, sia nell'area di Fiemme/Fassa che in Val Cordevole, è caratterizzata da un trend *coarsening-upward*, con le breccie più grossolane nella parte alta della formazione; inoltre, le breccie sommitali sono di norma, anche se non sempre, dominate da apporti di piattaforma, mentre quelle che compaiono nella parte media dell'unità sono costituite in gran parte da depositi di bacino o piede-scarpata rimobilizzati, quali torbiditi doloarenitiche e dololuiti laminate. Sembra fare eccezione a questo trend generale la successione affiorante in Val Zonia, dove la parte alta della formazione è caratterizzata da una diminuzione della granulometria, da una maggiore elaborazione meccanica dei clasti e dalla presenza di calcareniti bioclastiche e encriniti che formano corpi cuneiformi di estensione limitata. Questo intervallo sommitale tende a suturare la topografia precedente e probabilmente documenta una attenuazione dei fenomeni tettonici estensionali che sembrano controllare la messa in posto delle breccie (mentre su gran parte dell'area di affioramento della formazione di Moena sembra verificarsi il contrario).

Il limite inferiore può essere: i) graduale con il Calcare di Morbiac, con la quale presenta anche rapporti di sostituzione laterale, limitati ad un segmento basale di modesto spessore della formazione; ii) più raramente, netto ed erosivo sul Calcare di Morbiac (vedi sezione di Campestrin, MASETTI & NERI, 1980); iii) netto e discordante, frequentemente erosivo con vari livelli della Formazione del Contrin. Il limite superiore è netto con la formazione di Livinallongo (Buchenstein), marcato in genere dalla sovrapposizione dei *Plattenkalke* sui corpi di breccie grossolane/megabrecce ad elementi di piattaforma della formazione di Moena. Lo spessore

dell'unità è variabile ed è compreso tra 0 e 60 metri. L'ambiente di deposizione è riferibile a piccoli bacini anossici intrapiattaforma, in rapido approfondimento, delimitati da scarpate attive legate a faglie sinsedimentarie. Secondo DE ZANCHE *et alii* (1995) e GIANOLLA *et alii* (1998a) non è da escludere che la parte alta della formazione affiorante a Punta Zonia (prevalenti calcareniti bioclastiche e breccie a spigoli smussati) possa essere attribuita a depositi di LST della sequenza deposizionale La 1.

Fossili ed età: L'età della formazione è riferita all'Anisico superiore (Illirico p.p.) per inquadramento stratigrafico su gran parte dell'area di affioramento. Localmente, nell'ambito del Foglio Cortina, la parte alta dell'unità è caratterizzata da un significativo contenuto fossilifero comprendente ammonoidi, conodonti, bivalvi e brachiopodi; in particolare nella sezione di Punta Zonia (CROS & HOUEL, 1983; VRIELYNCK, 1984; BRACK & RIEBER, 1993; DE ZANCHE *et alii*, 1993; 1995; STEFANI *et alii*, 2004; PRETO *et alii*, 2005b) una ricca fauna ad ammoniti della Zona ad *Hungarites* (parte alta delle subzone a *Reitzi* e ad *Avisianum* p.p.) definisce con precisione la collocazione cronostatigrafica di questo intervallo.

3.13. - FORMAZIONE DELL'AMBATA (MBT)

La Formazione dell'Ambata fu introdotta come unità informale da ASSERETO *et alii* (1977) per indicare un intervallo terrigeno-carbonatico, di mare relativamente profondo, affiorante nelle aree del Cadore orientale e del Comelico, in parte laterale alla piattaforma carbonatica del Contrin ed eteropico con le cosiddette "marne a Daonella". In seguito l'unità è stata analizzata in dettaglio da ASSERETO & PISA (1979) e da CASATI (1979); il nome deriva da una valle laterale alla Valle dell'Ansiei, nella zona di Auronzo di Cadore, in cui è stato proposto lo strato-tipo (CASATI *et alii*, 1982). Corrisponde agli Strati del *Muschelkalk* superiore p.p. di OGILVIE GORDON (1934), a parte delle *Marne a Daonella* di LEONARDI (1938, 1967), ai "*Mergelige Kalke mit Bohr- und Wühlgefungen*" e "*Schwarze bituminose Mergel*" di ASSERETO (1971). Nell'area zoldana corrisponde alle "*Arenarie, siltiti, marne e calcari bioturbati*" e alle "*Marne siltose e siltiti marnose con daonelle*" di PISA *et alii* (1979) e FARABEGOLI & GUASTI (1980). Il consolidamento del termine e il suo utilizzo in modo omogeneo e univoco ed esteso a tutte le aree bacinali delle Dolomiti orientali è successivo e si deve a diversi autori che accorpino, come in questo lavoro, le *Marne a Daonella* Auctorum alla Formazione dell'Ambata s.s. (cf. GAETANI *et alii*, 1981; BLENDINGER *et alii*, 1984; BLENDINGER, 1983; PICOTTI & PROSSER, 1987; DE ZANCHE *et alii*, 1993; 1995; NERI & STEFANI, 1998; DELFRATI *et alii*, 2004). La formazione si può suddividere in due litofacies, non cartografate separatamente:

a) Alternanza di biomicriti scure ben stratificate e marne siltose grigie (gialla-



Fig. 11 - Rio Sacuz: parte alta della Formazione dell'Ambata in onlap sul paleopendio della Formazione del Contrin.

stre per alterazione), associate a subordinati calcari siltosi contenenti rari lamelli-branchi pelagici e radiolari. Gli strati (1-15 cm) presentano giunti da piano-paralleli a nodulari, sono fortemente bioturbati con obliterazione quasi completa delle originarie strutture deposizionali, riferibili, in base a quanto resta, a laminazione piano-parallela o incrociata a piccola scala per *ripples* da corrente. Questa unità corrisponde alla Formazione dell'Ambata s.s. di ASSERETO *et alii* (1977) e presenta uno spessore massimo di circa 20-40 m.

b) Prevalenti siltiti marnose e calcisiltiti grigie, leggermente bituminose, in strati da millimetrici a centimetrici, con giunti piano-paralleli, separati da livelli millimetrici di argilliti siltose nerastre e rari intervalli di calcari nodulari. Le strutture deposizionali sono rappresentate da lamine sub-millimetriche piano-parallele. Talora sono presenti intercalazioni centimetriche di tufiti fini verdastre, spesso completamente argillificate. Lo spessore complessivo è di circa 30 metri nella Valle del Boite, leggermente inferiore nella alta Valle Ansiei (Palù San Marco) e nel Rio Sacuz (Cernera).

Nelle aree di bacino, il limite inferiore è transizionale con la formazione del

Monte Bivera (BIV) e va posto alla scomparsa della nodularità; lateralmente, la litofacies inferiore si interdigita con la Fm. del Contrin, mentre la litofacies superiore giace in *onlap* (Fig. 11) sopra la suddetta unità. Il limite superiore è netto con la formazione di Livinallongo (Buchenstein) quando sono presenti i cosiddetti Plattenkalke, altrimenti è transizionale come nella sezione di Palù San Marco (PRETO *et alii*, 2005b).

L'ambiente di deposizione è bacinale, in approfondimento verso l'alto. La prima litofacies è caratterizzata da apporti torbiditici sottili provenienti sia da piattaforme carbonatiche coeve (Fm. del Contrin), sia da una linea di costa terrigena, mentre la seconda, marcata da un incremento della componente terrigena e da una drastica riduzione della componente carbonatica, indica un ambiente più ristretto e poco ossigenato caratterizzato da deposizione di torbiditi distali.

Fossili ed età: La litofacies a calcisiltiti contiene abbondanti frustoli carboniosi e delicate impronte di daonelle (*D. fascicostata*, *D. pseudomoussoni*), nonché ammonoidi dei generi *Flexoptychites* (*F. flexuosus*, *F. indistinctus*, *F. angustiumbelicatus*, *F. acutus*), *Ptychites*, *Aplococeras* (*A. avisianum*), *Hungarites*, *Proarcestes*, *Parakellnerites* e *Norites*. L'associazione permette di far ricadere l'unità nelle subzone a *Reitzi* ed *Avisianum* e di riferirla all'Anisico superiore (Illirico p.p.).

4. - SUCCESSIONI LADINICHE PRE- E SIN-VULCANISMO MEDIO-TRIASSICO

Questo insieme di unità stratigrafiche è dominato dalle cosiddette “scogliere” dolomitiche storicamente incluse nella formazione dello Sciliar (Dolomia dello Sciliar o Schlerndolomit *Auct.*), precedenti ed in parte coeve all'importante evento vulcanico a carattere prevalentemente basico di età ladinica. Tale evento è molto ben documentato nelle Dolomiti occidentali (valli di Fassa e di Fiemme, Alpe di Siusi, ecc.) dove è rappresentato da una vasta gamma di rocce vulcaniche, dalle lave vere e proprie fino a vari tipi di piroclastiti. Le piattaforme carbonatiche sono in questo intervallo interdigitate con una successione bacinale costituita dalla formazione di Livinallongo (Buchenstein) (LVN), dalle arenarie di Zoppè (ADZ), dalla fm. dell'Acquatona (AQT) e dalla fm. del M. Fernazza (IMF): quest'ultima rappresenta il riflesso in Dolomiti centro-orientali dell'episodio vulcanico basico e consiste principalmente di arenarie torbiditiche di derivazione vulcano-detritica. Nell'ambito del Foglio Cortina i veri e propri prodotti vulcanici sono rari e non cartografabili: p.e., sottili colate di lave a *pillows* nei pressi di Colle Santa Lucia e nella valle del Cordevole.

4.1. - FORMAZIONE DI LIVINALONGO (BUCHENSTEIN) (LVN)

Corrisponde ai *Buchensteiner Schichten* di RICHTHOFEN (1860) denominati da una località (*Buchenstein Schloss* ora Castello di Andraz) situata in una valle laterale del Torrente Cordevole vicino a Pieve di Livinallongo, poco fuori dei limiti occidentali del Foglio Cortina. Nell'intenzione dell'Autore, l'unità doveva indicare l'intervallo stratigrafico limitato al letto dalla *Mendeldolomit* e al tetto dalla *Schlerndolomit*. In seguito MOJSISOVICS (1879) estese e generalizzò l'intervallo stratigrafico suddividendo dal basso in alto la formazione in tre unità comprendenti diverse intercalazioni vulcanoclastiche ("Pietra Verde"): i *Bänderkalke inferiori*, i *Knollenkalke* ed i *Bänderkalke superiori*. L'orizzonte inferiore venne poi ridenominato successivamente *Plattenkalke* (OGILVIE-GORDON, 1929). Il termine "Strati di Livinallongo" compare in CASTIGLIONI *et alii* (1930) ed è stato usato successivamente a quella data principalmente da Autori di lingua italiana. Questo intervallo ha quindi una storia complessa, nonostante sia una delle poche formazioni triassiche delle Dolomiti proposte per la formalizzazione al S.G.I. (BACELLE & SACERDOTI, 1965; BACELLE SCUDELER, 1972) con sezione-tipo candidata in località Belvedere di Colle Santa Lucia. Successivamente alla proposta di formalizzazione l'unità è stata emendata da VIEL (1979), che propose di sostituire la sezione-tipo, di elevare il nome tedesco (Buchenstein) al rango di Gruppo e di usare il nome italiano (Livinallongo) per indicare la formazione. Questa binominia, utilizzata nel tempo con significati diversi, è stata causa di grande confusione, per cui l'unità a tutt'oggi presenta alcune problematiche nomenclaturali ancora non risolte (cf. BRACK & RIEBER, 1993; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995a). Pertanto, in attesa di una soluzione univoca e condivisa, in queste note si è deciso di utilizzare il termine formazione di Livinallongo (Buchenstein) e la sigla LVN.

Nel Foglio Cortina il limite inferiore della formazione di Livinallongo (Buchenstein) è netto con la Fm. del Contrin (CTR) nelle aree di piattaforma e con le formazioni di Moena (MNA) e dell'Ambata (MBT) rispettivamente nelle aree di solco intra-piattaforma o francamente bacinali. Il limite superiore è transizionale per interdigitazione, con le piattaforme carbonatiche tipo Sciliar, che inoltre sostituiscono lateralmente l'unità in questione. Nelle aree bacinali più distali il limite superiore è graduale, anche se rapido, con i depositi torbiditici silicoclastici delle arenarie di Zoppè. Talvolta (Valle del Cordevole) il limite superiore può essere disconforme con i sovrastanti depositi caotici da risedimentazione gravitativa inclusi nella fm. del M. Fernazza.

Lo spessore dell'unità varia da 0 a 200 metri ma mediamente si attesta attorno ai 100. Dal punto di vista del significato stratigrafico e della strutturazione interna dell'unità, la formazione non presenta invece particolari problemi: la fm. di Livinallongo (Buchenstein) rappresenta l'equivalente bacinale delle piattaforme carbonatiche inquadrata nella formazione dello Sciliar (o Schlern), ed è costituita

da calcari micritici nodulari selciferi, laminiti calcaree bituminose, livelli vulcanodetritici talora torbidici e piroclastiti depositatesi in bacini relativamente profondi e caratterizzati da una certa omogeneità nello stile deposizionale oltre che da una grande estensione areale (vedi BRACK & MUTTONI, 2000 e relativa bibliografia). Sulla base dei dati biostratigrafici in possesso, l'unità ha un'età compresa fra l'Anisico superiore ed il Ladinico superiore (Illirico p.p. -Longobardico p.p.). La fm. di Livinallongo (Buchenstein) è stata tradizionalmente suddivisa in tre membri (dal basso verso l'alto: *Plattenkalke*, *Knollenkalke* e *Bänderkalke*), non distinti a livello cartografico nel presente lavoro, ma discussi separatamente nelle note in virtù della loro considerevole importanza per la stratigrafia del Triassico medio.

Plattenkalke. (BOSELLINI & FERRI, 1980; MASETTI & NERI, 1980; GAETANI *et alii*, 1981; BOSELLINI & STEFANI, 1991; PRETO *et alii*, 2005b). Sono costituiti da ritmiti bituminose, calcilutiti nere, finemente laminate, ricche in bivalvi a guscio sottile e radiolari calcitizzati, calcari micritici scuri, talvolta massicci, più frequentemente con laminazione parallela. Sono presenti anche calcari dolomiti bituminosi, a giunti piano-paralleli, dolosiltiti e numerose intercalazioni da centimetriche a decimetriche di "Pietra Verde" (piroclastiti acide e/o epiclastiti derivanti da vulcaniti acide). Dal punto di vista deposizionale, i *Plattenkalke* sono in linea di massima costituiti da microtorbiditi silicoclastiche e carbonatiche (MAURER *et alii*, 2003). Normalmente nella parte inferiore è assente la bioturbazione mentre essa può essere sporadicamente presente nella parte superiore del membro. Lo spessore difficilmente supera la decina di metri se non nelle aree meridionali dove la componente vulcanoclastica è prevalente. Questo membro ha diffusione areale variabile: è presente soprattutto nelle Dolomiti, sia in aree intrapiattaforma, ove si sovrappone alla fm. di Moena, che a tetto della piattaforma del Contrin (es. M.te Cenera); nei bacini aperti, come nel Cadore orientale (CASATI *et alii*, 1982; PRETO *et alii*, 2005b), talvolta non si è depositato, così come avviene in Lombardia dove, al passaggio tra fm. di Prezzo e il gruppo di Buchenstein, non sono presenti facies asfittiche laminate. I dati disponibili indicano che l'ambiente deposizionale era caratterizzato da bassa ossigenazione e ridotti apporti sedimentari, sia carbonatici che silicoclastici (*starvation*); le geometrie deposizionali delle coeve piattaforme carbonatiche (dominate da prevalente aggradazione e talora da retrogradazione) testimoniano la rapida risalita del livello marino relativo ed elevatissimi tassi di subsidenza.

Le faune significative sono molto scarse a causa della litologia non molto adatta alla preservazione degli ammonoidi; segnalazioni puntiformi indicano la presenza di *Lecanites misani* nei *Plattenkalke* della Val Gardena (OGILVIE GORDON, 1927), *Protrachyceras mundevillae*, *Aplococeras* sp. e *Parakellnerites* sp. dal Seceda (DE ZANCHE *et alii*, 1995; BRACK *et alii*, 2004) e *Halilucites* sp. nel Rio Sacuz (PRETO *et alii*, 2005b). Nella sezione di Ru Sec in Val Zoldana e nella sezione del rio Sacuz, alcuni metri sotto il limite tra Fm. dell'Ambata e i *Plattenkalke*

è stata rinvenuta un'associazione faunistica contenente *Aplococeras avisianum*, marker zonale della omonima Sottozona (DE ZANCHE *et alii*, 1995; PRETO *et alii*, 2005b), pertanto si può dire che l'intervallo coperto dai *Plattenkalke* corrisponda alle Sottozone Avisianum e Crassus (*sensu* MIETTO & MANFRIN, 1995a)

Knollenkalke. (CROS, 1980; BOSELLINI & FERRI, 1980; GAETANI *et alii*, 1981; CROS & HOUEL, 1983; BRACK & RIEBER, 1986; BOSELLINI & STEFANI, 1991). I *Knollenkalke* sono la facies più diffusa della fm. di Livinallongo (Buchenstein) (LVN). Sono costituiti principalmente da calcari nodulari o pseudonodulari di colore grigio, rosso o verde, da calcari micritici grigi, calcareniti, biocalcareniti e ruditi carbonatiche. È spesso presente selce di colore nero o verde, in noduli o in liste. I *Knollenkalke* sono caratterizzati da una precoce diagenesi con conseguente obliterazione delle tessiture e strutture deposizionali; ove possibile, in sezione sottile si riconoscono peloidi, granuli rivestiti, bioclasti, radiolari e bivalvi pelagici. Importante è la componente vulcanica, che è caratterizzata da microliti di feldspato, *shard* vetrosi, biotite e quarzo. Le microfacies più comuni sono date da *mudstone* e *wackestone* con bivalvi a guscio sottile, ostracodi, spicole di spugne e radiolari; *wackestone* e *packstone* a foraminiferi incrostanti, frammenti di alghe e crinoidi. Spesso, i calcari nodulari derivano da torbiditi carbonatiche di provenienza neritica (con peloidi e bioclasti) oppure da torbiditi che risedimentano materiali pelagici (p.e. *packstone* a lamellibranchi a guscio sottile) (BOSELLINI & FERRI, 1980; MAURER & SCHLAGER, 2003). È molto diffusa, e in certe aree prevalente (p.e., Valle del Boite), la presenza di piroclastiti, vulcanoareniti e vulcanotorbiditi legate sia a vulcanismo coevo alla sedimentazione sia all'erosione di aree vulcaniche: questi depositi sono conosciuti come "Pietra verde" (CALLEGARI & MONESE, 1964; CROS, 1980; CROS & HOUEL, 1983). La composizione e la tessitura dei *Knollenkalke* dipende molto dalla posizione rispetto alle coeve piattaforme carbonatiche. Più il contesto deposizionale era prossimo alle piattaforme in crescita, più alta sarà la percentuale di materiali legati alla progradazione delle stesse: biocalcareniti, torbiditi carbonatiche, ruditi fino a megabrecce carbonatiche presso la *downlap surface* delle clinoforni. I momenti di stasi della crescita saranno invece prevalentemente rappresentati da depositi micritici. Nei bacini distali rispetto alle piattaforme e soprattutto nei bacini del truogolo cadorino (VIEL, 1979) sono prevalenti le facies fango-sostenute; sono inoltre presenti microtorbiditi carbonatiche e silicee, spessori rilevanti di "Pietra Verde" costituiti anche da arenarie torbiditiche, microconglomerati e conglomerati a clasti arrotondati di vulcaniti. Nei *Knollenkalke* la preservazione delle ammoniti non è delle migliori (PRETO *et alii*, 2005b). Sono comunque documentate su scala regionale faune contenenti i marker zonali dalla Sottozona a Crassus alla Sottozona a Margaritum *sensu* MIETTO & MANFRIN (1995a); da questo punto di vista importanti sono le sezioni del Seceda in Dolomiti e Bagolino nel Bresciano (cfr. BRACK & RIEBER, 1986; MIETTO & MANFRIN, 1995a; BRACK *et alii*, 2005).

Bänderkalke. (BOSELLINI & FERRI, 1980; CROS & HOUEL, 1983; BOSELLINI & STEFANI, 1991). Sono costituiti principalmente da alternanze di calcareniti fini, calcisiltiti, arenarie, siltiti e lutiti silicee, costituenti microtorbiditi gradate tipo T_{bc} sia silicoclastiche che carbonatiche; sono presenti inoltre tufti di colore verde. Le torbiditi carbonatiche sembrano provenire da ambiente neritico per la presenza di grani rivestiti e bioclasti, mentre quelle silicoclastiche sono prevalentemente costituite da clasti di vulcaniti da acide ad intermedie che, almeno in parte, è presumibile siano di derivazione meridionale e siano legate ad erosione di aree vulcaniche emerse. Possono anche essere presenti livelli arenacei e pelitici del tutto simili a quelli delle arenarie di Zoppè, con clasti filladici, muscovite e granuli di quarzo metamorfico. I depositi piroclastici sono diffusi con livelli di *fall-out*, tufti e vulcano-torbiditi soprattutto nei comparti sud orientali (Cadore, Zoldano e Valle del Cordevole). La stratificazione dei *Bänderkalke* è normalmente piano-parallela, evidenziata da variazioni cromatiche (chiare le microfacies torbiditiche e scure quelle lutitiche) che danno il tipico aspetto a bande distintivo di questo membro. I *Bänderkalke* sono caratterizzati da una generale tendenza *coarsening upward* e da un aumento verso l'alto delle facies schiettamente torbiditiche. Nel complesso i *Bänderkalke* rappresentano un deposito bacinale profondo legato ad un aumento dell'apporto sedimentario extrabacinale, sia del sedimento esportato dalle coeve piattaforme progradanti (formazione dello Sciliar) ma anche dell'apporto silicoclastico causato dalla progradazione della *shoreline* terrigena meridionale. Mentre nelle aree del truogolo cadorino andavano formandosi depositi attribuibili a facies torbiditiche distali, nelle aree più protette si sedimentavano emipelagiti con intercalazioni di torbiditi carbonatiche provenienti dalle vicine piattaforme.

Dal punto di vista cronostratigrafico, ritrovamenti occasionali di ammoniti indicano un'età longobardica inferiore (MIETTO & MANFRIN, 1995a).

4.2. - FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)

Con il termine formazione dello Sciliar indichiamo i corpi carbonatici di piattaforma interdigerati con le formazioni bacinali di Livinallongo (Buchenstein) (LVN), dell'Acquatona (AQT) e del M. Fernazza (IMF) precedenti ed in parte coeve all'avvento del vulcanismo basico nell'area delle Dolomiti; tali corpi presentano uno spessore di 800 - 1.000 metri (fino a quasi 1.500 m sul M.te Agner) e considerevole estensione laterale. Sono in gran parte affetti da dolomitizzazione pervasiva tardo-diagenetica, da cui il nome di *Schlerndolomit* (Dolomia dello Sciliar in italiano) attribuito da RICHTHOFEN (1860). Nell'accezione qui usata, la formazione dello Sciliar include anche i corpi non dolomitizzati appartenenti alla stessa generazione di piattaforme, in passato distinti come unità stratigrafiche a sé stanti, con i nomi di: i) calcare della Marmolada (*Marmolatakalk*, RICHTHOFEN,

1869; SALOMON 1895), riferito alle facies di margine e scarpata, relativamente massicce, frequentemente con tessitura di breccia/megabreccia; ii) calcare del Latemar (*Kalke des Latemar*, RICHTHOFEN 1860), rappresentativo dei depositi di piattaforma interna (micriti e calcareniti ben stratificate).

Sebbene già MOJSISOVICS (1879) avesse riconosciuto l'esistenza di due generazioni separate di "scogliere" carbonatiche, una pre-vulcanica (inquadabile nella Dolomia dello Sciliar propriamente detta), una post-vulcanica, interdigitata con i *Cassianer Schichten* e quindi denominata *Cassianer Dolomit*, per molti decenni nella letteratura geologica di lingua italiana (vedi LEONARDI, 1967, e relativa bibliografia) e, almeno in parte in quella di lingua germanica, il termine Dolomia dello Sciliar/Schlerndolomit è stato applicato a tutte le piattaforme carbonatiche ad alto rilievo pre- e post-vulcaniche (vedi DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995b). È con i lavori di BOSELLINI & ROSSI (1974), ASSERETO *et alii* (1977), che ritorna, almeno nella letteratura di lingua italiana, la distinzione tra *Schlern* e *Cassianer Dolomit*, fatta propria dagli autori di queste note.

Su scala regionale, le litologie prevalenti sono rappresentate da dolomie granulari, bianche o grigio chiaro, fortemente ricristallizzate, e, molto subordinatamente, da calcari e calcari dolomitici bianchi o grigio chiari (dal punto di vista tessiturale: *boundstone* microbialitici associati a calciruditi e calcareniti bio-intraclastiche).

I processi di dolomitizzazione pervasiva che hanno interessato la formazione dello Sciliar in maniera diffusa rendono difficile il riconoscimento delle originarie strutture e tessiture sedimentarie. Dove ciò non avviene e si preserva l'originaria litologia calcarea si possono ancora distinguere le diverse facies della piattaforma (es. M. Coldai, FOIS & GAETANI, 1981; Monte Cenera, RIVA *et alii*, 2004; Sass da Putia, FOIS, 1982; Gruppo del Latemar, GAETANI *et alii*, 1981; Monte Marmolada, RUSSO *et alii*, 2000). Da questi lavori emerge un'immagine del margine produttivo essenzialmente dominata da deposizione microbialitica, sia in forma di laminiti stromatolitiche che di tromboliti, con un'estrema abbondanza di cementi precoci del tipo fibroso; in associazione sono presenti cianobatteri scheletrici, dasicladali, *problematica* (*Tubiphytes* sp.), metazoi scheletrici (prevalenti sfinctozoi; rari i coralli coloniali).

Comunque, anche ove non sia preservata la originaria litologia calcarea, si possono distinguere negli edifici di piattaforma tre aree principali, sulla base delle geometrie deposizionali (BOSELLINI, 1984): laguna interna, margine e scarpata, variamente sviluppati nei diversi edifici carbonatici. Le facies di laguna interna sono caratterizzate da stratificazione piano-parallela; i sedimenti sono formati, ove possibile distinguerli quando non obliterati dalla dolomitizzazione, da pelmicriti, biomicriti ad alghe dasicladacee, foraminiferi e ostracodi, biolititi algali a cavità fenestrali e diffusi *Stromatactis*. Le facies di laguna interna sono spesso modulate da ciclicità ad alta frequenza il cui significato è ancora dibattuto

(cfr. GOLDHAMMER *et alii*, 1987, 1990; GOLDHAMMER & HARRIS, 1989; HARDIE *et alii*, 1991; DE ZANCHE *et alii*, 1995; EGENHOFF *et alii*, 1999; PRETO *et alii*, 2001, 2005a; ZÜHLKE *et alii*, 2003).

Secondo BLENDINGER *et alii*, (1984), BLENDINGER (1983), BLENDINGER & BLENDINGER (1989) il margine, comunque di difficile riconoscimento, è costituito da dolomie massicce con *boundstone* a rari coralli in posizione di vita e può differenziarsi in funzione dell'esposizione ai venti dominanti: presenterebbe strutture rigide (*bindstone* ad alghe e coralli) nei margini sopra vento e *sandwawes* costituite da *grainstones* bioclastico/oolitici in quelli sottovento. I dati analitici disponibili sono in realtà di gran lunga insufficienti per questo tipo di ricostruzioni.

I depositi di scarpata sono quelli che spesso occupano il maggior volume degli edifici carbonatici e sono caratterizzati da sedimenti provenienti dall'erosione del margine biocostruito della piattaforma. Questi sedimenti sono formati da *grainstone* fini nella parte superiore, prossima al margine, e passano gradualmente a ruditi e quindi, al piede della scarpata, a megabrecce depositatesi attraverso meccanismi di crollo e di *debris-flow*. I *grainstone* sono costituiti prevalentemente da detrito organico con bioclasti rappresentati da articoli di crinoidi, gasteropodi, bivalvi e alghe; non sono rari i grani rivestiti e frammenti angolosi di *boundstone* microbialitici. I depositi di scarpata sono caratterizzati da una grossolana stratificazione inclinata (clinostratificazione), con angoli compresi normalmente fra i 30° e i 35° gradi; le clinoforni raccordano il margine biocostruito ai depositi bacinali (BOSELLINI & ROSSI, 1974; BOSELLINI, 1984; ZAMPIERI, 1987; MAURER, 2000). Le clinostratificazioni, in accordo con quanto osservato da BOSELLINI (1984), rappresentano la fase di progradazione della piattaforma verso il bacino e, come già osservato per le piattaforme cassiane (MASETTI *et alii*, 1991), possono formarsi durante cadute del livello marino legate a ciclicità di 4° ordine.

Nell'ambito del Foglio Cortina, buoni affioramenti riferibili alla formazione dello Sciliar si hanno in corrispondenza del versante orientale del Monte Coldai (Gruppo del Civetta) (FOIS & GAETANI 1981), al Monte Cernerà (CROS 1974; BLENDINGER, 1983; BLENDINGER *et alii*, 1984; RIVA *et alii*, 2004) e nell'alta Val dell'Ansiei (CASATI *et alii*, 1982).

Il caso del Monte Cernerà è piuttosto peculiare, in quanto ci si trova di fronte ad una piattaforma in aggradazione e retrogradazione, annegata definitivamente prima dell'evento vulcanico basico ladinico (DE ZANCHE *et alii*, 1995; STEFANI *et alii*, 2004; PRETO *et alii*, 2005b). A differenza delle classiche piattaforme tipo "Sciliar", caratterizzate nella fase finale della loro evoluzione da un'estesa area clinostratificata che registra una fase di veloce progradazione laterale (associata a ridotta aggradazione verticale), la piattaforma del Cernerà è dominata volumetricamente da calcari/dolomie a stratificazione piano-parallela, con una ridotta porzione clinostratificata di *slope*; le relazioni geometriche tra piattaforma interna a stratificazione orizzontale e scarpata clinostratificata mostrano chiaramente che

la piattaforma del Cernerera era in retrogradazione e che è stata progressivamente annegata nel corso dei tempi pre-vulcanismo basico, come evidenza d'altro canto la sovrapposizione di vari livelli della formazione di Livinallongo (Buchenstein) sulla scarpata del Cernerera e da filoni nettuniani ricchi in faune pelagiche. Drappi pelagici costituiti da micriti a radiolari, *wackestone* e *packstone* a lamellibranchi pelagici ed ammonoidi caratterizzano infatti porzioni estese della paleoscarpata; associate ad essi si rinvencono laminiti microbialitiche, talora coinvolte in *slumps*, del tutto simili a quelle segnalate nella formazione bacinale di Moena da MASETTI & TROMBETTA (1998) ma interpretate da BLENDINGER *et alii*, (1984), come “loferiti” con strutture di esposizione subaerea, quali *tepee* e *mud-cracks*. Alla Forcella di Giau, è possibile osservare la spettacolare sovrapposizione in *onlap* sulla scarpata del Cernerera delle successive formazioni bacinali.

La piattaforma di età Sciliar del Monte Coldai (FOIS & GAETANI, 1981) presenta invece una normale scarpata progradazionale, ed ha costituito l'alto da cui sono nucleate due generazioni di piattaforme cassiane (vedi oltre).

Il limite inferiore della formazione dello Sciliar è netto con la Formazione del Contrin anche se non facilmente riconoscibile in affioramento qualora la dolomitizzazione abbia obliterato lo stesso; lateralmente l'unità è eteropica con la formazione di Livinallongo (Buchenstein). Il limite superiore è netto sia con tutte le unità bacinali ladiniche (LVN, ADZ, AQT, IMF, WEN) in rapporto di *onlap* sulla paleo scarpata, sia con le successive piattaforme cassiane.

Fossili ed età: la datazione diretta delle piattaforme costituenti la fm. dello Sciliar è legata a ritrovamenti sporadici di ammoniti sugli *slope* o in tempestiti all'interno di trappole sedimentarie nella laguna interna (GAETANI *et alii*, 1981; BRACK & RIEBER, 1993; DE ZANCHE *et alii*, 1995; PRETO *et alii*, 2001; ZÜHLKE *et alii*, 2003; MANFRIN *et alii*, 2005). Indirettamente invece è possibile definire con precisione l'età delle piattaforme datando le facies bacinali ad esse eteropiche o le facies di annegamento. La formazione dello Sciliar è compresa tra l'Anisico superiore (Illirico p.p.) e il Ladinico superiore (Longobardico p.p.).

4.3. - ARENARIE DI ZOPPÈ (ADZ)

Questa formazione è stata introdotta nella nomenclatura stratigrafica delle Dolomiti da ASSERETO *et alii* (1977), pressochè contemporaneamente a ROSSI *et alii* (1977); una proposta di formalizzazione e un'analisi più approfondita è stata successivamente offerta da VIEL (1979) nel suo fondamentale lavoro di revisione della stratigrafia del Ladinico delle Dolomiti; l'estensione laterale e il significato stratigrafico dell'unità in questione sono stati ulteriormente riesaminati da CASATI *et alii* (1982). Le arenarie di Zoppè consistono principalmente di arenarie arcosiche grigie messe in posto per risedimentazione torbiditica e alternate a subordina-

te calcilutiti, peliti e marne di colore prevalentemente scuro. Il rapporto arenaria-pelite è nettamente a favore dell'arenaria. Gli strati arenacei presentano stratificazione netta, con giunti piano-paralleli nelle facies fini mentre sono frequentemente erosivi nelle facies più grossolane. È possibile riconoscere livelli canalizzati in diverse posizioni della successione stratigrafica. Possono essere presenti anche *flute cast*, impronte da carico, *clay chips* e abbondanti frustoli vegetali. Dal punto di vista composizionale le arenarie di Zoppè sono caratterizzate prevalentemente da grani di derivazione vulcanica, a chimismo da acido ad intermedio, con un importante contributo fornito da un basamento metamorfico, documentato da litoclasti derivanti da filladi e quarziti, nonché da abbondante muscovite e quarzo policristallino. La composizione delle arenarie indica l'esistenza di aree sorgenti dove la copertura dominante era di tipo vulcanico a chimismo prevalentemente acido/intermedio, ma in cui anche il basamento metamorfico era esposto ed in erosione. Nell'area tipo (alta Val di Zoldo) la parte inferiore della formazione è costituita da arenarie massive in strati amalgamati, paraconglomerati e depositi legati a *debris-flow* sottomarini. In questo intervallo si possono anche riconoscere fenomeni di *slumping* (*pebble mud-sandstone*) che coinvolgono termini sia della sottostante fm. di Livinallongo (Buchenstein - LVN) sia della parte inferiore delle stesse arenarie di Zoppè (es. Livello di Ru Sec in VIEL, 1979). A questa facies basale segue un complesso caratterizzato da torbiditi fini con intercalazioni di arenarie gradate e, verso l'alto, da depositi grossolani canalizzati. Essendo le arenarie di Zoppè il prodotto della progradazione di un grande conoide torbiditico silicoclastico, le facies ed i litotipi che le registrano, variano in funzione sia della distanza dall'area sorgente, sia in funzione della posizione rispetto alla direzione di progradazione del conoide. Sono perciò presenti notevoli variazioni laterali di facies di non sempre facile interpretazione. Per esempio, si possono avere rapidi passaggi da facies con sequenze negative *coarsening-thickening upward* o canalizzate a facies ad emipelagiti o a torbiditi sottili. Queste variazioni sono da mettere in relazione a rapide modificazioni della direzione di progradazione del conoide, la qual cosa porta a sovrapposizioni di facies emipelagiche e/o torbiditiche sottili di *overbank* su facies canalizzate. In altri casi non sarà sempre rispettata l'associazione verticale dell'area-tipo: le arenarie massive amalgamate infatti, sono tipiche delle aree vicine al depocentro e vengono sostituite da un complesso di torbiditi fini distali ed emipelagiti. Le principali aree sorgente del sedimento, definite in base allo studio delle paleocorrenti (VIEL, 1979), sono localizzate a meridione (SSE) dell'area dolomitica. Gli spessori nel depocentro del bacino sono dell'ordine dei 500 m, con rapidi decrementi verso Nord e verso Nord-Est: nella valle dell'Ansiei possono essere attribuiti alle arenarie di Zoppè circa 100 m di torbiditi distali ed emipelagiti (CASATI *et alii*, 1982).

Nella Val Fiorentina e nella Valle del Cordevole questa formazione tende rapidamente a diminuire di spessore. Questo fatto sembra indicare da un lato l'esi-

stenza di una soglia tettonica il cui andamento presunto passa dall'attuale Linea del Civetta al bordo orientale del gruppo del M. Cernerà, dall'altro la barriera barriera per gli apporti terrigeni meridionali costituita dalle piattaforme carbonatiche dell'allineamento M. Civetta - Pale di S. Martino.

Limiti: le arenarie di Zoppè poggiano direttamente sulla fm. di Livinallongo (Buchenstein). Si tratta di un limite transizionale anche se veloce, per drastico aumento della componente silicoclastica; nei comparti orientali (Rio Sacuz, Valle del Boite) il limite può essere talvolta erosivo. In molti casi le arenarie di Zoppè si appoggiano in *onlap* sopra i precedenti *slope* carbonatici delle piattaforme Sciliar (VIEL, 1979). In questo caso il limite inferiore è ovviamente caratterizzato da uno *hiatus* che aumenta risalendo il paleopendio. Il limite superiore è transizionale rapido con la fm. dell'Acquatona; nei bacini si riconosce per la brusca diminuzione del terrigeno ed è da posizionare alla comparsa delle prime calcilutiti laminare. In aree con spessori ridotti di arenarie di Zoppè il limite superiore va posto al decremento del silicoclastico e quindi alla comparsa di facies carbonatiche solitamente simili a quelle della fm. di Livinallongo (Buchenstein).

Fossili ed Età: le faune significative sono piuttosto scarse. I macrofossili sono rappresentati principalmente da bivalvi (*Posidonia wengensis* e *Daonella lommelii*), i rari ritrovamenti di ammonoidi quali *Protrachiceras* spp. e *Meginoceras* sp. nella parte alta e i rapporti stratigrafici permettono di assegnare alle Sottozone Gredleri-Longobardicum (Ladinico superiore, Longobardico *p.p.*) l'intervallo temporale di deposizione delle arenarie di Zoppè.

4.4. - FORMAZIONE DELL'ACQUATONA (AQT)

Questa formazione è stata istituita da VIEL (1979), che ha designato come sezione-tipo quella affiorante lungo il Rio Acquatona, presso Sappada. La formazione è caratterizzata da litotipi simili a quelli della fm. di Livinallongo (Buchenstein) per cui fu denominata da vari Autori come "Pseudolivinallongo" o "Pseudo Buchenstein" (ROSSI & VIEL, 1977). Nella definizione originale di VIEL (1979), l'unità era divisa in due membri (nel presente lavoro, accorpati e non distinti dal punto di vista cartografico): il membro inferiore, prevalentemente carbonatico, è caratterizzato da un'ampia distribuzione areale e presenta i caratteri litologici e di facies tipici della formazione; il membro superiore, più terrigeno, affiora su un'area più ristretta e fa transizione graduale alla formazione del M. Fernazza. Il membro inferiore è caratterizzato principalmente da depositi carbonatici fini, quali calcisiltiti silicee, calcilutiti, calcari micritici nodulari con selce. La stratificazione è normalmente piano-parallela e sono frequenti gli intervalli laminati. In quantità subordinata sono presenti, inoltre, arenarie chiare, livelli vulcanoclastici tipo "Pietra verde" e tufti ialoclastitiche, talora in strati torbiditici

a base erosiva. Queste ultime sono diffuse soprattutto nei comparti occidentali delle Dolomiti e sono legate all'inizio del vulcanismo basico (testimoniato dalla comparsa nei depositi vulcanodetritici di clinopirosseno, plagioclasio calcico e litoclasti femici). Il cosiddetto membro superiore è contraddistinto da un forte incremento della componente silicoclastica. Sono presenti principalmente arenarie arcosiche da fini a grossolane, tufti arenacee grigio scure, marne, peliti con subordinate intercalazioni di calcisiltiti silicee scure. Nel settore del Corvo Alto-Val Fiorentina si riconoscono paraconglomerati e arenarie grossolane, anche canalizzate, intercalate a depositi emipelagici laminati. Localmente (Valle dell'Ansiei) nel membro superiore sono frequenti torbiditi carbonatiche di derivazione neritica (biocalcareniti, bioruditi) legate alla progradazione di adiacenti piattaforme carbonatiche.

Il limite inferiore della formazione è transizionale rapido con le arenarie di Zoppè (ove queste siano interposte tra la LVN e la AQT) e viene posto in corrispondenza al drastico decremento della componente silicoclastica. Il limite superiore è transizionale con la fm. del M. Fernazza e va posto al di sotto delle prime venute ialoclastitiche o alle prime vulcano-torbiditi scure a clinopirosseno e plagioclasio calcico; nelle aree orientali e nord orientali, dove i depositi vulcanoclastici sono distali, è dimostrabile la completa eteropia tra il membro superiore della fm. dell'Acquatona e la fm. del M. Fernazza (CASATI *et alii*, 1982; JADOUL & NICORA 1986); nelle stesse aree la formazione in esame può essere eteropica a piattaforme carbonatiche in crescita (formazione dello Sciliar) (GIANOLLA *et alii*, 1998a; JADOUL *et alii*, 2002).

L'ambiente sedimentario è marino profondo, con significative variazioni nella tipologia delle litofacies legate all'evoluzione nel tempo degli apporti sedimentari e alla complessa paleogeografia dei bacini ove la formazione andava depositandosi. Il membro inferiore della fm. dell'Acquatona rappresenta un importante evento trasgressivo, come dimostrato dal brusco decremento degli apporti terrigeni alla sua base connesso al rapido ritiro del conoide torbiditico delle arenarie di Zoppè, e dalle facies prevalentemente carbonatiche, relativamente condensate, che ne caratterizzano il tetto. Il membro superiore della fm. dell'Acquatona è contraddistinto da un nuovo incremento della componente silicoclastica legata ad una nuova fase di avanzamento di un conoide torbiditico collegato ad una nuova progradazione della linea di costa, mentre comincia ad essere significativo anche il contributo del vulcanismo basico che si sta innescando nell'area dolomitica. La presenza di torbiditi carbonatiche documenta al contempo la progradazione di una nuova generazione di piattaforme carbonatiche (Dolomia dello Sciliar 3 di DE ZANCHE, *et alii*, 1993).

Lo spessore massimo dell'unità AQT nel Foglio Cortina è di 30 metri.

Fossili ed età: in gran parte del Sudalpino orientale, la fm. dell'Acquatona ha dato faune di età genericamente ladinica superiore. Nelle Dolomiti, dove la formazione è limitata al letto dalle arenarie di Zoppè e al tetto dalla fm. del M. Fernazza,

l'età è limitata esclusivamente alla Sottozona a Longobardicum (Longobardico p.p.), come documentato da ricche faune ad Ammoniti con *Protrachiceras* spp., *P. longobardicum*, *Meginoceras* sp..

4.5. - FORMAZIONE DEL M. FERNAZZA (IMF)

Unità introdotta da ASSERETO *et alii* (1977) con il nome di “Ialoclastiti del Monte Fernazza” e successivamente estesamente discussa da VIEL (1979), con lo stesso nome (il primo uso della denominazione “Formazione del M. Fernazza” si deve a CASATI *et alii*, 1982); corrisponde alle Ialoclastiti Auct. delle Dolomiti occidentali ed ai “*tuffs und tuffsandstein*” degli AA. di lingua tedesca (p.e., NÖTH, 1929). La sezione tipo designata è rappresentata dalla sezione di Colle S.Lucia, nel territorio del Foglio Cortina, con uno spessore di 205 m. L'area da cui l'unità deriva il nome (Monte Fernazza) presenta ampie coperture e considerevoli disturbi tettonici, per cui non è agevole la misura di una sezione stratigrafica; lo spessore della formazione raggiunge in quest'area i 300-400m. Oltre agli affioramenti sopracitati, la formazione del M. Fernazza affiora al Corvo Alto ed in diversi altri settori del foglio Cortina. Dal punto di vista litologico, è costituita da prevalenti arenarie vulcanoclastiche (ialoclastiti *sensu strictu*, tufti) di colore grigio scuro o nero, in genere massicce; intervalli sottilmente stratificati, con interstrati pelitici neri sono localmente presenti, in particolare alla base della formazione. Localmente sono presenti facies calcilutitiche laminate a bivalvi pelagici e radiolari. Gran parte della formazione è costituita da torbiditi amalgamate, di spessore da decimetrico a metrico; l'omogeneità granulometrica del materiale che le costituisce rende difficile il riconoscimento sia delle superfici di stratificazione che delle strutture deposizionali (meglio visibili negli intervalli non amalgamati e rappresentate da laminazioni piano-parallele e *ripple* da corrente (spesso *climbing*). Le arenarie vulcanoclastiche sono costituite da clasti subangolosi di lava vetrosa a struttura porfirica, clasti lavici con fenocristalli di plagioclasio e/ o clinopirosseno e talvolta di olivina, quasi sempre completamente trasformata, oppure clasti lavici con microliti di feldspati; frammenti vetrosi; frammenti di cristalli (plagioclasio, clinopirosseni, biotite e raro anfibolo); sono presenti inoltre, in via subordinata, frammenti di rocce carbonatiche, granuli di quarzo vulcanico, raro quarzo metamorfico e clasti di vulcaniti acide e intermedie. Nella formazione sono intercalati uno o più livelli di “accumuli caotici”, che corrispondono ai cosiddetti “Agglomerati Auct.”, interpretati in passato come prodotti diatremici (vedi LEONARDI, 1967). Riconosciuta la loro genesi per risedimentazione gravitativa, hanno ricevuto una serie di nomi più o meno informali, come ad es. “Caotico eterogeneo” (BOSELLINI *et alii*, 1977; VIEL, 1979b; DOGLIONI, 1982); nel presente lavoro sono segnalati cartograficamente quando significativi con la sigla IMF_a, ma non distinti con un nome specifico. Si tratta di corpi di spessore

estremamente variabile, costituiti alla base da megabrecce caotiche ad elementi derivanti dalle successioni sedimentarie precedenti, a volte rappresentati da olistoliti di grandi dimensioni (oltre 100m); anche se la maggior parte degli olistoliti sembrano appartenere alle formazioni di Livinallongo (Buchenstein - LVN), dello Sciliar (SCI) o del Contrin (CTR), non mancano blocchi derivanti da unità stratigrafiche più antiche come la Formazione di Werfen. La matrice è costituita da vulcanoclastiti di taglia da arenacea a microconglomeratica (DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995b). Nei corpi di grande spessore, le megabrecce/brecce caotiche, messe in posto da meccanismi di risedimentazione in massa senza l'intervento di processi selettivi, passano a depositi più organizzati costituiti da breccie/microconglomerati con gradazione diretta ed accenni di laminazione piano-parallela. Mentre non è possibile separare il corpo basale caotico in più episodi deposizionali, la parte superiore della litofacies IMFa sembra costituita da un certo numero di potenti torbiditi ad alta densità, amalgamate, con matrice vulcanoclastica e clasti di dimensione variabile dai ciottoli ai granuli, di composizione estremamente eterogenea. Come già detto, lo spessore degli accumuli caotici è estremamente variabile su scala regionale, dalle numerose centinaia di metri della zona di Penia, a nord del gruppo della Marmolada, alle diverse decine di metri che si riscontrano in media nel territorio del Foglio Cortina (es., nei pressi del Belvedere di S. Lucia). Il preciso meccanismo di messa in posto di questi depositi non è ancora ben compreso. CASTELLARIN *et alii* (1977) avanzarono l'interpretazione, poi più o meno seguita in vari lavori successivi, secondo la quale le megabrecce caotiche deriverebbero da crolli lungo scarpate di faglia individuatesi agli esordi del vulcanismo basico; le faglie, di natura distensiva o transtensiva, avrebbero determinato la veloce subsidenza delle aree in cui si sono accumulati i prodotti vulcanici e le megabrecce del cd. "Caotico eterogeneo" e contemporaneamente fornito le vie di fuoriuscita ai magmi. In qualche caso (Val di Zonia, dintorni di Caprile) oltre a corpi stratiformi di megabrecce caotiche, nella formazione del M. Fernazza sono inclusi grossi olistoliti carbonatici isolati (verosimilmente di derivazione Contrin o Sciliar). Nel territorio del Foglio Cortina la formazione del M. Fernazza contiene raramente prodotti lavici (una intercalazione di questo tipo è presente nella serie tipo di Colle S. Lucia). Le vulcanoclastiti sono inoltre frequentemente inquinate da materiale terrigeno extrabacinale, verosimilmente proveniente da zone di alto situate a sud dell'attuale Linea della Valsugana. Nella Valle dell'Ansiei al tetto della formazione sono presenti intercalazioni calcarenitiche e oolitico bioclastiche, indicanti la ripresa dell'esportazione carbonatica da parte di piattaforme carbonatiche produttive. L'ambiente di deposizione, come documentato dalla messa in posto per flussi gravitativi e dalle associazioni fossili, essenzialmente pelagiche, è di tipo bacinale, localmente piuttosto profondo; la tettonica sin-vulcanica inoltre doveva rendere piuttosto complessa la topografia del bacino.



Fig 12– *Onlap della formazione del M. Fernazza sul paleopendio della formazione dello Sciliar (M. Cenera versante NE).*

Limiti: nei bacini del Cadore e delle Dolomiti orientali il limite inferiore è transizionale rapido con la fm. dell'Acquatona (da cui è sostituita completamente verso Est), in Dolomiti occidentali è normalmente netto e talora erosivo con la fm. dell'Acquatona o con la fm. di Livinallongo (Buchenstein) ed è caratterizzato dall'arrivo in bacino di ingenti quantità di materiale vulcanoclastico o vulcanico. Esso può essere erosivo e/o discordante quando, su superfici di denudamento tettonico, si depositano accumuli caotici (ROSSI *et alii*, 1977; VIEL, 1979). Localmente è documentata una eteropia con una piattaforma carbonatica progradante (formazione dello Sciliar). Spesso l'unità giace con contatto di *onlap* su paleoscarpate carbonatiche (Fig. 12). Il limite superiore può essere transizionale rapido, netto o erosivo con la Fm. di Wengen - La Valle. Esso si esplica con l'aumento delle facies terrigene ovvero con la comparsa di arenarie o conglomerati a clasti arrotondati al di sopra delle facies vulcanotorbiditiche o delle vulcaniti.

L'età della formazione è riferita al Ladinico superiore (Longobardico p.p.) sia sulla base della posizione stratigrafica (a tetto della fm. dell'Acquatona e a letto della Fm. di Wengen - La Valle) che del contenuto fossilifero (*Protrachyceras pseudoarchelaus*, *P. neumayri*, *Maclearnoceras sp.*).

5. - SUCCESSIONI POST-VULCANICHE E CASSIANE

Questo intervallo corrisponde in parte alla porzione superiore del Gruppo di Wengen di VIEL (1979) ed al cosiddetto "Gruppo Infraraibliano" di PISA *et alii* (1980) comprendente le formazioni di S.Cassiano, della Dolomia Cassiana e di Dürrenstein (qui ridenominata formazione di Heiligkreuz, e separata dalle formazioni cassiane).

Questa classificazione in gruppi ha avuto scarsa fortuna bibliografica e non viene comunque adottata nel presente lavoro, in quanto inadeguata a rendere ragione della reale architettura stratigrafica.

Riteniamo invece che le formazioni di Wengen - La Valle (inclusi i membri conglomeratici del Civetta e della Marmolada), di S.Cassiano e della Dolomia Cassiana costituiscano un insieme unitario, comprendente le sequenze di riempimento dei bacini post-vulcanici, ad opera dei depositi derivanti dallo smantellamento degli alti vulcanici (Fm. di Wengen - La Valle), dei materiali carbonatici esportati dalle piattaforme carbonatiche cassiane (Fm. di S.Cassiano), e della progradazione laterale delle piattaforme cassiane stesse. La successione bacinale è inoltre interessata con relativa continuità da un *input* terrigeno extrabacinale da arenaceo a pelitico, prevalentemente alimentato da sud, almeno secondo i modelli correnti (BRUSCA *et alii*, 1982). Il risultato è un progressivo *shallowing* dei bacini, accompagnato da una loro riduzione di estensione areale, che pone le premesse per il loro definitivo colmamento che si realizza nel Carnico medio-superiore, ad opera della formazione di Heiligkreuz (Dürrenstein *sensu* BOSELLINI 1984)

Secondo DE ZANCHE *et alii* (1993) e GIANOLLA (1995) la successione sopracitata è suddivisibile in due sequenze deposizionali di III° ordine:

- Car 1, comprendente la Fm. di Wengen - La Valle (assimilata al *Lowstand Systems Tract*) più la Fm. di S.Cassiano p.p. e l'edificio inferiore delle piattaforme cassiane (Dolomia Cassiana 1: p.e., il Richthofen Riff, gran parte del Sella); età: Longobardico sup.-Julico inferiore (zone a Regoledanus p.p., Daxatina sp. ed Aon p.p.).

- Car 2, comprendente parte della Fm. di S. Cassiano e l'edificio superiore delle piattaforme cassiane (Dolomia Cassiana 2); età: Julico p.p. (zone ad Aon p.p., Aonoides e Austriacum p.p.).

Un'interpretazione alternativa, alla scala dell'intera area delle Dolomiti, è stata avanzata da NERI *et alii* (1996) e MASTANDREA *et alii* (1998), che sostengono l'esistenza di un numero maggiore di piattaforme cassiane (p.e., la piattaforma del Sella è ritenuta dagli Autori citati più antica dell'unità di piattaforma attribuita alla sequenza Car 1); dal momento che queste piattaforme più antiche sono essenzialmente documentate in Dolomiti occidentali e che nel Foglio Cortina compaiono unicamente corpi di piattaforma di età carnica riferibili alle due generazioni Car 1 e Car 2, possiamo, senza troppe difficoltà adottare lo schema stratigrafico di DE

ZANCHE *et alii* (1993), già storicamente delineato da ASSERETO *et alii* (1978) e BSELLINI (1984). La sovrastante “dolomia/formazione di Dürrenstein” (qui formazione di Heiligkreuz), che determina il colmamento definitivo dei bacini cassiani, è a rigor di logica una successione post-cassiana, almeno nel senso in CUI È STATA definita in queste note (vedi oltre), e per questo riceve una trattazione a se stante.

5.1. - FORMAZIONE DI WENGEN - LA VALLE (WEN)

Il termine *Wengener Schichten* è stato introdotto da WISSMANN (in WISSMANN & MÜNSTER, 1841) per indicare un intervallo prevalentemente terrigeno (con subordinati apporti carbonatici) di colore da grigio scuro a nero, contenente resti di piante e “daonelle”, affiorante nei dintorni di Wengen (in italiano: La Valle), località della Val Badia (cf. RICHTHOFEN, 1860, p. 66). Autori successivi (MOJSISOVICS, 1879; 1882; BITTNER, 1892; OGIIVIE-GORDON, 1893; 1900; 1927; 1929) precisarono la collocazione stratigrafica dei *Wengener Schichten*, considerata come compresa tra i *Buchensteiner Schichten* a letto e i *Cassianer Schichten* a tetto, e ne diedero una chiara caratterizzazione litologica. Con il nome *Wengener Schichten* gli AA. citati indicavano un intervallo caratterizzato dai sedimenti prevalentemente terrigeni, principalmente vulcano-detritici, di taglia variabile dai conglomerati alle peliti, in parte coevi ma soprattutto immediatamente posteriori alla messa in posto delle vulcaniti basiche, di cui rappresentano in gran parte i prodotti di smantellamento. A partire dagli anni venti del novecento, nella letteratura geologica di lingua italiana il termine *Wengener Schichten* viene tradotto dapprima con “Strati di La Valle”, che diventa di uso comune nel Sudalpino orientale ed è stato ampiamente utilizzato nella cartografia geologica alla scala 1:100.000 (Foglio Marmolada di CASTIGLIONI *et alii*, 1930), e successivamente come Formazione di Wengen. Va ricordato che nei lavori geologici degli anni ‘20-‘70 del novecento, negli “Strati di la Valle” sono talora inclusi i prodotti vulcanici basici, principalmente quelli vulcanoclastici (vedi ad esempio la carta geologica alla scala 1:100.000 inclusa in LEONARDI, 1968), e/o le unità torbiditiche terrigene tipo arenarie di Zoppè. Di qui deriva una certa ambiguità del termine formazionale citato, che ha portato a diversi tentativi di revisione stratigrafica (ASSERETO *et alii*, 1977; ROSSI *et alii*, 1977; VIEL, 1979).

Di queste, la più importante è sicuramente quella di VIEL (1979), che propose formalmente l’istituzione dei gruppi di Buchenstein e di Wengen per classificare l’intera successione bacinale ladinica (vedi sotto). Secondo l’Autore citato, il gruppo di Wengen comprendeva le ialoclastiti del M. Fernazza (qui formazione del M. Fernazza), la successione di La Valle e la fm. di Auronzo. Il punto di separazione tra i due gruppi era marcato dall’inizio dell’evento vulcanico basico (documentato dalla formazione del M. Fernazza). La successione di La Valle (più

o meno corrispondente alla Formazione Wengen - La Valle delle presenti note) fu suddivisa da VIEL (1979) in due membri: i) membro del Civetta: prevalentemente conglomeratico e diviso in due facies principali: facies dei “paraconglomerati ad elementi vulcanici”, corrispondente al conglomerato della Marmolada *Auct* (termine “storico”, già in uso da tempo in Dolomiti occidentali, LEONARDI, 1955; LEONARDI, 1967 e bibl.), e facies dei “paraconglomerati ad elementi poligenici”, includente considerevoli apporti carbonatici, verosimilmente dalle piattaforme tipo Sciliar non più attive ma localmente in smantellamento; ii) membro delle arenarie di Val Longiarin: si tratta di una unità per lo più arenaceo-pelitica, con progressiva dominanza dei fini verso l’alto, che corrisponde alle litofacies più tipiche degli “Strati di La Valle” *Auct.* ed è ricoperta al tetto dalla Formazione di San Cassiano. Malgrado la proposta di Viel abbia avuto il merito di rappresentare una revisione stratigrafica unitaria dell’intera successione bacinale ladinica, che ha modificato in modo sostanziale le concezioni precedenti, separando le unità terrigene pre-vulcanismo basico e sud-dipendenti, come le arenarie di Zoppè dai depositi coevi alla fase parossistica vulcanica (fm. del M. Fernazza) e dai loro prodotti di smantellamento (“La Valle”), non è tuttavia stata accolta ovunque con molto favore, per diverse ragioni, sia di natura formale (nomenclaturale) che di argomenti (organizzazione interna del Gruppo - vedi, per una discussione approfondita, GIANOLLA & NERI, in stampa). Mentre alcune unità sono entrate ormai definitivamente nella stratigrafia delle Dolomiti (arenarie di Zoppè, formazione dell’Acquatona, formazione del M. Fernazza), altre sono state invece via via abbandonate (per esempio le “arenarie di Val Longiarin” e la fm. di Auronzo). Ugualmente il termine successione di La Valle non è stato praticamente più utilizzato dopo Viel. Nelle presenti note viene utilizzata una classificazione stratigrafica che tiene conto della proposta di semplificazione suggerita da DE ZANCHE & GIANOLLA (1995b); si propone di abbandonare il termine gruppo di Wengen, scomponendolo nelle due formazioni fondamentali, la fm. del M. Fernazza e la formazione di Wengen - La Valle; la formazione di Auronzo viene abbandonata, in quanto corrispondente in larga misura alla parte inferiore, piuttosto ricca in terrigeno di taglia arenacea, della Formazione di San Cassiano.

Litofacies e limiti: la Formazione di Wengen -La Valle presenta una forte eterogeneità di litofacies, sia in termini di variazioni laterali che di evoluzione verticale. Nell’ambito del Foglio Cortina, lo spessore è dell’ordine dei 100-200 m. Le associazioni tipiche di litofacies sono dominate da alternanze di peliti nere ed arenarie da fini a grossolane, parimenti scure per l’abbondanza di grani di derivazione vulcanica basica (litici di composizione basaltica, minerali femici). Le arenarie formano strati da centimetrici a pluridecimetrici, con geometria da tabulare a lenticolare, con base frequentemente erosiva e strutture deposizionali quali gradazione diretta, laminazione piano-parallela e a ripple da corrente; intraclasti pelitici possono essere presenti nella parte inferiore-media degli strati. L’insieme

di questi elementi indica una messa in posto in un contesto bacinale da parte di meccanismi di risedimentazione gravitativa di tipo torbiditico; a conferma, sono presenti inoltre depositi deformati da *slumps*, nonché detriti con tessitura di breccia. Spesso (p.e., Forcella Giau) è evidente una organizzazione delle in cicli di facies *coarsening-thickening up*, dello spessore di qualche metro, che riflettono la progradazione di lobi torbiditici (Fig. 13).

Verso l'alto si ha una generale tendenza alla riduzione della granulometria media; tuttavia il passaggio alla sovrastante Fm. di San Cassiano non è di norma transizionale, segnato da una progressiva riduzione dell'apporto terrigeno mentre aumenta quello carbonatico; piuttosto, i livelli superiori della fm. di Wengen - La Valle mostrano un aumento degli apporti grossolani sia vulcanodetritici che terrigeni extrabacinali, per cui il tetto dell'unità può essere marcato da uno o più corpi di qualche metro di spessore costituiti da prevalenti arenarie grossolane/microconglomerati (es. Rio Coldai, Rio Cuzze), che a loro volta sono ricoperti da marne e peliti grigie con minori intercalazioni calcaree, in genere micritiche, riferibili alla base della Formazione di San Cassiano. Tuttavia, a causa delle abbondanti coperture (e delle variazioni laterali di facies, per cui le arenite grossolane sopracitate possono mancare) non è sempre agevole definire con precisione il limite tra le due formazioni. In più, nelle aree localizzate in posizione distale rispetto alle piattaforme carbonatiche e/o in prossimità di alti che forniscono abbondante detrito di derivazione vulcanica, la parte inferiore della Formazione di San Cassiano può



Fig 13 – Formazione di Wengen - La Valle: sequenza CU/TU di arenarie e paraconglomerati a clasti poligenici nella parte bassa dell'unità (Pecol, Val Zoldana).

risultare piuttosto ricca in livelli silicoclastici più o meno grossolani; si è perciò scelto, nei casi dubbi, di collocare il limite Wengen/San Cassiano in corrispondenza delle prime torbiditi carbonatiche oolitico-bioclastiche, necessariamente derivanti da una piattaforma carbonatica progradante (nell'ambito del Foglio Cortina, la lingua inferiore della Dolomia Cassiana).

Il limite inferiore (ove non sia marcato dalle facies conglomeratiche tipo cgl. della Marmolada, in genere erosive sul substrato vulcanico o vulcano-detritico) è da porre alla comparsa dei primi strati con significativo contenuto terrigeno extrabacinale (areniti ad elementi metamorfici e sedimentari, ovviamente mescolati a grani silicoclastici di derivazione vulcanica).

Fossili ed età: il contenuto fossilifero dell'unità è nel complesso abbondante, sono presenti bivalvi (*Daonella lommeli*, *Posidonia* sp.), ammonoidi (*Protrachyceras* sp., *Frankites regoledanus*, *Celtites epolensis*, etc.) e resti di piante continentali principalmente Cicalali, Coniferali e Filicali (KUSTATSCHER & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, 2005); sono abbondanti le faune ad ammonoidi delle Sottozona a Regoledanus (URLICHS, 1974, 1994; MIETTO & MANFRIN, 1995b; NERI *et alii*, 1995; MASTANDREA *et alii*, 1997; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1999), completamente riferibili al Ladinico superiore (Longobardico p.p.).

5.2. - FORMAZIONE DI SAN CASSIANO (SCS)

Questa formazione, famosa nel mondo per il suo contenuto fossilifero, è stata originariamente denominata come *Cassianer Schichten* da MÜNSTER (1834), da cui discende il nome di Strati di San Cassiano, usato nella letteratura geologica e nella cartografia geologica italiana. È stata suddivisa da OGILVIE GORDON (1900) in due membri in base a caratteristiche sia litologiche che paleontologiche; la suddivisione nei due membri "inferiore" e "superiore" è stata successivamente ripresa da URLICHS (1974) che studiò questo intervallo stratigrafico nell'area di Stuores Wiesen-Picolbach-Settsass, che corrisponde all'area tipo della formazione ed è localizzata poco oltre il limite occidentale del Foglio Cortina. Tale suddivisione prevede: i) un membro inferiore che ha come limite di letto (non ben definito) la Fm. di Wengen - La Valle ed è costituito dall'alternanza di calcareniti oolitico-bioclastiche, arenarie vulcano-detritiche, peliti e marne/micriti marnose, di età ladinica superiore; un membro superiore prevalentemente carbonatico, di età carnica, che poggia sul più alto intervallo torbiditico vulcanoclastico (*tuffsandstein*). Questa suddivisione è stata proposta considerando la presenza del terrigeno vulcanico come significativa ai fini della definizione dei limiti litostratigrafici. In realtà, la presenza e la quantità relativa di vulcanoclastiti all'interno della Fm. di Wengen - La Valle e della Fm. di S. Cassiano dipende solo dalla paleogeografia (in termini di prossimità relativa ai rilievi vulcanici in erosione o alle piattafor-

me carbonatiche in via di progradazione). Pertanto, per definire il limite tra le due formazioni, è discriminante non tanto la presenza del terrigeno vulcanoclastico, quanto la comparsa delle torbiditi carbonatiche oolitico-bioclastiche che registrano in bacino la progradazione della Dolomia Cassiana. In questo modo viene ripresa la originaria definizione di RICHTHOFEN (1860) che considerava la Fm. di S. Cassiano come l'equivalente laterale della piattaforma cassiana. Non è finora stata designata una sezione-tipo della formazione: ci sono infatti parecchie difficoltà ad individuare una sezione continua e rappresentativa, per via delle estese coperture e della deformazione tettonica. Nell'ambito del foglio Cortina la Formazione di San Cassiano è molto ben rappresentata; alcune località, come Costalaresc, Milieres, Mietres, Tamarin, Forcella Giau, quasi tutte rappresentative della parte alta della formazione, sono famose per le faune fossili, note alle comunità scientifica grazie a numerose monografie paleontologiche prodotte nel corso dell'Ottocento da ricercatori di lingua tedesca, nonché al paziente lavoro, in tempi più recenti, di R. ZARDINI (1978, 1985 *cum bibl.*). Gli affioramenti ben esposti e continui sono tuttavia rari, per la facile erodibilità della formazione: fra questi citiamo Milieres-Cian Zoppè, alla terminazione orientale della piattaforma del Lagazuoi, Tamarin (nella conca di Cortina), la base della Gusela del Nuvolau e Forcella Giau. La Formazione di San Cassiano è costituita da una complessa alternanza di peliti, marne, micriti da marnose a pure, calcareniti oolitiche, calcareniti e calciruditi bioclastiche e oncolitiche; ai litotipi carbonatici si mescolano in proporzioni variabili arenarie di derivazione sia vulcanodetritica che da erosione di un basamento cristallino, verosimilmente esposto nelle aree emerse situate a sud dell'attuale linea della Valsugana; sono estremamente frequenti areniti ibride, a composizione mista carbonatico-terrigena, il che implicherebbe un mescolamento delle due componenti in acque basse prima della risedimentazione gravitativa in bacino. I colori dominanti sono il grigio chiaro e il giallastro; gli strati arenitici presentano spessori da centimetrici a decimetrici, mentre i fini sono presenti sia in set da decimetrici a metrici, sia come sottili interstrati tra i livelli arenitici. Le strutture deposizionali esibite dalle areniti (base erosionale, gradazione diretta, laminazione piano-parallela, *ripple* da corrente, *flute-casts*, assenza di evidenti strutture da onda) sono indicative di trasporto torbiditico, con episodi di *debris flow* e *slumping*. Nel settore nord-occidentale del foglio, comprendente i due grandi corpi carbonatici di piattaforma di età "cassiana" del Lagazuoi-Col dei Bos a nord, e del Formin-Gusela del Nuvolau-Rochette-Sett Sass a sud, la Fm. di San Cassiano è, almeno nella parte medio-superiore, dominata dagli apporti carbonatici provenienti dalle piattaforme progradanti (Fig. 14), anche se l'apporto silicoclastico non viene mai meno. In prossimità delle aree di piattaforma, la formazione mostra una evidente organizzazione in cicli di facies *coarsening-thickening up* (CU/TU) di spessore variabile da alcuni metri a poco più di 10 m (MASETTI *et alii*, 1991), che si perde nelle aree più centrali del bacino. I cicli



Fig 14 – Contatto tra la Formazione di San Cassiano e la Dolomia Cassiana alla base della Gusela del Nuvolau.

CU/TU più prossimi terminano con sciami di olistoliti carbonatici derivanti dal margine esterno delle piattaforme (“Calcarei di Cipit” Auct.). Nel settore orientale (più lontano dalle coeve piattaforme carbonatiche) e meridionale (più prossimo alla linea di costa continentale), la frazione terrigena può essere dominante su quella carbonatica. Non esiste, in tutta l’area del foglio, una sezione completa che possa illustrare l’evoluzione verticale della formazione, che dovrebbe riflettere le due fasi di progradazione delle piattaforme cassiane, separate da una fase trasgressiva. Lo spessore massimo dovrebbe essere di alcune centinaia di metri (almeno 200 a Cian Zoppè-Milieres, senza base e tetto affioranti; 100 m circa esposti a Tamarin, dove affiora già la parte alta della formazione, e dove il tetto esposto è separato da parecchie decine di metri di copertura dalla sovrastante fm. di Heiligkreuz); è tuttavia estremamente variabile in relazione ai rapporti laterali con le coeve piattaforme, nonché verosimilmente ai gradienti di subsidenza del bacino.

Il limite superiore viene posto alla base della Dolomia Cassiana, oppure dei depositi terrigeno-carbonatici di acque basse della fm. di Heiligkreuz.

Fossili ed età: la Fm. di S. Cassiano contiene una grande quantità di fossili bentonici (bivalvi, gasteropodi, echinodermi), in gran parte rimaneggiati dalle vicine piattaforme cassiane, raramente rappresentativi delle comunità bacinali autoctone. Queste faune hanno scarso interesse stratigrafico, pur essendo di grande importanza paleobiologica. La Fm. di S. Cassiano è datata alla parte sommitale del Longobardico e a quasi tutto il Carnico inferiore (Julico sensu KRYSZYN, 1978)

sulla base delle faune ad ammonoidi (URLICHS, 1974, 1994; BIZZARINI *et alii*, 1986; 1989; BIZZARINI & BRAGA, 1987; DE ZANCHE & GIANOLLA, 1995b; MIETTO & MANFRIN, 1995a,b). Secondo la proposta di MIETTO & MANFRIN (1995b), ripresa in BROGLIO LORIGA *et alii* (1998), il limite Ladinico-Carnico dovrebbe collocarsi alla base della Zona a *Daxatina canadensis*, corrispondente alla parte superiore della zona a Regoledanus (MOJSISOVICS 1869), e seguita dalla Zona ad Aon, tradizionalmente considerata come base del Carnico; la proposta citata non è tuttavia stata finora approvata formalmente, per cui il marker ufficiale della base del Carnico rimane la prima comparsa di *Trachyceras aon*. Ulteriori dati bio- cronostratigrafici sono forniti dalle faune a conodonti, studiate in particolare in Dolomiti occidentali e nella conca di Cortina da MASTANDREA (1995), MASTANDREA *et alii* (1998), NERI *et alii* (1995). La sezione di Tamarin (MASTANDREA, 1995) ha dato faune a conodonti correlabili con la zona ad Austriacum dello Julico.

5.3. - DOLOMIA CASSIANA (DCS)

Con il termine “Dolomia Cassiana” (*Cassianer Dolomit*, MOJSISOVICS, 1879) si indicano le piattaforme carbonatiche attecchite dopo la fine del vulcanismo basico e, in linea di massima, eteropiche con la Fm. di San Cassiano. Questo nome è stato a lungo abbandonato, a favore dell’applicazione del termine “Sciliar” o “Schlern” a tutte le piattaforme ladino-carniche (p.e., LEONARDI, 1967). Riconosciuta (o meglio riscoperta) l’esistenza di due distinti gruppi di piattaforme carbonatiche ad alto rilievo, uno pre- e uno post-vulcanico (BOSELLINI & ROSSI, 1974; BRONDI *et alii*, 1976), denominati dagli autori citati rispettivamente “Sciliar inferiore” e “Sciliar superiore”, il termine “Dolomia Cassiana” venne riproposto da ASSERETO *et alii* (1977) per indicare le piattaforme carbonatiche posteriori alla fase parossistica del vulcanismo basico (e quindi corrispondenti al cd. “Sciliar superiore”). ASSERETO *et alii* (1977) riconobbero inoltre l’esistenza di due generazioni di piattaforme cassiane (denominate rispettivamente Dolomia Cassiana inferiore e Dolomia Cassiana superiore). Per quanto questa classificazione sia stata ampiamente adottata da numerosi ricercatori, permane tuttora una certa confusione, sia a livello di nomenclatura (diversi ricercatori hanno continuato a riferirsi alle piattaforme “cassiane con il termine Sciliar/Schlern) che di ricostruzione stratigrafica (non c’è completo accordo sulla esportabilità a tutta l’area delle Dolomiti del modello a due piattaforme cassiane). Nel presente lavoro si adotta la denominazione “Dolomia Cassiana” per questo gruppo di piattaforme carbonatiche; si riconosce inoltre che nel territorio del Foglio Cortina sono ben distinguibili due generazioni separate di piattaforme cassiane (p.e., alla terminazione est della piattaforma Lagazuoi-Col dei Bos e al Monte Coldai), che possono essere inquadrare rispettivamente nella Dolomia Cassiana non essendo state separate cartograficamente.

Malgrado le piattaforme cassiane siano affette da intensa dolomitizzazione, che ha pressochè completamente cancellato le originarie tessiture e strutture sedimentarie, è comunque possibile il riconoscimento delle geometrie deposizionali e dei principali sub-ambienti. Inoltre, l'analisi delle torbiditi oolitico-bioclasiche che costituiscono una componente quantitativamente significativa dei depositi bacinali della Fm. di San Cassiano, nonché degli olistoliti di piattaforma imballati nei depositi pelitici bacinali, fornisce importanti dati sulla natura del margine di piattaforma. Dal punto di vista cartografico, sono state distinte le due principali associazioni di facies, corrispondenti rispettivamente agli ambienti di scarpata e di piattaforma interna. Le facies di scarpata consistono di depositi clinostratificati, a supporto granulare, di grana variabile da quella delle megabrecce a quella delle areniti. L'angolo formato dalle clinoforni con i depositi bacinali coincide con l'angolo di riposo dei materiali che formano il talus detritico (KENTER, 1990) e può raggiungere i 30-35°; alla base dello *slope* si osserva normalmente una riduzione di inclinazione ed una sorta di raccordo tangenziale tra clinoforni e depositi di bacino. I blocchi che costituiscono le breccie/megabrecce di *slope* consistono principalmente di *boundstone* microbialitici, piuttosto ricchi in cementi marini precoci, provenienti dal margine di piattaforma e/o dallo *slope* superiore. La messa in posto di questi depositi è legata a trasporti in massa gravitativi (BOSELLINI, 1984; MASETTI *et alii*, 1991). Il margine di piattaforma ha un'estensione laterale troppo limitata per essere cartografabile; l'intensa dolomitizzazione ha in genere obliterato tessiture e strutture deposizionali, solo saltuariamente riconoscibili (KEIM & SCHLAGER, 1999; 2001); in base ai materiali esportati nel bacino, che includono, oltre ai "Cipit", anche torbiditi oolitico-bioclasiche, si può ipotizzare che il margine di piattaforma fosse costituito da un complesso intreccio di aree biocostruite (con coralli coloniali tipo *Thecosmilia*), sostanzialmente dominate da automicriti microbialitiche affette da cementazione precoce e di aree in cui erano insediati *shoals* calcarenitici. Le facies di piattaforma interna (DCSa), caratterizzate a grande scala da stratificazione piano-parallela, sono note grazie ad una importante "finestra" di preservazione (anche se in dolomia): la serie stratigrafica, a lungo attribuita alla cd. "formazione di Dürrenstein" *sensu* BOSELLINI (1984), affiorante in un taglio stradale della strada Passo del Falzarego-Pieve di Livinallongo, poco sotto il passo citato. Secondo CLAPS (in BOSELLINI *et alii*, 1996, pp. 98-103) è possibile distinguere un'associazione di facies essenzialmente subtidale, costituita da carbonati (dolomie) a grana fine, fossiliferi (con grossi gasteropodi, modelli interni di bivalvi, cespi di coralli coloniali sia in posizione di vita che abbattuti), che si alterna a facies di esposizione subaerea, dominate da *teepee* a scala metrica, associati a livelli a pisoidi e stromatoliti.

Fossili ed età: la datazione della Dolomia Cassiana è indiretta e viene fatta attraverso la taratura dei depositi bacinali su cui le lingue di piattaforma progredano o da cui le piattaforme sono ricoperte. La Formazione di S. Cassiano su cui

prograda la lingua inferiore di Dolomia Cassiana contiene faune della Sottozona ad Aon (URLICHS, 1974, 1994), indicative dello Julico inferiore (“Cordevolico” auct.). La parte della Fm. di S. Cassiano eteropica con la lingua superiore di Dolomia Cassiana contiene invece faune ad ammoniti della Sottozona ad Aonoides (URLICHS, 1974, 1994) e faune della Zona a Austriacum (*vide* BIZZARINI *et alii*, 1986; BIZZARINI & BRAGA, 1987), indicative dello Julico superiore.

6. - LE SUCCESSIONI DI CHIUSURA DEI BACINI CASSIANI

Verso la fine dello Julico (Triassico sup.- Carnico) in tutto il Sudalpino si assiste ad una generalizzata fase di colmamento dei bacini cassiani residui. La fase regressiva già messa in evidenza da una fase di veloce progradazione delle piattaforme cassiane e da una diminuzione significativa dell’angolo delle clinoforni, è in grande parte controllata da una diminuzione della subsidenza, che porta nei settori meridionali ad un forte avanzamento verso mare della linea di costa terrigena e carbonatica (PICOTTI & PROSSER, 1987; GIANOLLA *et alii*, 1998a). La chiusura completa, il livellamento della paleotopografia e lo spostamento della linea di costa decine e decine di chilometri più ad NE, avviene attraverso la deposizione di una complessa unità stratigrafica che qui viene definita come formazione di Heiligkreuz e che corrisponde in gran parte alla Formazione di Dürrenstein *sensu* PISA *et alii* (1980), BOSELLINI (1984) e DE ZANCHE *et alii* (1993).

Nel presente lavoro, si è preferito abbandonare il termine “Dürrenstein” per le successioni di colmamento dei bacini cassiani in quanto foriero di considerevole confusione, in virtù dell’uso che storicamente ne è stato fatto. Il termine Dürrenstein venne introdotto da PIA (1937) come *Dürrensteindolomit*. Secondo PIA (1937), la “dolomia di Dürrenstein” si sovrappone alla Fm. di S.Cassiano, alle scarpate delle piattaforme cassiane (“Schlerndolomit”) ed infine alle facies di piattaforma interna dei *buildups* cassiani e quindi costituisce un corpo sedimentario sostanzialmente post-cassiano, che sutura ed uniforma la paleogeografia cassiana in condizioni da peritidali a marine poco profonde. Resta tuttavia un margine di ambiguità in questa definizione: pur essendo consapevole del fatto che la *Dürrensteindolomit* è posteriore alle facies “cassiane” di piattaforma interna, PIA (op. cit.) non riesce a definire un criterio litostratigrafico per separare le due unità. La conseguenza, in parte imputabile anche alla scarsa conoscenza della letteratura geologica di lingua tedesca da parte dei geologi italiani, è che diversi Autori (p.e. ROSSI, 1964; CASATI *et alii*, 1982) hanno dato alla dolomia di Dürrenstein un significato decisamente più ampio di quello originario di PIA (1937), arrivando ad includere in essa al completo le facies di retroscogliera delle piattaforme cassiane (e in qualche caso, delle piattaforme Sciliar), il che può significare l’attribuzione alla formazione in questione di spessori dell’ordine dei 1000 m. Singolarmente,

questa interpretazione sopravvive ancora nella recente revisione di Delfrati (in DELFRATI *et alii*, 2000, pp.100-108), che avrebbe dovuto validare la formazione confermandone o definendone sezione-tipo, sezioni di confronto, limiti, ecc. Molti altri Autori hanno utilizzato il termine Dolomia di Dürrenstein per indicare i carbonati di bassa profondità che poggiavano direttamente sui sedimenti cosiddetti bacinali della Formazione di San Cassiano e in *onlap* sulla Dolomia Cassiana (BOSELLINI, 1984; RUSSO *et alii*, 1991, BOSELLINI, 1991; BOSELLINI *et alii*, 1996). Il termine Formazione di Dürrenstein viene introdotto da PISA *et alii* (1980) quando, spostandosi verso sud, verificarono che la piana tidale a prevalenti dolomie peritidali era progressivamente inquinata da terrigeno; gli autori citati proposero due sezioni di riferimento (Rifugio san Marco alle pendici dell'Antelao e la Monte Simone in Comelico). La proposta di PISA *et alii* (1980) non fu mai completamente accettata e fu oggetto di notevoli discussioni (GAETANI *et alii*, 1981; CASATI *et alii*, 1982; PICOTTI & PROSSER, 1987). In seguito De Zanche e collaboratori riproposero in diversi lavori l'utilizzo del termine "formazione" (DE ZANCHE *et alii*, 1993; GIANOLLA *et alii*, 1998a, b; PRETO & HINNOW, 2003) in una accezione ancora diversa. Questo comporta una confusione notevole dal punto di vista della nomenclatura stratigrafica, che ha portato, in accordo con la Commissione Italiana di Stratigrafia e il Comitato Alpi del S.G.I. (verbale n. 9 del 10-11/12/2003), alla decisione di abbandonare il termine "Dürrenstein" a favore del più antico termine "Heiligkreuz".

6.1. - FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ (HKS)

Il termine *Heiligkreuz* è stato introdotto da WISSMANN in WISSMANN & MÜNSTER (1841) per definire un intervallo di incerta posizione stratigrafica caratterizzato da faune a *Unionites*. Successivamente, KOKEN (1913) descrisse 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 *et alii* (1965a,b) riprendono in esame l'unità e la rinominano "Strati di Santa Croce".

La formazione di Heiligkreuz, qui intesa secondo la definizione di KEIM *et alii* (2001) e STEFANI *et alii* (2004) corrisponde come già detto 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 Fm. di Dürrenstein *sensu* DE ZANCHE *et alii* (1993) e successivi lavori (GIANOLLA *et alii* 1998a,b; PRETO & HINNOW, 2003). Questa unità registra una successione di eventi deposizionali piuttosto complessa, in cui probabilmente giocano un ruolo significativo le variazioni climatiche, con l'alternanza di episodi di clima umido o, al contrario, semiarido. Non tutta la variabilità

litologica di questo intervallo può essere contenuta in una classificazione litostratigrafica formale, basata su membri o litozone, come si cercherà di spiegare nelle pagine successive. La formazione in questione si sovrappone in concordanza alla formazione bacinale di San Cassiano, ed in *onlap* alle scarpate della piattaforma cassiane; può inoltre sovrapporsi ai depositi di *platform top* delle piattaforme cassiane, con contatto disconforme, spesso marcato da *paleokarst*, e con lacune più o meno ampie. Le successioni bacinali sono ovviamente le più complete (p.e., gli intervalli a e b discussi sotto non sono mai presenti a tetto dei depositi di *platform top* delle piattaforme cassiane).

La successione standard. La successione ideale, nella realtà difficilmente documentabile in un'unica sezione stratigrafica a causa delle coperture dovute alla facile erodibilità dei litotipi appartenenti a questa formazione, ed inoltre soggetta a veloci variazioni laterali di facies, include, dal basso verso l'alto, i seguenti termini:

a) un intervallo basale, dello spessore documentabile di 15-20 m, ma forse localmente anche più potente, costituito da prevalenti peliti scure, a volte marnose ma più frequentemente rappresentate da vere e proprie argilliti, che si sovrappone con contatto piuttosto netto sulle classiche facies calciturbiditiche della Formazione di San Cassiano, caratterizzate da una ricca e diversificata componente bioclastica in parte esportata dai margini e dalle scarpate di piattaforma ed in parte autoctona, contenuta nelle marne e peliti bacinali e a volte rimaneggiata dalle correnti di torbida. Nei comparti meridionali del foglio (p.e., Borca, ove affiora una delle sezioni più significative e continue della formazione di Heiligkreuz) sono presenti intercalazioni arenacee. In contrasto con i depositi cassiani, le cui faune indicano condizioni francamente marine nonché la vicinanza di piattaforme carbonatiche produttive, le peliti in esame contengono faune a bassissima diversità, con *Unionites*, rari gasteropodi e microgasteropodi, ostracodi, considerate come indicative di ambienti salmastri, talora al limite del dulciacquicolo. Le rare intercalazioni carbonatiche sono costituite da micriti più o meno marnose, senza traccia di apporti da piattaforme produttive; sono completamente assenti tutti gli organismi stenoalini e la bioturbazione, localmente presente, non è particolarmente diffusa e pervasiva. L'interpretazione che viene ormai avanzata da più parti è che ci troviamo di fronte alla documentazione di un forte impulso climatico in senso umido, tale da abbassare il grado di salinità delle acque marine attraverso considerevoli apporti di acque meteoriche ai residui bacini cassiani. Di qui la possibile "crisi" e morte delle piattaforme cassiane; non è del tutto chiaro se si sia verificato un contestuale abbassamento del livello marino, come suggerito da vari Autori (a partire da BOSELLINI, 1984) per giustificare la dismissione delle piattaforme cassiane: la presenza di *paleokarst* e disconformità che interessano i depositi cassiani di *platform top* a letto della formazione di Heiligkreuz, sembrerebbero deporre a favore di questa ipotesi. Nell'ambito del Foglio Cortina d'Ampezzo,

l'intervallo in discussione affiora nei pressi di Borca di Cadore e di Costalares ed è inoltre documentato nei sondaggi a carotaggio continuo dei corpi di frana della conca di Cortina; è presente inoltre nella località tipo (Santa Croce/Heiligkreuz), lungo il torrente Falzarego e alla base del Monte Piana.

b) Con un passaggio graduale, ma piuttosto rapido, contenuto in un intervallo di 1-2 m di spessore, si passa a prevalenti calcari chiari, in strati decimetrici frequentemente dai giunti nodulari, alternati a quantità variabili di peliti e marne, in riduzione verso l'alto. Due sezioni stratigrafiche che mostrano tale passaggio sono quelle di Borca e del Monte Piana. In entrambi i casi, indipendentemente dal grado di ricristallizzazione subito, si osserva nei carbonati la ricomparsa di una componente bioclastica indicativa di condizioni francamente marine e in particolare, di resti di echinodermi. Sono inoltre presenti calcareniti oolitiche, *boundstone* microbialitici e/o a metazoi. I carbonati granulari possono presentare una significativa componente terrigena della taglia dell'arenaria o del microconglomerato, dando luogo spesso ad areniti ibride, che comunque si riducono di importanza verso l'alto. Secondo gli scriventi, le famose faune a metazoi costruttori (coralli coloniali, sfinctozoi, stromatoporidi) affioranti all'Alpe di Specie provengono dalla parte bassa di questo intervallo e devono il loro eccezionale stato di preservazione al fatto che alcuni *patch reefs* furono completamente ricoperti da argille che da un lato ne causarono la morte, ma contemporaneamente li isolarono dai fluidi del sottosuolo che ne avrebbero determinato la ricristallizzazione e/o dolomitizzazione più o meno distruttiva (RUSO *et alii*, 1991). In contrasto deciso con l'intervallo sottostante, sono frequenti alla base, come già detto, litofacies di alta energia, come grainstone oolitici in corpi metrici-plurimetrici a stratificazione incrociata bisensoriale, microconglomerati ed areniti ibride ad *hummocky cross lamination* e stratificazione incrociata; tali facies di alta energia sono riconoscibili, sotto forma di fantasmi delle originarie strutture deposizionali, anche ove la dolomitizzazione ha completamente obliterato le tessiture originali. Una peculiare litofacies, ben documentata nei pressi del Rifugio Dibona, è costituita da calcareniti oolitico-bioclastiche, con variabile componente terrigena, localmente dolomitizzate, in corpi di circa 15-20 m di spessore, caratterizzati da stratificazione obliqua a grande scala, con angoli di 15-30 gradi. Si tratta probabilmente di forme di progradazione di corpi litorali a partire dagli alti rappresentati dalle precedenti scarpate cassiane, anche se in passato hanno ricevuto diverse interpretazioni (p. e., forme di crescita legate a faglie distensive sinsedimentarie). Nel complesso, l'intervallo considerato sembra presentare una considerevole variabilità laterale di facies, unificate però dal generale contesto di acque basse e dalle condizioni francamente marine.

c) Segue un intervallo essenzialmente dolomitico, di spessore variabile da zero ad alcune decine di metri, in banchi massicci bioturbati nella parte inferiore, ben stratificato, a volte con interstrati marnoso-argillitici verdastri e livelli a

stromatoliti nella parte alta. Suoli carbonatici, a volte polifasici, possono marcare il tetto dell'unità, suggerendo ripetute fasi di esposizione subaerea; questo intervallo può essere estremamente sottile o mancare del tutto a tetto delle piattaforme cassiane (litozona D in PRETO & HINNOV, 2003).

d) Segue, con un contatto da graduale a netto (in funzione della collocazione paleogeografica), una successione costituita da arenarie, peliti, calcareniti ibride, subordinati conglomerati con clasti di basamento ma anche carbonatici: questo intervallo corrisponde alle "Areniti del Di Bona" di BOSELLINI *et alii* (1982) e agli Heiligenkreuz Schichten p.p. di KOKEN (1913). La parte inferiore dell'unità è costituita da una complessa alternanza di arenarie e calcareniti, talora fossilifere, con *Trigonodus*, *Physocardia* ed altri molluschi (RUVINETTI, 2005, POSENATO & RUVINETTI, 2002; POSENATO *et alii*, 2005), con peliti scure, talora ricche in minuti grani di ambra (GIANOLLA *et alii*, 1998b, RAGAZZI *et alii*, 2006); le litologie più grossolane formano corpi da sub-metrici a metrici, e presentano strutture deposizionali sia da onda (*hummocky*) che da corrente. È da segnalare un peculiare orizzonte, di spessore metrico, presente nella stessa posizione stratigrafica in numerose sezioni, da quella tipo di Santa Croce (Pederoa) al Rifugio Dibona, ecc.; tale orizzonte, prevalentemente carbonatico, mostra una stratificazione tipo *flaser*, *wavy* e *lenticular*, con sottili lenti e livelli carbonatici con geometria da *ripple*, separati da veli e/o intervalli pelitici: il classico modello di stratificazione dei depositi di piana intertidale; nella parte medio alta di questo sottile intervallo è intercalato uno strato decimetrico di breccia intraclastica, con clasti derivanti dalle litofacies citate: si tratta di uno strato di tempesta messo in posto su una piana tidale, e la sua ampia distribuzione geografica ne fa un eccellente strato-guida per correlazioni litostratigrafiche. Nel complesso, l'evoluzione verticale dell'unità è caratterizzata da un trend trasgressivo fino alla sua parte medio superiore, dove il *maximum flooding* è documentato da un sottile livello di calcari nodulari, che localmente contengono rare faune ad ammonoidi (DE ZANCHE *et alii*, 2000; STEFANI *et alii*, 2004). Segue una successione di calcari/dolomie arenacee e/o arenarie di colore grigio, in strati da centimetrici a decimetrici, con laminazione piano-parallela, *hummocky*, subordinata stratificazione incrociata. Da questo livello verso l'alto, seguendo un trend complessivamente regressivo si passa ad arenarie, calcareniti e dolomie arenacee a stratificazione incrociata, che fanno transizione all'unità successiva. Lo spessore dell'unità varia da circa 50-60 m in corrispondenza dei bacini cassiani, a 20-25 m a tetto delle piattaforme cassiane, ove spesso si sovrappone direttamente ai depositi di *platform top* più o meno carsificati, senza l'interposizione delle sottostanti unità della formazione.

e) Si tratta dell'unità di tetto della formazione di Heiligkreuz ed è costituita da calcareniti ibride, prevalentemente oolitico-bioclastiche, con considerevole frazione terrigena grossolana in gran parte rappresentata da quarzo; dolomie arenacee, verosimilmente derivanti dal litotipo precedente; arenarie con cemento

carbonatico. Le strutture deposizionali sono rappresentate prevalentemente da stratificazione incrociata bisensoriale; i *set* individuali hanno mediamente spessori decimetrici (10-50 cm), geometria lenticolare o sigmoidale e contatti mutualmente erosivi. La considerevole competenza dei litotipi che costituiscono questo intervallo fa sì che esso sia rappresentato da un banco morfologicamente preminente, ben visibile nel paesaggio (p. es., lungo tutto il versante meridionale del massiccio del Lagazuoi e delle Tofane, Fig. 15). Variazioni laterali di facies portano a depositi più fini (*packstone* e *grainstone* a peloidi e minuti bioclasti), meno influenzati da strutture di alta energia, verso il bacino di Cortina, ove il substrato della formazione è rappresentato dalla Formazione di San Cassiano. Nell'area Lagazuoi-Tofana di Rozes lo spessore medio dell'unità è di circa 25-30 m, indipendentemente dal substrato della formazione. Lo stesso spessore è localmente documentato nell'area tipo della formazione (Santa Croce-Heiligkreuz), ove però si presenta spesso fortemente ridotto da erosione e/o paleocarsismo che hanno interessato l'unità prima della deposizione della sovrastante formazione di Travenanzes. Spessori minori, inferiori ai 10 m, si registrano in aree adiacenti, come i Lastoi di Formin (PRETO & HINNOV, 2003).

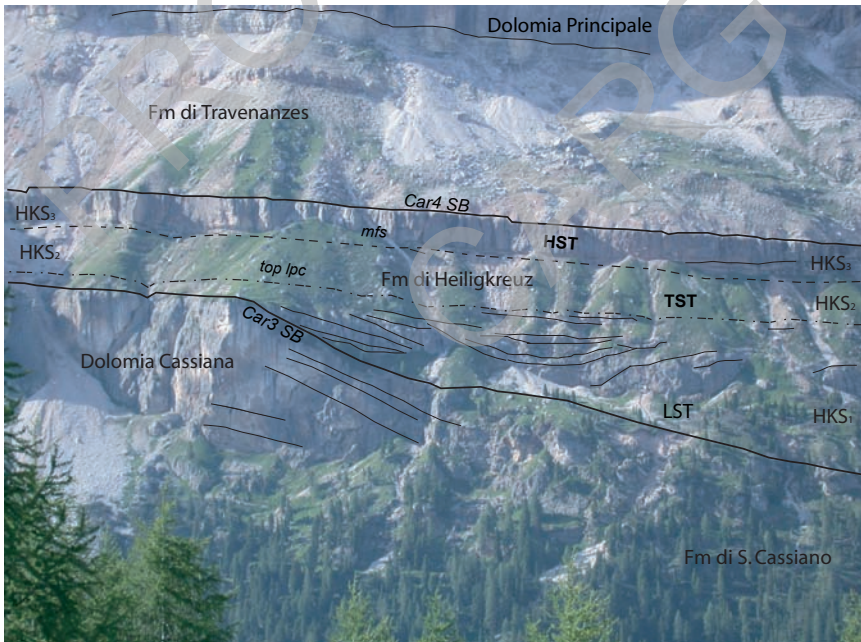


Fig. 15 – Panoramica del versante meridionale della Tofana di Rozes vista dalle 5 Torri. In evidenza le caratteristiche geometrie deposizionali della formazione di Heiligkreuz. Si noti come il livellamento paleo-topografico avvenga con la deposizione di HKS₁.

Variazioni laterali. La successione sopradescritta si può applicare, con qualche attenzione dovuta alle variazioni di facies e di contesto paleogeografico-paleostrutturale, all'area dell'Alta Badia (area-tipo di Santa Croce-Heiligkreuz), alla località "Tra i Sass" (tra il Passo di Valparola ed il Passo del Falzarego), a tetto delle piattaforme cassiane del Lagazuoi e del Col dei Bos (ove però mancano le unità basali, per via del contesto paleogeografico di alto topografico rappresentato dai corpi di piattaforma), sotto la Tofana di Rozes (esempio classico, la sezione del Rifugio Dibona), in entrambi i versanti della Valle Boite (Rifugio San Marco; Rio Cuzze, presso Borca di Cadore), ecc.

Significative variazioni laterali, sia di facies sedimentaria che di architettura stratigrafica dell'intera formazione, sono documentate nell'ambito del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo e dei fogli adiacenti (p.e., il Foglio 016 Dobbiaco ed il Foglio 046 Longarone, rispettivamente a nord ed a sud del Foglio 029 Cortina).

Citiamo qui tre principali successioni alternative, ma comunque correlabili con maggiori o minori difficoltà alla successione sopradescritta.

i) A tetto della cd. "Piattaforma del Nuvolau" *sensu* BOSELLINI *et alii* (1982), cioè su tutta la vasta area di piattaforma a letto dei sovrascorrimenti del Falzarego, compreso il gruppo del Sett Sass, affiora, inclusa tra i depositi di piattaforma interna degli edifici carbonatici cassiani (DCSa) a letto e la formazione di Travenanzes a tetto, una successione terrigena, costituita prevalentemente da arenarie da fini a grossolane, associate a minori peliti e marne nella parte inferiore dell'unità. Gli affioramenti più noti e ben esposti sono al Passo del Falzarego. Lo spessore non supera i 30 m. La parte inferiore dell'unità è spesso coperta; è tuttavia possibile ricostruire le grandi linee dell'evoluzione sedimentaria dell'unità, caratterizzata nei 20 m circa inferiori da marne-siltiti bioturbate alternate ad arenarie grigie, talora con fossili (p.e., *Trigonodus*), organizzate in cicli *coarsening upward* di pochi metri di spessore. Verso il tetto la frazione arenacea aumenta significativamente; la parte superiore dell'unità per uno spessore di 5-6 m è costituita da arenarie medio-grossolane in strati lenticolari da centimetrici a decimetrici, con *cross bedding* bisensoriale, a volte con veri e propri *herringbone*, a testimonianza di un controllo tidale sulla deposizione. Questa unità corrisponde alle arenarie del Falzarego di BOSELLINI *et alii* (1982); è correlabile, sulla base dei rapporti stratigrafici e delle facies deposizionali, alle unità (d) ("areniti del Dibona"), forse con elisione dei termini inferiori, ed (e) della successione standard sopra descritta.

ii) In un vasto settore del bacino cortinese, approssimativamente ad ovest di Mietres ed estesa a tutto il versante meridionale del gruppo Pomagagnon-Cristallo, nonché al fianco nord-occidentale del Faloria, la formazione di Heiligkreuz giace sulla Formazione di San Cassiano, e comprende quindi le unità basali (a), (b) e, con variazioni di facies in senso nettamente bacinale, la (c); non è documentato il forte apporto terrigeno grossolano che caratterizza l'unità (d) ("areniti del Dibona"), né è evidente la presenza di paleosuoli o altre testimonianze di prolun-

gata esposizione subaerea. Al posto dell'intervallo (d) si incontra una litozona, dello spessore di 10-15 m, caratterizzata da calcari micritici (*packstone* e *wackestone* con lamellibranchi a guscio sottile e radiolari calcitizzati), in strati di 5-20 cm di spessore, dai giunti frequentemente nodulari per bioturbazione, con minori interstrati marnoso-pelitici di colore grigio-scuro ed intercalazioni, parimenti subordinate di calcari marnosi. A tetto, la successione evolve verso dolomie/calcari dolomitici, a volte con moderatissimo contenuto terrigeno grossolano, che, salendo nella serie, sono caratterizzate da stratificazione incrociata bisensoriale, richiamando così le facies tipiche dell'unità (e) della serie-tipo. Seguono in continuità, verso l'alto, dolomie fini alternate a livelli stromatolitici, a volte con sottili orizzonti argillitici varicolori associati ai livelli stromatolitici (possibili paleosuoli). Il limite superiore con la formazione di Travenanzes è mal definito in tutta l'area del Monte Cristallo, in parte a causa delle coperture e della tettonica, in parte perché le litofacies a tetto della formazione di Heiligkreuz sono piuttosto simili a quelle alla base della formazione di Travenanzes.

Il problema principale posto da questo tipo di successione è rappresentato dalla scomparsa repentina, su una base geografica attuale, degli apporti terrigeni grossolani, che è osservabile spostandosi da ovest ad est nella conca ampezzana: poco più di un chilometro separa successioni radicalmente diverse. Si deve considerare che se anche le successioni tipo Pomagagnon-Cristallo presentano un carattere più bacinale (e questo giustificherebbe l'assenza di tutte le litofacies legate a condizioni peritidali ed esposizioni subaeree), un'area di bacino raccordata con continuità ai sistemi costieri delle "areniti del Dibona" avrebbe dovuto funzionare da trappola per i depositi terrigeni, sia per messa in posto tempestiva che, eventualmente, torbida. Questo non si verifica, il che potrebbe significare che tra i due domini paleogeografici esisteva una soglia in grado di bloccare gli apporti terrigeni grossolani verso est (ipotesi tutta da dimostrare, allo stato attuale delle ricerche, e comunque di difficile modellizzazione). La tettonica ha giocato comunque un ruolo importante in quanto tutte le unità a vocazione bacinale si trovano a tetto del lineamento tettonico ovest-vergente del Boite (vedi sezione geologica B-B').

Un secondo problema è rappresentato dalla parte superiore delle successioni tipo Pomagagnon-Cristallo, che chiudono con depositi peritidali ricchi in superfici di esposizione subaerea, in netto contrasto con le facies bacinali della parte inferiore delle serie. D'altro canto, bisogna considerare che nell'area di Santa Croce/Heiligkreuz, ove la formazione di Heiligkreuz poggia su substrato cassiano bacinale (KEIM *et alii*, 2001), il tetto dell'unità è profondamente incassato ed eroso al punto che localmente l'unità (e) si riduce a pochi metri di spessore contro una media di circa 30 m. La considerazione che ne segue è che l'eredità paleogeografica cassiana, se è fondamentale per l'organizzazione delle unità basali della formazione di Heiligkreuz, non ne influenza tutta l'evoluzione; la paleogeografia del

segmento superiore della formazione viene modificata significativamente rispetto all'eredità cassiana, verosimilmente da tettonica sinsedimentaria, i cui trend sono però ancora da ricostruire.

iii) La terza ed ultima “provincia” di facies occupa principalmente il settore nord-orientale delle Dolomiti (Foglio 016 Dobbiaco) e solo marginalmente il Foglio 029 Cortina d'Ampezzo (p.e., a nord dei Cadini). In queste aree, le successioni che si sovrappongono alla Formazione di San Cassiano presentano alla base le unità (a) e (b) sopradescritte; nel caso dell'Alpe di Specie sono famose le associazioni di organismi costruttori che danno luogo a *patch reefs* di spessore da decimetrico a metrico alla base dell'unità (b), in cui è a volte preservata, almeno in parte, la originaria mineralogia aragonitica degli scheletri (RUSSO *et alii*, 1991). Segue una successione dolomitica con minori intercalazioni centimetriche marnoso-pelitiche, varicolori molto simile all'intervallo (c) di PRETO & HINNOV, (2003). Lo spessore complessivo in genere non supera il centinaio di metri. Risulta piuttosto problematico stabilire correlazioni di dettaglio tra questa monotona successione carbonatica e le unità superiori della cosiddetta “successione standard”, anche se entrambe sono ricoperte a tetto dalla formazione di Travenanzes.

Suddivisione in membri. I dati sedimentologici e stratigrafici forniti nelle pagine precedenti vanno necessariamente inquadrati in uno schema litostatigrafico utilizzabile in campagna per il rilevamento. Si rendono quindi obbligatorie delle scelte di semplificazione della complessità delle successioni reali (Fig. 16), che si incontrano sul terreno, anche forzando in qualche caso le regole di procedura stratigrafica. L'unità (a), che affiora solo eccezionalmente e che ha una forte somiglianza (sia pure superficialmente) con la Formazione di San Cassiano, non viene in questa sede distinta cartograficamente dalla formazione sottostante, anche se dovrebbe esserlo seguendo criteri stratigrafico sequenziali. La cosiddetta “successione standard” del settore occidentale del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo può essere suddivisa in tre membri cartografabili, di cui diamo di seguito i caratteri diagnostici (anche a costo di qualche ripetizione); dal basso verso l'alto, sono:

6.1.1. - *Membro di Borca* (HKS₁)

Corrisponde alle unità (b) e (c) sopra descritte, anche se a rigor di logica, dal punto di vista stratigrafico-sequenziale, dovrebbe comprendere anche i depositi argillitici scuri a faune salmastre e dulciacquicole dell'unità (a), qui annesse per semplicità al tetto della Formazione di San Cassiano; si tratta di una unità piuttosto complessa e variabile lateralmente, prevalentemente costituita da calcari dolomitici, dolomie arenacee e areniti ibride ben stratificate con frequenti interstrati pelitici; alla base sono talora presenti *boundstone* a spugne, stromatoporidi e coralli coloniali, seguiti da dolomie/calcari dolomitici bioturbati con faune a

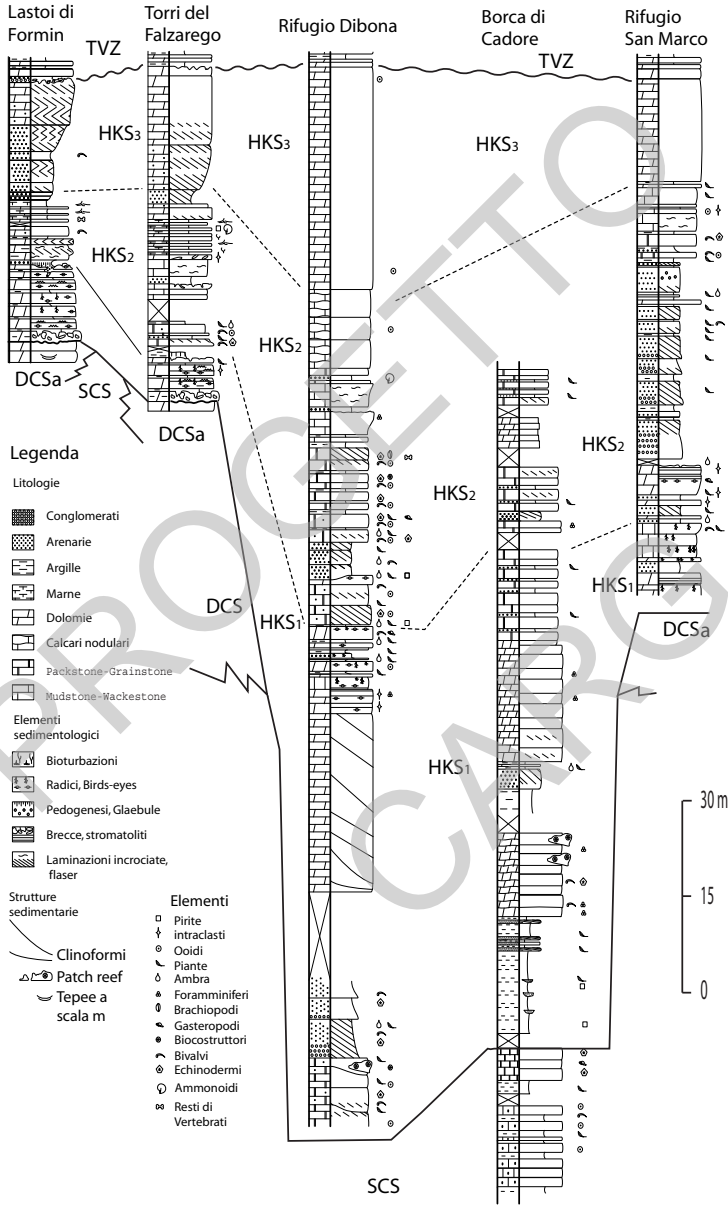


Fig. 16 – Correlazioni stratigrafiche tra alcune sezioni di HKS, mostranti le forti variazioni laterali della formazione (mod. da PRETO & HINNOV, 2003 e STEFANI et alii, 2004)

molluschi bentonici. A tetto prevalgono dolomie ben stratificate, con interstrati marnosi centimetrici grigi o verdastri, organizzate in cicli peritidali con orizzonti stromatolitici, a tetto chiusi da suoli policiclici. Le sezioni più rappresentative del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo sono quelle di Rio Cuzze (Borca di Cadore), del Torrente Costeana, del Rifugio Dibona e del Rio Fedare.

Fossili: bivalvi (*Trigonodus*, *Physocardia*), nautiloidi e rari ammonoidi (*Austrotrachyceras* sp., *Paratrachyceras hofm.anni*), abbondanti resti di piante (*Sphenophyta* e *Coniferales*). Al tetto del membro sono state rinvenute impronte di tetrapodi (AVANZINI ET ALII, 2000).

6.1.2. - Membro delle areniti del Dibona (HKS₂)

Corrisponde all'unità (d) ed è costituito da conglomerati poligenici, arenarie scure a stratificazione incrociata, peliti nocciola, grigie o nerastre, con frequenti intercalazioni calcaree (da micritiche a ruditiche, progressivamente più frequenti verso nord ed est). Frequenti i resti vegetali, a volte rappresentati da livelli centimetrici di carbone. Le sezioni di riferimento per il Foglio 029 Cortina d'Ampezzo sono quelle del Lagazuoi, Col dei Bos, Rifugio Dibona, Lastoi di Formin, Rio Fedare e del Rifugio San Marco.

I fossili sono rappresentati da bivalvi (fra cui *Lopha montiscaprilis*, *Physocardia ogilviae*, *Cornucardia hoernigi*, *Costatoria vestita*, ecc), brachiopodi, rari ammonoidi (*Shastites* sp.), coralli, spugne ed abbondanti resti di piante (*Sphenophyta* e *Coniferales*).

6.1.3. - Membro del Lagazuoi (HKS₃)

Corrisponde all'unità (e) ed è costituito prevalentemente da dolomie arenacee, arenarie a cemento carbonatico, doloareniti/calcareniti oolitico-bioclastiche di colore grigio e nocciola, con stratificazione incrociata bisensoriale. Verso est passa gradualmente a calcareniti fini e micriti. Nella parte alta, può presentare un'organizzazione in cicli peritidali chiusi a tetto da livelli stromatolitici. Le sezioni di riferimento per il foglio affiorano al Lagazuoi, Col dei Bos, Lastoi di Formin e Rifugio Dibona. Le successioni pressoché integralmente terrigene costituite da prevalenti arenarie di colore da grigio a rossastro a stratificazione incrociata bisensoriale ed *hummocky*, inquadrare nelle cosiddette "Arenarie del Falzarego" da BOSELLINI *et alii* (1982) e qui considerate laterali dei membri delle areniti del Dibona e del Lagazuoi sono state inserite nel HKS3. Affioramenti significativi si hanno al Passo del Falzarego (che può essere considerata la sezione di riferimento), presso il lago di Valparola e alla Forcella del Nuvolau.

Infine, per le successioni affioranti nel comparto nord-orientale del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, in cui diventa problematica una netta suddivisione in membri, si è adottato il criterio di cartografare la formazione non suddivisa in unità di rango inferiore.

Fossili ed età. La Formazione di Heiligkreuz è datata al Carnico Superiore; giace sopra livelli della Formazione di San Cassiano attribuiti alla Zona ad Austriacum (MASTRANDREA, 1998; BIZZARINI 2000); sulla base di sporadici ma significativi rinvenimenti di faune ad ammonoidi nell'area Lagazuoi-Col dei Bos nonché dell'Ospizio di Heiligkreuz/Santa Croce, il limite Julico/Tuvalico dovrebbe cadere all'interno delle arenite del Dibona (parte alta) (PRETO & HINNOV, 2003). Le associazioni a pollini confermano a loro volta un'età compresa tra lo Julico superiore e il Tuvalico inferiore (ROGHI, 2004).

7. - SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA DEL TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE

I depositi del Carnico sommitale e del Norico sono indicativi di una significativa riorganizzazione della paleogeografia della futura area alpina (BOSELLINI, 1973). Mentre l'intervallo Anisico-Carnico è caratterizzato, nell'area delle Dolomiti, da una estrema variabilità ambientale, anche a breve raggio, verosimilmente controllata da un'attiva tettonica sinsedimentaria, con il Carnico superiore-Norico si afferma uno schema paleogeografico caratterizzato da lente e graduali variazioni laterali. Al tempo della deposizione della Dolomia Principale, l'intero dominio sudalpino viene incorporato in un sistema deposizionale peritidale, con ampie lagune e piane di marea che si estendono per centinaia di chilometri sia in direzione nord-sud che est-ovest. Le terre emerse erano localizzate a sud e sud-ovest (es., il Triassico germanico della Sardegna); il margine della piattaforma e il passaggio al mare aperto sono documentati verso il bacino sloveno a nord est (COUSIN, 1973; BUSER, 1989, SCHLAF *et alii*, 1997; DE ZANCHE *et alii*, 2000; GIANOLLA *et alii*, 2003) e nel "Dachstein Kalk" delle falde australpine superiori (STAMPFLI *et alii*, 1991).

7.1. - FORMAZIONE DI TRAVENANZES (TVZ))

La presente formazione corrisponde agli "Strati di Raibl" Auctorum (più recentemente formazione di Raibl) dell'area delle Dolomiti, della Val d'Adige e della Val di Non (*Raibler Schichten*, HAUER, 1855; RICHTHOFEN, 1860; revisionato da PISA *et alii*, 1980 con la riproposizione in versione "Dolomiti" del gruppo di Raibl, già istituito da ASSERETO *et alii* (1968) per il Tarvisiano.

Il cambio di denominazione formazionale proposto in queste note è dovuto al fatto che nella storica area di Raibl (Cave del Predil e dintorni, in prossimità del confine tra Italia, Austria e Slovenia, pochi chilometri a sud di Tarvisio), da cui deriva il nome di “Strati di Raibl”, non è affatto presente l’unità stratigrafica che nelle Dolomiti ha ricevuto il nome di “Strati di Raibl” o “formazione di Raibl”, con cui si intende una successione essenzialmente post-cassiana costituita da depositi da paralici a lagunari e/o marini di acque basse, dominati da peliti varicolori e da dolomie chiare a grana fine, in genere sterili o con rare faune a *Megalodon* nella parte alta, alla transizione con la sovrastante Dolomia Principale. Il cd. “Gruppo di Raibl” (sensu ASSERETO *et alii*, 1968) del Tarvisiano corrisponde in gran parte alla successione cassiana delle Dolomiti, sia per facies che per età (p.e., c’è una corrispondenza pressochè completa tra formazione di Rio del Lago e Formazione di San Cassiano); recentemente inoltre DE ZANCHE *et alii*, 2000, hanno dimostrato l’equivalenza tra la formazione di Tor del Tarvisiano e la formazione di Heiligkreuz delle Dolomiti).

Nel Tarvisiano, a tetto della dolomia della Portella, affiora una successione di bacino ricca in torbiditi e detriti carbonatiche grigie alternate a marne nerastre (formazione di Carnitza, LIEBERMAN, 1979; 1980), che passa lateralmente a depositi carbonatici clinostratificati di scarpata, inquadrabili, in assenza di un miglior opzione litostratigrafica, in una peculiare litofacies della Dolomia Principale (cf. COZZI & PONTON, 2000; DE ZANCHE *et alii*, 2000; GIANOLLA *et alii*, 2003). Niente a che vedere con gli “Strati di Raibl” Auct. di gran parte del Sudalpino, caratterizzati, come si è detto, da depositi di piana costiera e di acque basse dominati da peliti varicolori e dolomie chiare afanitiche. Si pone quindi il problema di cambiare un nome formazionale entrato nell’uso da più di un secolo; la sostituzione con il termine “formazione di Travenanzes” non è delle più felici, in quanto la località che dà il nome alla formazione presenta sì degli affioramenti rappresentativi, ma non consente di misurare una sezione-tipo. È tuttavia l’unico nome che abbia qualche precedente storico: come “Argilliti di Travenanzes” è stato usato da BOSELLINI *et alii* (1996) per designare la stessa successione stratigrafica qui analizzata. La formazione di Travenanzes è costituita in prevalenza da peliti e marne varicolori (verdi, rosse, violette, grigie) alternate a dolomie afanitiche chiare; litotipi subordinati, almeno nell’ambito del Foglio 029 Cortina d’Ampezzo, sono rappresentati da sottili livelli di arenarie verdi e grigie e di conglomerati di colore rossastro, a clasti in gran parte derivanti da un basamento cristallino (quarzo metamorfo, ecc.), in genere concentrati nella parte bassa della formazione. Su una porzione limitata dell’area del foglio è presente un intervallo evaporitico a gessi laminati alternati a dolomie e peliti (p.e., sezione del Rifugio San Marco, base della Tofana di Rotzes, lembi “raibliani” coinvolti nei sovrascorrimenti del Cristallo). Non esistono studi recenti di dettaglio sulla sedimentologia della formazione di Travenanzes, sulla sua paleogeografia ed evoluzione nel tempo. È

quindi difficile fornire una successione verticale standard di questa unità. In linea di massima, comunque, i litotipi terrigeni grossolani (conglomerati ed arenarie) caratterizzano la parte inferiore della formazione e sono quantitativamente più importanti nel settore meridionale del foglio, ove possono presentare chiari indizi di deposizione in contesti continentali; più a sud del limite meridionale del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo (Passo Duran, territorio incluso nel foglio 046 Longarone) sono chiaramente riconoscibili sequenze di barra di meandro, mentre nei dintorni di Perarolo si osservano corpi arenaceo-conglomeratici clinostratificati interpretabili come delta di acque basse. Segue la classica successione di litotipi "raibliani", che nel settore nord del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo possono poggiare direttamente, con contatto disconforme o paraconcordante, sulla formazione di Heiligkreuz: si tratta di peliti e/o marne variegiate, prevalentemente rosse o verdi, alternate a dolomie afanitiche sterili in strati da centimetrici a decimetrici, dai giunti da piano-paralleli ad ondulati; sono localmente presenti minori intercalazioni di arenarie grigie e verdi, in strati centimetrici/decimetrici (Fig. 17). L'assenza di fossili e di strutture deposizionali ben leggibili rende ardua l'analisi di facies; una possibile interpretazione ambientale è che si tratti di depositi di piana costiera, dominati dalle peliti, in cui i livelli carbonatici rappresenterebbero il record di ingressioni marine. Verso l'alto, nei carbonati (dolomie) si alternano livelli decimetrici bioturbati, talora fossiliferi (con *Megalodon* spp. e altri bivalvi) e livelli stromatolitici, secondo uno stile deposizionale che prelude alla ciclicità peritidale della sovrastante Dolomia Principale, anche se continuano ad essere presenti livelli pelitici. Come si è detto, inoltre, nella parte medio-alta della formazione possono essere intercalati livelli di evaporiti solfatiche nodulari e/o laminate, alternate a dolomie e peliti; queste litofacies, indicative di clima arido, sono rappresentative di ambienti di *sabkha* costiera e di laguna ristretta.

La successione verticale descritta sopra è puramente indicativa, in quanto la formazione di Travenanzes è caratterizzata da frequenti variazioni laterali di facies, verosimilmente imputabili a tettonica distensiva sinsedimentaria, di cui esistono evidenze alla scala dell'affioramento sotto forma di piccoli graben o di faglie normali sature da depositi appartenenti alla stessa formazione.

Il limite inferiore con la formazione di Heiligkreuz è netto e frequentemente disconforme, marcato da livelli di breccie di controversa interpretazione: in qualche caso sembra trattarsi di riempimenti di cavità paleocarsiche; in altri casi, l'organizzazione interna dei depositi suggerisce un trasporto in massa (Fig. 18), il che implica l'esistenza di un gradiente altimetrico, verosimilmente legato all'attivarsi di una significativa tettonica sinsedimentaria. Il limite superiore con la Dolomia Principale è transizionale, con sostituzione graduale dei calcari dolomitici e dolomie bianco-verdastre o rosate, intercalate a peliti grigio-verdi, da parte di dolomie a grana fine, di colore bianco sporco, che passano a dolomie bianche stromatolitiche inserite in cicli peritidali metrici.



Fig. 17– Parte superiore della fm. di Travenanzes verso il contatto con la Dolomia Principale (Valle di Travenanzes)

Nell'area del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, lo spessore della formazione può variare da pochi metri a circa 150 m.

Età: alla formazione di Travenanzes è attribuita tradizionalmente, per inquadramento stratigrafico, un'età carnica superiore (Tuvalico p.p.), confermata dal ritrovamento di faune ad Ammonoidi indicative del limite Julico-Tuvalico nella parte medio-alta del membro delle arenite del Dibona della formazione di Heiligkreuz. L'associazione a palinomorfi della formazione di Travenanzes nella sezione del Rifugio San Marco data da *Bisaccates* ind.; *Spiritisporites spirabilis* SCHEURING, 1970; *Vallasporites ignacii* LESCHIK, 1956, *Ovalipollis pseudoalatus* (THIERGART, 1949) SCHUURMAN, 1976; *Klausipollenites schaubergeri* (POTONIÉ & KLAUS) JANSONIUS 1962; *Camerosporites secatus* LESCHIK, 1956 emend. SCHEURING 1978; *Paracirculina quadruplicis* SCHEURING, 1970; *Duplicisporites verrucosus* LESCHIK, 1956 emend. SCHEURING, 1978; *Granuloperculatipollis rudis* (VENKATACHALA & GÓCZÁN, 1964) emend. SCHEURING, in MOSTLER, *et alii*, 1978; *Praecirculina granifer* (LESCHIK, 1956) KLAUS, 1960; *Riccisporites* cf. *R. tuberculatus* LUNDBLAD 1954; *Riccisporites* sp., è tipica del Tuvalico (ROGHI, 2004).



Fig. 18 – Lagazuoi. Breccie e corpi caotici al tetto di HKS3.

7.2. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

La cosiddetta Dolomia Principale (*Dachsteinkalk und Dolomit* di HAUER, 1853; *Hauptdolomit* di GÜMBEL, 1857) costituisce un esteso e potente piastrone presente su gran parte del Sudalpino e oltre, (p.e., Dinaridi settentrionali, Alpi Calcaree Settentrionali, Transdanubian Range), caratterizzato da una grande omogeneità laterale di facies (prevalentemente peritidali), indipendentemente dalle variazioni di spessore, che può oscillare dai poco più di 200 m del Gruppo del Sella ai circa 2000 m del futuro bacino bellunese. Nell'ambito del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, la Dolomia Principale affiora estesamente nel gruppo delle Tofane (Fig. 19), Monte Cristallo, Marmarole, Massiccio dell'Antelao, Monte Pelmo. Anche in questa area si assiste a considerevoli variazioni di spessore, con valori massimi a nord e ad est (p.e., 800-1000 m nelle Tofane e Altopiani Ampezzani), che si riducono a poche centinaia di metri a sud-ovest (Monte Pelmo), il che suggerisce un *pattern* di subsidenza piuttosto articolato, che sarebbe interessante mettere a confronto con la successiva paleogeografia e tettonica sinsedimentaria giurassica. La formazione è prevalentemente costituita da dolomie di colore chiaro, da grigie a biancastre, ben stratificate; si alternano ciclicamente livelli a stratificazione pluridecimetrica, bioturbati, talora fossiliferi, a bivalvi (*Neomegalodon* spp.) e gasteropodi (*Worthenia* sp.) e livelli a stromatoliti, generalmente a stratificazione più sottile, che possono presentare evidenze di esposizione subaerea più o meno prolungata sotto forma di *mud-cracks* e piccoli *tepee*. L'interpretazione classica

di BOSELLINI (1967), che riprende l'allora recentissima definizione dei ciclotemi loferitici da parte di FISCHER (1964), è che si tratti di cicli peritidali, in cui i livelli bioturbati e fossiliferi rappresentano i depositi subtidali di laguna, mentre i livelli a stromatoliti rappresentano i depositi del *tidal flat* vero e proprio, ed in particolare il settore di piana di marea che va dall'intertidale alto al sopratidale. Va rilevato che gli orizzonti sopratidali contengono localmente impronte di tetrapodi, tra cui le "piste" di dinosauri del Pelmetto (MIETTO, 1988).

Un'interpretazione genetica della ciclicità della Dolomia Principale in termini milankoviani è stata proposta da HARDIE *et alii* (1986) e BOSELLINI & HARDIE (1988), che hanno inoltre rivisto la stratigrafia della formazione distinguendo diverse unità sovrapposte. Infatti, come messo in rilievo da SIORPAES (1990), in accordo con BOSELLINI & HARDIE (1988), nel settore settentrionale del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, tra Pederù e Fodara Vedla, la successione verticale della Dolomia Principale consiste di tre unità principali:

- l'unità inferiore, sempre ben stratificata, è rappresentata dalla classica successione peritidale della Dolomia Principale, in cui sono riconoscibili cicli *shallowing-up* a scala metrica culminanti in orizzonti stromatolitici; raggiunge localmente lo spessore di 400-500 m;

- l'unità intermedia, della potenza di circa 300 m, è costituita da dolomie a stratificazione mal distinguibile, verosimilmente bioturbate, formanti bancate di circa 4-5 m di spessore; il tetto di queste bancate è caratterizzato da livelli di breccie pisolitiche con associate strutture a *tepee*; si tratta di veri e propri suoli carbonatici, interpretati da HARDIE *et alii* (1986) e BOSELLINI & HARDIE (1988) come il risultato della diretta esposizione subaerea dei depositi subtidali (lagunari), senza la progradazione dell'adiacente *tidal flat*, che nell'unità inferiore è responsabile della formazione dei cicli *shallowing-up*; tali cicli, definiti "cicli diagenetici" dagli Autori citati, registrerebbero regressioni forzate guidate dalla ciclicità milankoviana;

- l'unità superiore (spessore 150-200 m) è costituita da una successione ciclica di dolomie peritidali, del tutto simili a quelle che compongono l'unità inferiore. La parte più alta di quest'ultima litozona è costituita da dolomie bianche, talora con una debole colorazione rosata, cristalline, a grana saccaroide.

La tripartizione sopra esposta è stata riconosciuta da BOSELLINI & HARDIE (1988) unicamente nella zona compresa tra il torrente Boite e il torrente Gadera, mentre nelle restanti Dolomiti e nelle Prealpi Venete la Dolomia Principale è suddivisibile in due sole unità, corrispondenti rispettivamente a quella inferiore (a cicli peritidali) e a quella intermedia (a "cicli diagenetici") della successione sopra descritta. Come si è detto, il limite inferiore della Dolomia Principale è transizionale con la sottostante fm. di Travenanzes, ed avviene per progressiva riduzione (fino alla scomparsa pressochè totale) del contenuto terrigeno fine intercalato a dolomie chiare alternativamente fossilifere e stromatolitiche.

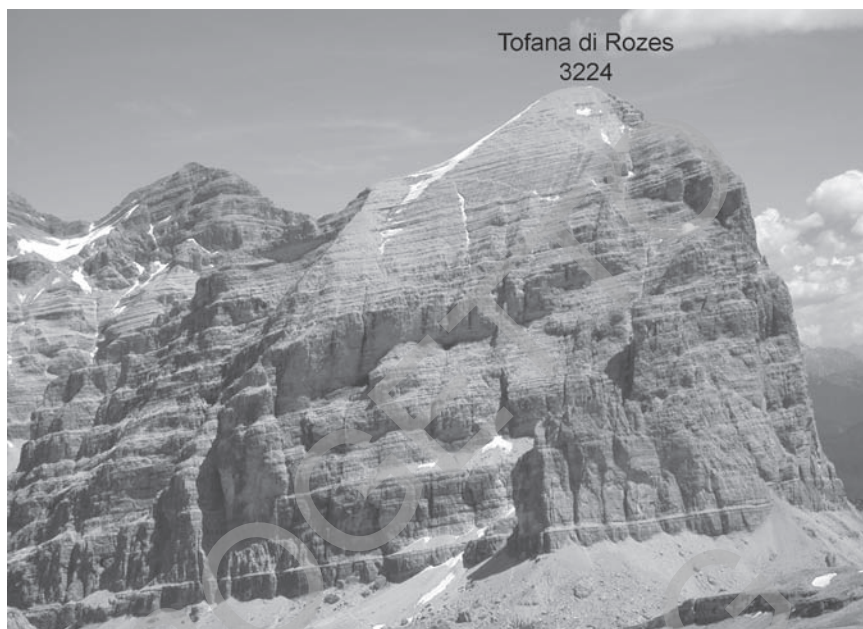


Fig. 19 – La spettacolare parete della Dolomia Principale della Tofane di Rozes formata da una successione peritidale potente un migliaio di metri.

Più problematica è l'interpretazione del limite superiore con il Gruppo dei Calcari Grigi, frequentemente marcato da livelli di breccie carbonatiche già segnalati e studiati da vari Autori (p.e., HOUTEN, 1930, a proposito del Monte Pelmo), che ne attribuivano la genesi a emersioni ed erosioni avvenute prima dell'inizio della deposizione dei calcari retico-liassici.

Secondo STORPAES (1990), il passaggio dalla Dolomia Principale al Gruppo dei Calcari Grigi nell'area degli Altopiani Ampezzani può essere così descritto:

- dolomie cristalline chiare a grana zuccherina attribuite alla parte sommitale della Dolomia Principale;
- seguono orizzonti di breccie dolomitiche, a loro volta sormontati da livelli di breccie miste a clasti dolomitici e calcarei.

Le breccie dolomitiche sono costituite da clasti eterometrici di laminiti (dolomie stromatolitiche) variamente orientati in matrice dolomitica. Secondo STORPAES (1990) deriverebbero dalla sovrapposizione di più "cicli diagenetici" e appartenerebbero quindi ancora alla Dolomia Principale; il limite con il Gruppo dei Calcari Grigi ("Calcere di Dachstein" in STORPAES 1990) deve essere quindi posto alla comparsa dei primi strati sicuramente calcarei.

Le associazioni fossili della Dolomia Principale sono prevalentemente rappre-

sentate da bivalvi (Megalodontidi) e gasteropodi di scarso valore stratigrafico; la calibrazione dell'età è quindi necessariamente approssimata. Sulla base della distribuzione verticale delle faune bentoniche (ed in particolare dei Megalodontidi), la formazione è stata tradizionalmente attribuita al Norico, con possibile "sconfinamento" nel Retico; sempre sulla base dei megalodonti tardo-"raibliani", la base della Dolomia Principale potrebbe essere riferita al Carnico sommitale. Sulla base dell'inquadramento stratigrafico e sequenziale la base dell'unità ha età tuvalica (Carnico superiore).

7.3. - CALCARI GRIGI (CG)

I Calcari Grigi affiorano estesamente nell'area studiata (gruppo delle Tofane, Marmarole, Massiccio dell'Antelao, Monte Pelmo, Alpe di Fanes) e costituiscono il litosoma carbonatico che ricopre la Dolomia Principale; in Dolomiti sono stati riferiti tradizionalmente all'intervallo Retico-Lias inferiore, mentre nella Piattaforma di Trento, a sud della Linea della Valsugana, si spingerebbero almeno fino al Domeriano p.p., e più precisamente alla Zona a Margaritatus.

Questa unità è costituita da prevalenti calcari, organizzati in cicli peritidali *shallowing-up*, con superfici di esposizione subaerea più o meno regolarmente spaziate, livelli di breccie intraformazionali, a volte con clasti neri, orizzonti stromatolitici, ecc.

La successione è piuttosto omogenea anche se è possibile osservare alcune minori differenze fra la porzione inferiore e quella superiore.

La parte basale è suddivisa in strati di circa 50-70 cm frequentemente amalgamati in pacchi plurimetrici. Alla base di ogni strato compaiono breccie a intra- ed extra-clasti in genere spigolosi. I clasti, da sub-centimetrici (Lago di Conturines e Cadin di Croda Rossa) a pluridecimetrici (Rif. Vandelli e Marmarole) sono costituiti da: *wackestone* di colore nocciola chiaro fino a grigio chiaro a gasteropodi, bivalvi, rari frammenti di echinodermi e ooidi, in cui la matrice può essere anche diffusamente ricristallizzata; *packstone* grigio scuro-neri a foraminiferi bentonici (*Triasina*), alghe incrostanti (*Solenopora*), piccoli gasteropodi, resti di echinodermi, peloidi e ooidi; presenti cavità a riempimento geopetale; la matrice è in genere scarsa e talvolta ricristallizzata a microsparite.

La breccia presenta in genere una matrice micritica ben preservata. Alla breccia basale segue verso l'alto un intervallo costituito da *wackestone* o *packstone* a frammenti di molluschi ed echinodermi che, nella parte più alta, presenta grossi megalodontidi e dicerocardidi con dimensioni anche superiori ai 15 centimetri. Ben osservabili sulle superfici degli strati, si presentano generalmente con le valve accoppiate senza orientazioni preferenziali e con il guscio totalmente sostituito da calcite cristallina. Nella parte bassa della successione affiorante nell'area del

Sorapis si riconoscono piccoli *patch-reef* a coralli (*Thecosmilia* sp.); analoghe segnalazioni sono state fatte anche nelle Marmarole (CASATI *et alii*, 1982).

La porzione inferiore della successione è stata tradizionalmente riferita da diversi AA. al calcare di Dachstein, (p.e., da CASATI *et alii*, 1982, nell'area delle Marmarole), ma in questa sede si è deciso di non distinguere cartograficamente, sia perchè la separazione dalla parte sommitale si fonda su variazioni delle facies carbonatiche poco marcate in affioramento sia perchè il potenziale limite è esposto in pareti pressochè inaccessibili.

Il passaggio alla porzione sommitale della successione coincide con un intervallo in cui si osservano la riduzione dello spessore degli strati, l'aumento delle intercalazioni marnose e la scomparsa dei grossi bivalvi.

La parte superiore dell'unità è costituita alla base da calcari micritici di colore da grigio scuro a grigio chiaro o nocciola con abbondanti *fenestrae*, tasche di ooliti, resti di molluschi ed echinodermi, rari foraminiferi bentonici.

Gli strati, talora amalgamati, presentano giunti paralleli talvolta debolmente ondulati e hanno uno spessore di 30-50 centimetri. A questi sono talora intercalati strati di 15-25 centimetri di laminiti carbonatico-marnose di colore biancastro che si sfaldano in lastre millimetriche e che possono essere coinvolte in strutture tipo *tepee*. Frammenti di tali laminiti possono trovarsi alla base dei cicli peritidali, come intraclasti all'interno di breccioline intraformazionali. Non mancano inoltre intercalazioni di orizzonti centimetrici di peliti grigio-verdastre.

Verso l'alto la successione si fa meno monotona per la maggior alternanza di litotipi. Gli strati, con spessore di 20-40 centimetri, presentano giunti piani e paralleli e talvolta sono amalgamati in pacchi di spessore metrico.

Si tratta di calcari micritici, bioclastici e pellett fero-oolitici di colore grigio, nocciola fino a bianco.

In sezione sottile si possono distinguere: *mudstone* di colore grigio scuro, contenenti rari granuli tra cui si riconoscono peloidi di piccole dimensioni, spicole di spugna e foraminiferi agglutinanti indeterminabili. Non mancano le cavità di dissoluzione riempite da calcite spatica e cavità geopete; la matrice micritica è localmente ricristallizzata; *packstone-wackestone* a bioclasti e peloidi, in cui i granuli riconosciuti corrispondono a *pellets*, ooidi ed altri grani rivestiti, intraclasti micritici, minuti granuli di quarzo, frammenti di bivalvi, gasteropodi ed echinodermi, foraminiferi sia porcellanacei che agglutinanti, alghe Dasycladacee e spicole di spugna; *grainstone* oolitico-pisolitici in cui la totale assenza di matrice fa presumere che si tratti di depositi ben sciacquati; 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 bivalvi. Si tratta in generale di depositi eterometrici prevalentemente bi- o trimodali mentre solo in qualche caso il deposito si presenta unimodale con ooliti equidimensionali; associati alle ooliti si trovano foraminiferi, *Globochaete*, frammenti di alghe,

intraclasti; i contatti tra i granuli presentano frequenti fenomeni di dissoluzione per pressione e il cemento è formato da calcite spatica. Ai litotipi descritti si intercalano orizzonti a lumachella e di peliti di colore rosso-verdastro.

Alla scala dell'affioramento nei *grainstone* oolitico-pisolitici si riconoscono laminazioni incrociate a basso angolo.

Il limite inferiore con la Dolomia Principale è stato ampiamente discusso nel paragrafo precedente, quello superiore con l'Encrinite di Fanes è netto; ove le lenti encrinitiche sono assenti; il limite superiore del Gruppo è rappresentato da un *hard-ground* che fa passaggio direttamente al Rosso Ammonitico Veronese (ARV).

Lo spessore dei Calcari Grigi è stimabile nell'area rilevata attorno ai 500 metri (circa 200 per la porzione inferiore e 300 per quella superiore) .

Fossili e età: L'associazione a *Triasina hankteni* ed *Aulotortus* sp., caratteristica della parte inferiore della successione, è indicativa del Retico. Più problematica è l'attribuzione cronostratigrafica della parte superiore dell'unità, storicamente riferita al Lias inferiore, ma in realtà non studiata in dettaglio dal punto di vista biostratigrafico. Sparsi ritrovamenti in detrito di blocchi calcarei contenenti grandi lamellibranchi della cd. "Facies a *Lithiotis*" indicherebbero che il tetto dei Calcari Grigi possa avere un'età che si spinge al Domeriano p.p., come nella Piattaforma di Trento.

8. - SUCCESSIONI GIURASSICO-CRETACICHE DI ANNEGAMENTO

8.1. - ENCRINITE DI FANES PICCOLA (FAS)

Con questo termine, introdotto da MASETTI & BOTTONI (1978) vengono indicati i depositi calcarenitici ricchi in resti di echinodermi che si trovano a tetto della successione carbonatica retico-liassica (Gruppo dei Calcari Grigi-CG) e a letto del Rosso Ammonitico Veronese (ARV). La sezione-tipo designata è quella di Fanes Piccola, e gli affioramenti principali ricadono, con poche eccezioni, nell'area degli Altopiani Ampezzani, che rientrano solo marginalmente nel settore nord-ovest del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo (DELFRATI *et alii*, 2000). Corrisponde al "calcare ad entrochi" di CROS (1965), che così denominava una sottile litozona già riconosciuta da AA. precedenti a tetto dei Calcari Grigi degli Altopiani Ampezzani e di altre aree delle Dolomiti, costituita da calcareniti fossilifere ricche soprattutto in brachiopodi, frammenti di crinoidi e rari cefalopodi. Dal punto di vista litologico, l'unità è costituita da calcareniti/calciruditi a crinoidi, con subordinata componente oolitica ed intraclastica, di colore bianco-rosato, che formano corpi metrici a geometria lenticolare; le strutture deposizionali sono

rappresentate da stratificazione incrociata, a volte bisensoriale, e da laminazione parallela. In sezione sottile, le microfacies dominanti sono rappresentate da *pack-stone-grainstone* ad echinodermi e intraclasti, con minori quantità di ooidi micritici. Le piastrine degli echinodermi, sempre contornate da un cemento calcitico sintassiale, costituiscono la gran parte dei granuli. In associazione foraminiferi bentonici (Nodosaridae, Frondiculariae, Trocolinae), frammenti di bivalvi e gasteropodi, spicole di spugna. Nella sezione tipo di Fanes (MASETTI & BOTTONI, 1978) l'unità FAS poggia in apparente continuità, anche se con limite netto sui Calcarei Grigi, ma sia a Ra Stua che a Fosses e sotto il Monte La Stiga (Fanes) il contatto di base è nettamente erosionale. Il limite di tetto è segnato da un deposito condensato e lacunoso di tipo *hard-ground* che a sua volta fa passaggio, con una superficie di paraconcordanza, alla lumachella a *Posidonia alpina*, primo membro della sovrastante formazione del Rosso Ammonitico Veronese.

Lo spessore è in genere esiguo, dell'ordine di pochi metri, con valori minimi di meno di 1 m (Puez) e massimi di circa 20 m; si è ritenuto comunque importante segnalare la presenza anche alla scala 1: 50.000 eseguerandone un pochino la potenza.

Nell'interpretazione di MASETTI & BOTTONI (1978) l'Encrinite di Fanes è espressione dell'inizio dell'annegamento della Piattaforma di Trento (o almeno del settore di piattaforma occupato dalle Dolomiti, a nord della linea della Valsugana). La messa in posto dell'unità può essere attribuita "alla migrazione di onde di sabbia encrinite sotto l'azione delle correnti marine" (MASETTI & BOTTONI, 1978), in un plateau aperto in corso di approfondimento. Il ritrovamento di litofacies attribuibili a questa unità in filoni sedimentari che tagliano la parte alta dei Calcarei Grigi (Alpe di Lerosa, Remeda Rosses), permette di documentare l'esistenza di una paleotettonica estensionale liassica piuttosto intensa, legata all'evoluzione del margine passivo meridionale della Tetide.

L'età dell'Encrinite di Fanes Piccola, stabilita sulla base di una macrofauna a brachiopodi, è riferita al Pliensbachiano p.p. (Domeriano), (BENIGNI, 1978).

8.2. - ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

La formazione del Rosso Ammonitico Veronese (ARV) poggia in paraconcordanza sui Calcarei Grigi o sull'Encrinite di Fanes Piccola, attraverso l'interposizione di un *hard-ground*. Nell'ambito del Sudalpino orientale questa Formazione è generalmente suddividibile in tre membri (inferiore, superiore e medio); nell'area compresa nel foglio Cortina il membro intermedio è assente e sono presenti solo il Rosso Ammonitico inferiore e quello superiore, separati da un *hard-ground*. L'esiguo spessore dei singoli membri non consente di riportare tale suddivisione in carta. L'*hard-ground* basale, dello spessore di circa 25-30 cm, è costituito da un

calcare di color rosso intenso, con noduli ferromanganesiferi e concentrazioni di fossili (frammenti di ammoniti, in genere corrosi, rostri di belemniti e articoli di crinoidi). Al suo interno si riconoscono cupole stromatolitiche impregnate di ossidi, tagliate da superfici di erosione e microperforate, interpretabili come microbialiti profonde (WINTERER & BOSELLINI, 1981). Il Rosso Ammonitico Inferiore è costituito da calcari nodulari da rosati a rossi ricchi in lamellibranchi pelagici (“*Posidonia alpina*” Auct) e protoglobigerinidi, in strati sottili con interstrati marnosi alla base, in pacchi metrici amalgamati verso l’alto. Si tratta di *packstone-grainstone* in cui ai bivalvi pelagici si associano peloidi, intraclasti, frammenti di echinodermi e grossi bivalvi, foraminiferi, rari radiolari e *Globochaete alpina*. In molti casi è evidente un’intensa bioturbazione, ma talvolta si riconosce una isoorientazione primaria dei granuli allungati. La macrofauna è caratterizzata da ammoniti e belemniti. Il Rosso Ammonitico Superiore è costituito alla base da calcari micritici rosa a radiolari e ammoniti, con intercalazioni di calcari encrinici rosso scuri. Si tratta di *wackestone* e subordinati *packstone* a *Saccocoma* sp. e frammenti di altri echinodermi, *Globochaete alpina*, peloidi, radiolari, aptici, sezioni di piccole ammoniti, foraminiferi, bivalvi pelagici e rari litoclasti spesso limonitizzati. Non mancano le cupole stromatolitiche e si osservano deboli laminazioni oblique a basso angolo messe in evidenza dall’alternanza di *packstone* e *wackestone*. I litotipi stratigraficamente più alti sono costituiti da *wackestone* o *wackestone-packstone* a tintinnidi (tra cui *Calpionella alpina*, indicativa del Titoniano), con associati radiolari, foraminiferi, resti di echinodermi, aptici, rare laminette di mica. Localmente, alle facies sopra descritte si associano pochi decimetri di marne rosse fittamente stratificate, intercalate tra il Rosso Ammonitico inferiore e superiore. Inoltre, la parte alta della formazione può contenere noduli e liste di selce rossa. Il Rosso Ammonitico Veronese presenta sempre una stratificazione spiccatamente nodulare, a giunti stilolitici.

Del limite inferiore con l’unità FAS abbiamo già detto; superiormente l’unità ARV nell’area del Foglio 029 Cortina d’Ampezzo (settore nord-ovest) passa attraverso una sottile unità denominata “calcari siltosi rossi” non cartografabile alle marne del Puez (PUE). Nel complesso, il Rosso Ammonitico è interpretato come un deposito, estremamente condensato, di plateau pelagico, e documenta il definitivo annegamento della piattaforma dei Calcari Grigi. Il suo spessore complessivo si aggira attorno ai 20-30 m, più o meno equamente ripartiti tra i due membri.

Fossili ed età: l’età del Rosso Ammonitico Veronese può essere attribuita al Dogger p.p.-Malm, con considerevoli lacune in corrispondenza degli *hard-grounds*.

8.3. - MARNE DEL PUEZ (PUE)

Questa unità affiora saltuariamente nel settore degli Altopiani Ampezzani com-

preso nel Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, ove frequentemente è coinvolta nei cosiddetti "sovrascorrimenti di vetta"; è costituita da una alternanza piuttosto monotona dei seguenti litotipi: calcari marnoso-siltosi a stratificazione decimetrica, con piani di strato debolmente ondulati; marne di colore grigio-verde (più raramente rossastre), talora con laminazione piano-parallela; rare argilliti verdi e azzurre.

Lo spessore massimo è di circa 70 metri. L'ambiente di deposizione è marino profondo, con apporti essenzialmente pelagici/emipelagici (CITA & PASQUARE', 1959, hanno messo in rilievo come una frazione significativa dei carbonati a grana fine sia fornita dal nannoplankton che, peraltro, consente di datare all'Hauteriviano-Barremiano la formazione). La componente terrigena fine può essere percentualmente più abbondante di quella carbonatica, ed è verosimilmente fornita da un'area in sollevamento situata a nord delle Dolomiti (BACELLE SCUDELER & SEMENZA, 1974; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987) (con ogni probabilità, le aree di pertinenza austroalpina affette dalle deformazioni cretacee riferibili alla fase di Gosau). Tra la base delle marne del Puez ed il tetto del Rosso Ammonitico, Veronese è presente una sottile unità denominata "Calcari Siltosi Rossi" da CITA & ROSSI (1959), qui non distinta dal punto di vista cartografico. A tetto, le Marne del Puez, sono ricoperte da alcuni metri di peliti nere laminate (*black shales*) di età aptiana inferiore, che rappresentano la registrazione di un Evento Anossico Oceanico; verso l'alto si passa ad una successione torbida di età albiana (*flysch* di Ra Stua, BACELLE SCUDELER & SEMENZA, 1974). Nessuna di queste unità è chiaramente documentata nel territorio del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo.

Fossili ed età: le marne del Puez contengono abbondanti macrofaune ad echi-
nodermi, bivalvi e, soprattutto, ammoniti (sono famose le faune ad ammoniti eteromorfe, studiate sin dall'ottocento, HAUG, 1889; UHLIG, 1887). L'associazione di tracce fossili comprende *Zoophycos*, *Chondrites*, *Thalassinoides* e *Planolites* (gli ultimi due icnogeni caratterizzano le marne). Lo studio delle ammoniti da parte di BACELLE & LUCCHI GARAVELLO (1967) ha sostanzialmente confermato l'età hauteriviano-barremiana definita su base micropaleontologica.

9. - SUCCESSIONE PLIO-QUATERNARIA

Buona parte del territorio compreso nel Foglio 029 Cortina d'Ampezzo è coperto da depositi continentali pleistocenici-olocenici. Si tratta per lo più di depositi gravitativi (frane, frane su ghiaccio, detrito di versante anche a grossi blocchi), glacialigenici (*till* di ablazione e di alloggiamento, di contatto glaciale, fluvio-glaciali), alluvionali-torrentizi (terrazzati e non), di origine mista (*debris flow* e *mud flow*, valanga e torrentizi), con subordinati depositi lacustri-palustri-torbo-
soli, colluviali, e accumuli di ambiente periglaciale come le nivomorene e i *rock glacier*. Essi affiorano diffusamente, ma in modo discontinuo nelle medie ed alte valli,

mentre rivestono particolare importanza per estensione e spessore nei principali fondovalle e sui fianchi delle stesse. Sotto i 2000 m s.l.m. l'abbondante copertura vegetale (erbacea, pino mugo, alto fusto) fa sì che gli affioramenti in senso stretto dei depositi superficiali siano ridotti rispetto all'estensione areale e all'importanza volumetrica degli stessi. Gli affioramenti di una certa consistenza, infatti, sono ubicati lungo le scarpate di erosione sia di origine torrentizia che gravitativa, oppure in tagli e scavi antropici, e mostrano nel complesso una distribuzione a *spot*. L'orografia estremamente articolata di questo settore dolomitico, composta da aspri gruppi montuosi isolati e da dolci pendii solcati da profonde incisioni vallive, ha imposto un'evoluzione pleistocenica-olocenica complessa legata tanto agli episodi dell'ultima grande espansione glaciale (*LGM - Last Glacial Maximum*), che nelle diverse fasi di glaciazione e deglaciazione ha messo in contatto tra loro e successivamente isolato differenti bacini, quanto agli imponenti e diffusi fenomeni di versante instauratisi nel Postglaciale.

Sedimenti riconducibili ad eventi pre-*LGM* sono stati riconosciuti in sondaggio (N° 3- "Palafavera") e in un unico affioramento ubicato sul M.te Antelao. Nella parte terminale del Pleistocene e soprattutto nell'Olocene fenomeni di erosione e trasporto imputabili all'azione del gelo (processi periglaciali), dell'acqua (dilavamento diffuso e concentrato), della gravità (frane, DGPV) e misti (*debris flow, mud flow, valanghe, torrentizi*) hanno assunto un'intensità tale da obliterare, troncare, seppellire buona parte dei depositi superficiali formatisi in precedenza. Nel Foglio Cortina è quindi raro imbattersi in spaccati in cui sia individuabile una successione di più facies e la continuità laterale dei depositi è difficilmente verificabile, dato che quasi sempre i corpi sedimentari quaternari hanno il limite inferiore sepolto o coincidente con il substrato e quello superiore corrispondente alla superficie topografica attuale.

9.1. - CRITERI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA

Per lo studio e la descrizione dei depositi quaternari continentali affioranti nell'area compresa nel Foglio Cortina si sono seguiti i criteri innovativi raccomandati nella "Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia 1:50.000" - Quaderno 1 serie III (SGN - 1992), nei successivi aggiornamenti della stessa ("indicazioni per il rilevamento del quaternario continentale" SGN-2001), e i risultati del coordinamento realizzato dal "Sottocomitato Alpi - Gruppo di lavoro del Quaternario" del 06-03-2003. I depositi continentali sono stati cartografati, ove possibile, come unità a limiti inconformi (UBSU- *Unconformity Boundary Stratigraphic Units*). In ogni unità sono state indicate le caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (depositi alluvionali, lacustri, di contatto glaciale, fluvio-glaciali, etc.). Questo criterio mantiene, me-

dante il retino delle tessiture, l'interpretazione genetica del deposito, anche per i depositi fortemente eterometrici, come i depositi glaciali e di frana, per i quali l'indicazione di tipo genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica. Va comunque detto che a causa dell'esigua presenza di sezioni degne di nota e della loro distribuzione a *spot* solo grazie alle modifiche nella definizione di UBSU introdotte dall'SGN nel 2001, che in pratica subordinano un rispetto formale assoluto della nomenclatura stratigrafica alla leggibilità della carta e alla compatibilità delle scelte con quelle effettuate per i fogli limitrofi, si è deciso di operare una suddivisione in UBSU del Quaternario continentale. Le discontinuità fra le varie unità sono state identificate in base a criteri spaziali (descrizione di successioni di litofacies nelle rare sezioni di riferimento, correlazione fra i record stratigrafici archiviati dapprima alla scala del singolo bacino secondario, poi alla scala del foglio) e temporali (datazioni, cronologie relative) combinati. Fra i criteri di identificazione spaziale delle discontinuità delimitanti le UBSU hanno necessariamente occupato un ruolo fondamentale i dati geomorfologici raccolti in campagna e in sede di studio delle foto aeree. Le unità stratigrafiche base, i *sintemi*, sono stati definiti alla scala del bacino glaciale drenante principale e, dato che un segmento dello spartiacque naturale fra il bacino del F. Piave e quello del F. Adige attraversa il territorio rilevato, ne sono stati istituiti due: il *sintema* del Piave (PVI) e quello del Garda (SGD). Le unità a limiti inconformi di rango inferiore (subsintemi) sono stati riferiti ai più importanti bacini di ordine secondario racchiusi nell'area del Foglio: l'alta e media valle del Torrente Boite, affluente in destra del Piave, che taglia il foglio da NNW a SE; il bacino del Torrente Fiorentina che occupa il settore SW del Foglio, affluente in sinistra del Torrente Cordevole, a sua volta affluente destro del Piave; l'alta valle del Torrente Ansiei, affluente in destra del Fiume Piave, che occupa il settore NE del Foglio (Fig.20).

Le unità a limiti inconformi e non riconosciute nel Foglio Cortina d'Ampezzo e i rapporti stratigrafici esistenti fra esse sono sintetizzati nello "schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni continentali plio-quadernarie" (Fig. 21). Brevemente, nel Foglio Cortina vengono distinte le seguenti unità stratigrafiche.

Come unità pre-LGM:

- l'unità dei conglomerati dell'Antelao (ATL), un'unità informale.

Come unità riferibili al LGM (Last Glacial Maximum Locale):

- il sintema del Piave (PVI), comprensivo di due unità informali (UCV, UVD) valide per l'intero bacino e di 6 subsintemi (PVI₁₋₆), definiti alla scala del sottobacino;

- il sintema del Garda (SGD), comprensivo di 2 subsintemi (SGD₁₀-SGD₁₁), definiti alla scala del sottobacino.

Come unità postglaciali:

- il sintema Postglaciale Alpino (PTG) e un subsintema (PTG₁)

Le unità del Col Vallon (UCV) e quella della Val D'Oten, (UVD) si inquadrano nella storia della generale riduzione del grande ghiacciaio del LGM: la prima (UCV) rappresenta i depositi quaternari messi in posto durante la prima fase del ritiro glaciale, non attribuibili né al culmine dell'ultima massima espansione glaciale, né alla fase di netta ripresa del glacialismo tardoglaciale, facilmente riconoscibile nei principali gruppi montuosi del territorio esaminato, a cui sono invece riferibili i depositi inclusi nelle (UVD). Ove la continuità e l'ubicazione degli affioramenti l'hanno permesso, come nel sottobacino del T. Fiorentina, del T. Boite, del F. Ansiei e del Rienza (Travenanzes-Fanes), i depositi riferibili alle due grandi fasi di ritiro della massa glaciale sono stati raggruppati in subsintemi

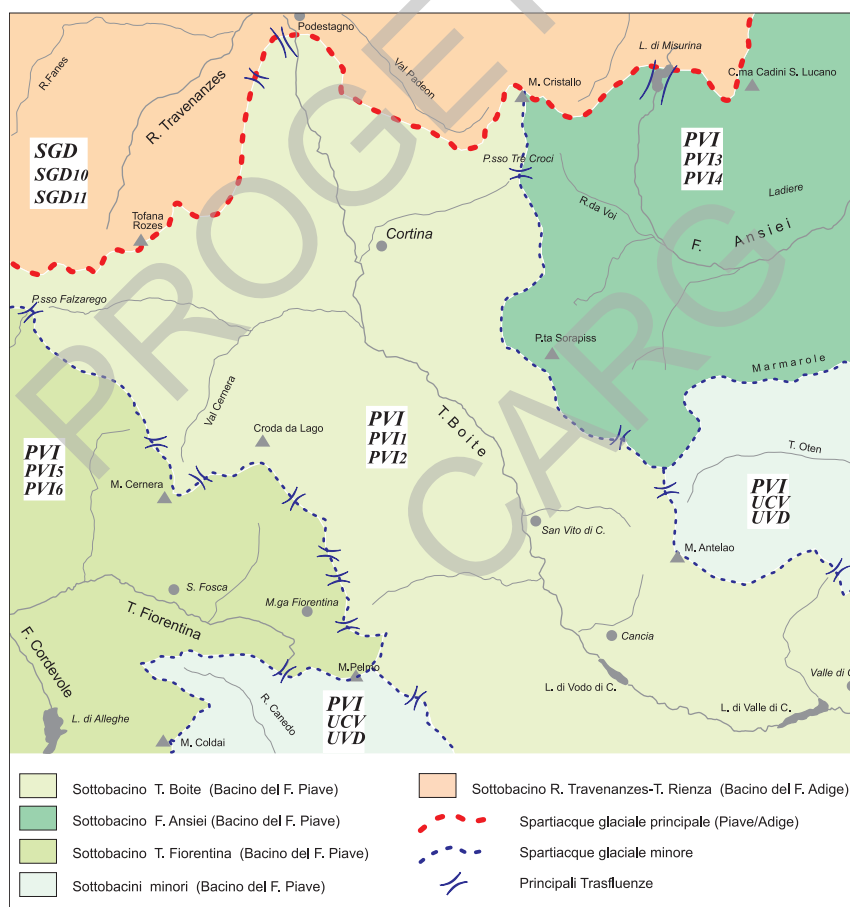


Fig. 20 - Bacini di riferimento delle Unità del Quaternario

(due per ogni sottobacino), per evidenziare come la fusione e quindi il ritiro siano avvenute con modalità diverse da bacino a bacino, anche con pulsazioni positive, per ragioni locali di ordine topografico, di esposizione, microclimatiche, etc.. I subsistemi sono segnalati in carta con apposite sigle, mentre il colore del riempimento è stato mantenuto uguale a quello dell'UCV o dell'UVD, a seconda che siano riferibili alla prima ($PVI_{1,3,5};SGD_{10}$) o alla seconda fase ($PVI_{2,4,6};SGD_{11}$) del ritiro dei ghiacci. Il sistema Postglaciale Alpino include tutti i depositi di età compresa fra la fine dell'ultima massima espansione glaciale locale e i nostri giorni; al suo interno è stato distinto il subsistema dell'Amola (PTG_1), che comprende tutti i depositi glaciali e altri ad essi strettamente connessi, riferibili alla Piccola Età Glaciale (P.E.G.), localizzati quindi nelle zone altimetricamente più elevate delle Dolomiti. Occorre ricordare che per l'intervallo di tempo in cui si collocano il sistema del Piave e del Garda, ossia in cui rientra l'ultima grande espansione glaciale (LGM) nell'ampio bacino del F. Piave e del F. Adige, esistono una serie di datazioni radiometriche *post quem*, riferibili cioè alla transizione (locale) glaciale-postglaciale, di seguito elencate: Frana di Palafavera 10160-9560 B.P.

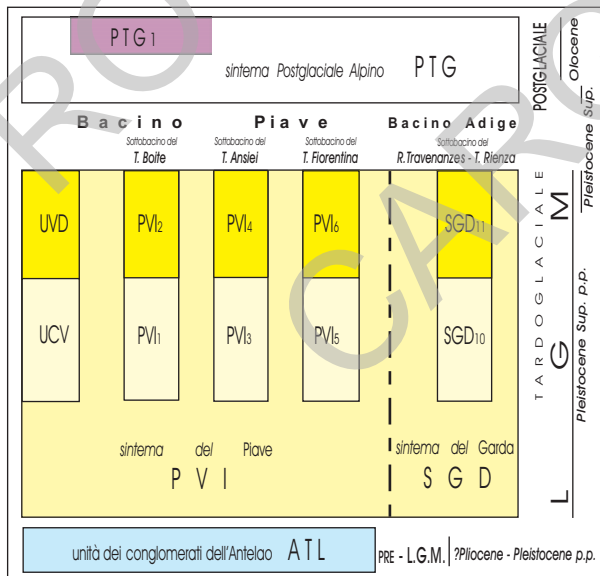


Fig. 21 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità quaternarie continentali
 ATL unità dei conglomerati dell'Antelao; PVI sistema del Piave; UCV unità di Col Vallon; UVD unità della Val D'Oten; PVI₁ subsistema di Cancia; PVI₂ subsistema di Val Cernera; PVI₃ subsistema di Ladiere; PVI₄ subsistema del M. Sorapis; PVI₅ subsistema di M.ga Fiorentina; PVI₆ subsistema di S. Fosca; SGD sistema del Garda; SGD₁₀ subsistema di Val Padeon; SGD₁₁ subsistema di Val Travenanzes; PTG sistema Postglaciale Alpino; PTG₁ subsistema dell'Amola.

(FURLANIS & DEL LONGO, *in stampa*); Frana di Col Druscè 10500-9605 B.P.; Frana di Piorosà 13132-12639 B.P.; Frana di Zuel 11156-10292 B.P. (SOLDATI *et alii*, 2004). Per la fase precedente alla glaciazione si dispone di una datazione (per il sintema del Garda) riportata in letteratura, ottenuta da FLIRI (1989) nella media Val d'Isarco (24.000±210 anni conv. B.P.) e una, per quello del Piave, effettuata recentemente su probabili alteriti della Fm. di Wengen - La Valle, campionate in località Palafavera a 40,80 m di profondità, che dà un'età non calibrata di 35.670+/-1000 anni B.P..

10. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE

10.1. - UNITÀ DEI CONGLOMERATI DELL'ANTELAO (ATL)

Litologia e facies: conglomerato a clasti carbonatici di provenienza locale con tessitura variabile da *open work* a clasto sostenuta e subordinati livelli a supporto di matrice; la matrice è sabbioso-limosa carbonatica. La petrografia dei clasti è esclusivamente ascrivibile alle litologie affioranti sulla parete sud del M. Antelao che sovrasta l'affioramento (calcarei e dolomie). Il deposito si presenta nella parte bassa come un diamicton massivo con tessitura *matrix supported*, a matrice limoso-sabbiosa carbonatica e rari clasti di dimensioni anche metriche, subangolosi. Questa porzione è malamente stratificata (giaciture subparallele al pendio) e i limiti sono erosivi. Verso l'alto il corpo appare organizzato in strati conglomeratici meno spessi, con tessitura variabile da *open work* a clasto sostenuta; i clasti (0.5 a 10 cm) sono ben arrotondati e classati: nella parte alta si osservano lamine a basso angolo legate a barre fluviali (fiume tipo *braided*). Tutto il corpo sedimentario è cementato (Fig 22).

Area di affioramento: versante meridionale del M.te Antelao su ripiano (*Ciampestrin*) di Dolomia Principale, allungato in direzione NE-SO, che va da Croda Castellone a Forcella Piria, a quote comprese fra 2150 e 1900 m s.l.m. .

Rapporti stratigrafici: i conglomerati dell'Antelao poggiano in modo inconforme sulla Dolomia Principale e sono delimitati superiormente o dai potenti corpi cementati di *debris flow* sviluppatasi nel tardoglaciale e nel postglaciale o direttamente dalla superficie topografica.

Spessore: fino a 40 metri .

Modalità di messa in posto ed età: le facies a *diamicton* basali sono interpretabili come depositi di versante messi in posto da fenomeni di trasporto di massa tipo *debris flow* e frane. Per le facies alluvionali invece esistono due ipotesi: o sono state messe in posto da un torrente anastomizzato che scorreva al margine

sinistro di un grande ghiacciaio occupante la Valle del Boite, in un episodio precedente al *LGM* (SEMENZA, 1967), o, ipotesi più affascinante ed in corso di accertamenti scientifici, dal *paleoBoite* al tempo in cui il livello idrografico di base dell'area dolomitica coincideva con le zone oggi ubicate a 1900-2000 m s.l.m.. Appare chiaro che la datazione dei conglomerati dell'Antelao varia notevolmente (anche di un ordine di grandezza) a seconda che si consideri come valida la prima ipotesi di modalità di messa in posto (Pleistocene inferiore - medio) o la seconda (Pliocene sup.-Pleistocene inf.?). L'età precisa del deposito è ignota e non sono stati trovati cementi idonei alla datazione U/Th; è comunque certo che sia la depo-

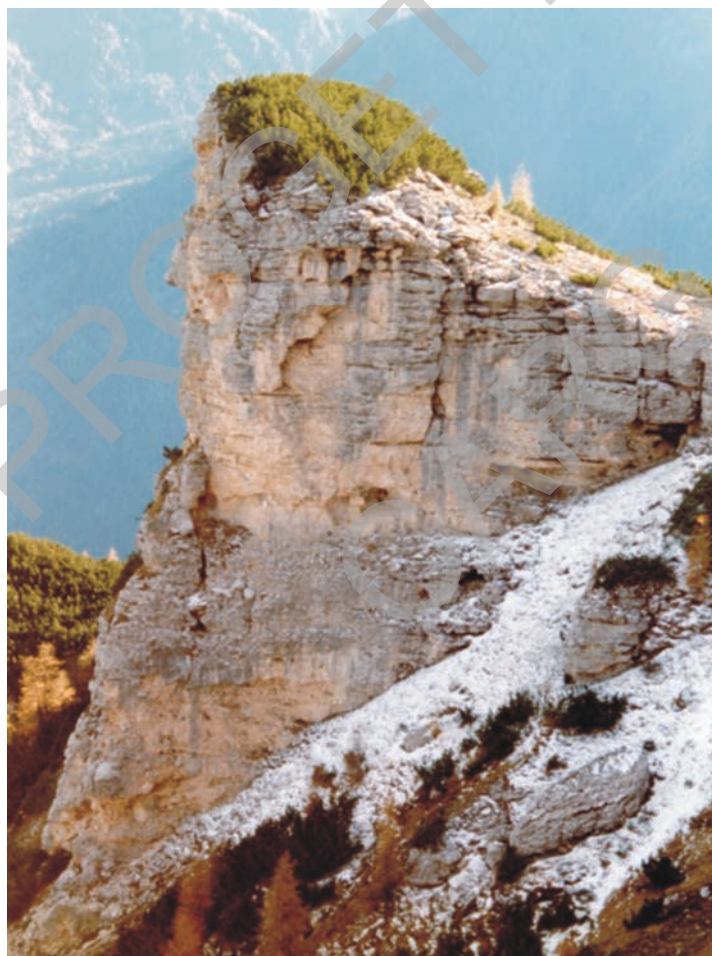


Fig 22 – Affioramento isolato (spessore di circa 30 metri) dell'unità dei conglomerati dell'Antelao.

sizione che la cementazione dei sedimenti sia avvenuta precedentemente l'ultima espansione glaciale in quanto diverse porzioni del corpo sedimentario appaiono montonate e interessate da evidenti forme di erosione glaciale.

11. - UNITÀ DELL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE: IL SINTEMA DEL PIAVE E IL SINTEMA DEL GARDA

Poichè gli affioramenti che rientrano in queste unità sono praticamente “ubiquitari” nello scenario alpino, evidenziamo, a scopo introduttivo, il carattere unitario del grande evento glaciale, corrispondente ai Sintemi del Piave e del Garda-Adige, che comprendono tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento dell'ultimo grande evento glaciale, a scala regionale, con estensione negli interi bacini del Piave e dell'Adige. Nel territorio compreso nel Foglio Cortina d'Ampezzo il ghiacciaio ricopriva le valli con grande spessore, tale da sommergere quasi tutte le selle divisorie (RABEDER, 1993; BINI *et alii* 1994; PANIZZA ET ALII, 1998;). Le ricostruzioni paleogeografiche già edite (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1927; CASTIGLIONI, 1964) mostrano un ghiacciaio con superfici pochissimo inclinate mediamente verso sud, che raggiungeva al centro delle vallate più ampie quote variabili fra i 2450 e i 2200 m s.l.m. Nel settore nord del Foglio il ghiacciaio si presentava in condizioni di calotta con debolissime inclinazioni verso sud o verso nord a seconda della sua posizione rispetto al discontinuo spartiacque glaciale del tempo fra il bacino glaciale del Piave e quello dell'Adige-Garda (Fig.20). Con l'inizio della deglaciazione, vengono meno le trasfluenze, e il grande ghiacciaio pleniglaciale si separa in più lingue distinte, occupanti i principali sottobacini: si riducono a ghiaccio morto le masse glaciali del sottobacino del T. Maè, nel tratto compreso fra Forcella Staulanza e Palafavera (Comune di Zoldo Alto) e quelle del sottobacino del T. Boite, mentre nei sottobacini del T. Fiorentina (Fiume Cordevole), del T. Oten, del Rio Travenazes (T. Rienza) e in buona parte di quello del T. Ansiei perdurano per più tempo condizioni di colata di ghiaccio attiva. La causa di questa complessa differenziazione va ricercata nell'assetto strutturale e nella disposizione geografica dei principali massicci dolomitici compresi nel Foglio. Dall'inizio del ritiro in poi, quindi l'evoluzione del territorio si diversifica: ciò si traduce nella messa in posto, in modo più o meno sincrono, di successioni sedimentarie differenti di valle in valle. All'interno del sintema del Piave, come già detto nell'introduzione sono state riconosciute due unità informali e sei subsintemi (PVI₁₋₆), nel tentativo di evidenziare come e quanto, nel generale processo di ritiro dei ghiacci, l'evoluzione delle principali vallate che ricadono nel Foglio sia stata differente, successivamente alla “chiusura-abbandono” delle trasfluenze. Per quanto riguarda il sintema del Garda sono stati definiti due subsintemi che accorpano i depositi

riferibili rispettivamente alla prima fase di ritiro (SGD_{10}) e alla seconda (SGD_{11}). Lo spessore visibile dei sedimenti attribuiti a questi sistemi variano da alcuni metri fino a oltre 50. Il limite inferiore, ove visibile, è quasi sempre con il substrato roccioso ed è erosivo; solo in un affioramento (M.te Antelao) e l'altro in un sondaggio è stato riconosciuto anche su depositi quaternari pre-*LGM*. A tetto, l'unità è limitata o dai sedimenti del sistema Postglaciale Alpino (limite inconforme) o dalla superficie topografica.

A- Bacino del F. Piave

11.1. - SINTEMA DEL PIAVE (PVI)

In questa unità sono cartografati i depositi glacigenici o di sicura/probabile attribuzione “*LGM* - pre inizio ritiro”, o di dubbia attribuzione cronologica, ma difficilmente inseribili all'interno di uno delle unità o dei subsistemi riconosciuti all'interno del grande sistema del Piave.

Litologia e facies

Till di ablazione: diamicton massivi, a tessitura *matrix supported* con granulometria dei clasti variabile dalle ghiaie ai blocchi e grado di arrotondamento dal subangoloso al subarrotondato in funzione della distanza del deposito dall'area sorgente; i clasti sono talvolta striati. La matrice è generalmente limoso sabbiosa con meno argilla. I clasti sono petrograficamente eterogenei e prevalgono mediamente quelli carbonatici (calcarei e dolomie) (75%) su quelli terrigeni (25%). Questo rapporto non è analogo nella matrice in quanto sono proprio le litologie terrigene (peliti e arenarie), terrigeno-carbonatiche (marne) e vulcanoclastiche le più facilmente erodibili perchè dotate dalle caratteristiche litotecniche più scarse. Inoltre le stesse percentuali variano in funzione delle caratteristiche geologiche del bacino glaciale di appartenenza: nella Valle del Boite, ad esempio, i depositi ubicati sul versante in destra idrografica, laddove affiorano estesamente la fm. del M. Fernazza e la Fm. di Wengen-La Valle, presentano una percentuale di clasti di natura terrigeno-vulcanoclastica più alta (40%) e una matrice più scura e di taglia più fine rispetto a quelli affioranti in sinistra idrografica. Gli affioramenti principali sono in valle del Boite di fronte al paese di Vodo di Cadore (760 e 880 m s.l.m.) e in valle di Ansiei in località “Costa Alta” (1800-2000 m s.l.m.), ma sono diffusi un po' ovunque nel Foglio. I *till* di ablazione che drappeggiano dorsali rocciose molto elevate tipo Lastroni delle Marmarole (2400-2450 m s.l.m.) e M.te Campo Duro - Cadini di Misurina (2300 m s.l.m.), all'intersezione fra vallette glaciali laterali e l'asse vallivo principale, fanno eccezione: non avendo subito molto trasporto, mostrano infatti una tessitura a supporto di clasti, con matrice (<40%) sabbiosa, clasti angolosi – subangolosi di dimensioni anche plurimetriche

e di litologia riferibile esclusivamente all'area di circo sorgente, poco distante.

Till di alloggiamento: *diamicton* massivi a supporto di matrice limoso – argilloso sovraconsolidata (matrice > 60%), localmente mal stratificati, con clasti eterometrici, ma prevalentemente di taglia inferiore al decimetro, da arrotondati a molto arrotondati, spesso striati, sfraccettati, rotti e a ferro da stiro. Questi depositi sono stati riconosciuti nella zona di Pocol (1600-1700 m s.l.m.), sulla strada che da Cortina porta al Passo Falzarego; nei pressi di Serdes, frazione di S. Vito di Cadore.

Spessori: la potenza dei till di ablazione in affioramento, difficilmente calcolabile con precisione poichè il limite inferiore è quasi sempre sepolto o coperto, varia dai 30-40 metri nel solco del T. Boite nei pressi di Vodo di Cadore, al metro e mezzo su ampi tratti di versante ad elevata acclività. Anche gli spessori dei till di alloggiamento variano da pochi metri stimati in località Serdes sino ai 10 metri di Pocol.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore raramente visibile in affioramento coincide con il solo substrato. Il top deposizionale o corrisponde alla superficie topografica oppure si passa ai sedimenti delle unità Tardiglaciali, e, più spesso, a quelli del sistema Postglaciale (limiti diacronici).

Modalità di messa in posto ed età: solo nel caso dei till di alloggiamento di Serdes si osserva una morfologia glaciale primaria ben conservata costituita da rilievi orientati parallelamente alla valle (NNO-SSE) con aspetto di *drumlin*. Per tutti gli altri i criteri sedimentologici (tessitura *matrix supported*, petrografia dei clasti eterogenea, grado di alterazione dei clasti da medio a elevato, grado di arrotondamento dei clasti, grado di consolidamento della matrice, presenza di clasti sfaccettati e a ferro da stiro etc.) e stratigrafico (stima dei rapporti geometrici con i depositi di altre unità più facilmente riconoscibili), combinati ad osservazioni geomorfologiche e altimetriche, hanno permesso di stabilire che si tratta di lembi di argini morenici mediani-laterali e di morene di fondo formatesi durante le fasi di massima espansione glaciale (LGM pre-inizio ritiro; Pleistocene superiore p.p.), tanto erosi da aver perduto le morfologie originarie.

A₁ - Sottobacino del T. Boite

11.1.1. - subsistema di Cancia (PVI₁)

Litologia e facies: *till di ablazione del P.sso Falzarego* (2100-2200 m s.l.m.): bell'esempio, purtroppo in parte modificato dall'azione antropica, di argine morenico di sella, costituito da blocchi angolosi-subangolosi plurimetrici di Dolomia Cassiana e delle altre litologie che costituiscono la parete sud del M.te Lagazuoi. Le caratteristiche sedimentologiche sono quelle di un corpo di frana per crollo, ma la sua geometria ad argine allungato (E-O) e l'entità della distanza dalla zona sorgente danno consistenza all'ipotesi che la frana sia caduta sul ghiacciaio poco

prima che la trasfluenza dell'omonimo Passo si disattivasse. La massa glaciale doveva essere dotata di uno scarso potere di trasporto sufficiente però a rielaborare e ridistribuire il grande corpo detritico e a giocare un ruolo morfogenetico attivo significativo.

Till di ablazione del Rio Orsolina (località laghetti di Polentai - S.Vito di Cadore a quote comprese fra 1200 e 1270 m s.l.m.): diamicton massivo a supporto di matrice limosa (matrice > 60%) bruna, con clasti dall'arrotondato (risedimentazione di elementi di *till* dell'*LGM* s.s.) al subangoloso. I sedimenti sono organizzati in argini morenici frontali e laterali che costituivano un piccolo anfiteatro ora frammentato, a monte del quale si sono sviluppati alcuni laghetti di sbarramento di cui sopravvive ancora un esemplare (laghetti di Polentai). La messa in posto di questi till è imputabile ad una pulsazione positiva del piccolo ghiacciaio laterale che scendeva da F.lla Forada verso il T. Boite, verificatasi nel Tardoglaciale inf., in concomitanza del precoce e definitivo svuotamento dai ghiacci della valle del Boite.

Depositi di origine mista (località Ciampestrin, versante meridionale del M.te Antelao, 2075-2200 m s.l.m.): *diamicton* a tessitura clasto-sostenuta con matrice limosa carbonatica organizzati in corpi cementati clinostratificati a formare un cono; i clasti, per lo più ghiaie e ciottoli angolosi-subangolosi, sono esclusivamente di Dolomia Principale e Calcari Grigi. Lo spessore varia da 1 a 20-25 metri. L'immersione dei corpi è lievemente discordante rispetto al versante attuale, con cui non si connette più. Alcuni livelli sono ben classati; l'energia dei processi deposizionali è sempre stata elevata, come conferma l'assenza di corpi stratificati di sabbia e ghiaia fine. I limiti, anche quelli interni, sono erosivi. Il deposito poggia con contatto erosivo inconforme sulla Dolomia Principale nella parte alta e sui conglomerati fluviali *Pre-LGM* dell'unità dell'Antelao, in quella bassa.

Depositi fluvioglaciali: il tratto terminale del Rio Orsolina attualmente incide un corpo conoidiforme orientato O-E costituito da limi e sabbie ghiaiosi ciottolosi vagamente organizzati in strati: si riconoscono livelli con clasti isoorientati e moderatamente classati. Si tratta del piccolo *sandur* associato all'anfiteatro sopradescritto: i sedimenti poggiano con contatto erosivo sui *till* dell'*LGM* o sul substrato e sono limitati latero-superiormente (contatto inconforme) dai depositi fluvioglaciali del *subsintema* di Val Cenera (Tardoglaciale sup.).

Depositi di contatto glaciale (ai piedi delle pareti occidentali del M.te Sorapis, 1500-1600 m s.l.m.; versante occidentale del M.te Antelao nei pressi di Col Festinel, 1370 m s.l.m., nell'incisione del *debris flow* di Cancia, 1700-2200 m s.l.m., nell'incisione del Ru Rudo, 1225 -1275 m s.l.m.; versante orientale del M.te Pelmo in località Costa Ciadrina, 1770-1810 m s.l.m.): diamicton massivi a supporto di matrice, con matrice sabbioso-limosa nocciola chiaro e clasti eterometrici da angolosi a subangolosi, da moderatamente addensati a addensati, alternati a corpi con tessitura a supporto di clasti, in cui si nota una grossolana classa-

zione, ben cementati, raramente associati a limi e sabbie stratificate (Fig 23). La petrografia dei clasti è omogenea e perfettamente corrispondente a quella delle pareti sovrastanti. I diversi “strati” hanno spessore metrico, geometria tabulare o lenticolare con limiti per troncatura erosiva (forme canalizzate) e immergono in maniera decisamente discordante con il fondovalle attuale. Anche per questo i corpi sedimentari in questione sono interpretabili come i relitti di grandi coni di origine mista, ora pensili, che, nel Tardoglaciale inf. poggiavano direttamente sulla plaga di ghiaccio morto che occupava la Valle del Boite. In località Cancia la potenza di questi corpi è superiore ai 50 metri.

Spessori: depositi di contatto glaciale, fino a 50 metri a Cancia; depositi fluvioglaciali, fino a 20 metri; *till* di ablazione, fino a 30 metri.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore, spesso coperto, è inconforme con il substrato roccioso o con il *sintema* del Piave indistinto (PVI), o con l’unità dei Conglomerati dell’Antelao (ATL); superiormente si passa, con contatto per troncatura erosiva, ai sedimenti *subsintema* di Val Cenera (PVI₂) o del sintema Postglaciale Alpino (PTG); altresì il *top* deposizionale coincide con la superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed età: nel Tardoglaciale inferiore (Pleistocene sup. p.p.) porzioni relitte della grande lingua dell’LGM s.s. non più alimentata, in rapida fusione, occupavano ancora i tratti meno esposti della grande vallata con discreti spessori: su tali superfici irregolari andavano ad appoggiarsi i grandi coni di origine mista, ora ridotti a lembi pensili cartografati come deposito di contatto glaciale. Nel contempo in alcune valli laterali dell’ampio sottobacino del Boite, le lingue glaciali, non più sostenute dalla massa del ghiacciaio principale in ritiro, hanno registrato pulsazioni positive responsabili della messa in posto dei *till* di ablazione della Val Costeana e del Rio Orsolina e dei depositi fluvioglaciali correlati.

11.1.2. - *subsintema della Val Cenera* (PVI₂)

Litologia e facies

Till di ablazione (a sud del Rifugio 5 Torri , 2128 m s.l.m.; in Val Cenera sulle sponde del Rio dei Loschi, 2000-1800 m s.l.m.; nel circo glaciale della Punta Nera - gruppo del Sorapis, 2200-2100 m s.l.m.; sulle Rocchette a nord di Forcella Ambrizzola e nel circo glaciale della Rocchetta di Soraru, 2200-2000 m s.l.m.; a nord del M.te Pelmo alla confluenza Ru Corotto –Ru Orsolina, 1850-1700 m s.l.m.): *diamicton* con tessitura variabile dal *clast supported* al *matrix supported*, con matrice sabbioso-limosa mai argillosa (variabile dal 25% - 40 %), spesso costituita da sabbia grossolana. I clasti si presentano spiccatamente eterometrici, per nulla o moderatamente arrotondati, con blocchi di dimensione anche di molto



Fig 23 – Depositi di contatto glaciale cementati (cono di debris sflow “sospeso”) di Cancia.

superiori al metro. La petrografia è estremamente omogenea solo all’interno delle aree di circo.

I *till* di ablazione appartenenti a questa unità sono organizzati in splendidi apparati morenici frontali e laterali ancora ben individuabili anche se sfondati in più punti, parzialmente rimodellati e sepolti da corpi detritici messi in posto durante il postglaciale. In alcuni casi il successivo dilavamento ha provocato il completo allontanamento della frazione fine dai corpi che quindi mostrano solo la frazione clastica relitta (*morenico scheletrico*).

Depositi fluvioglaciali (sponde del Rio Costeana da quota 1820 e 1580; sulle scarpate di erosione torrentizia di ordine superiore al secondo del T. Boite nei tratti Dogana Vecchia-Case Giralba e S.Vito di Cadore-Valle di Cadore): ghiaie e ghiaie sabbiose con ciottoli e subordinati blocchi, da arrotondate a subangolose, a struttura clastosostenuta, grossolanamente stratificate, talora mal selezionate, alternate a *diamicton* a supporto di matrice, con elementi prevalentemente subarrotondati-arrotondati, ma non mancano elementi subangolosi di provenienza locale. Si rinvengono clasti di tutte le litologie affioranti nel grande sottobacino del T. Boite, con carbonati prevalenti. In rari casi i corpi sono cementati. Tali depositi sono stati osservati e descritti lungo la sezione naturale costituita dalla scarpata di erosione torrentizia del Boite e nel *log* del sondaggio n.2 effettuato a Vodo di Cadore. Sono riconoscibili alcune serie di orli di terrazzo di erosione discontinui che testimoniano il progressivo approfondimento dell’alveo del T. Boite,

avvenuto nel postglaciale. Il loro andamento, assieme a quello dei paleoalvei, fornisce utili indicazioni su come il torrente (da Cortina a Vodo di Cadore) sia migrato verso ovest dal Tardoglaciale sup. in poi. Nella successione fluvioglaciale, dalla località Acquabona a Vodo di Cadore, infatti, si incontrano diverse lenti a geometria concavo-convessa, non cartografate per ragioni di spazio, costituite da *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti dall'angoloso al subangoloso di petrografia quasi esclusivamente locale, vagamente organizzati in strati con giacitura perpendicolare all'asse della valle: si tratta di sedimenti distali delle immense colate di detrito che scendevano e scendono tutt'ora dai ripidi versanti orientali della valle del Boite, interdigitandosi con quelli fluvioglaciali-alluvionali del fondovalle. Nei pressi di Vodo, poi, sulla scarpata torrentizia attuale del Boite, è ben visibile un corpo inglobato nei depositi fluvioglaciali, costituito da *diamicton* massivo a blocchi angolosi enormi (anche 4-5 m di dm) di litologie riferibili al sovrastante massiccio del M.te Antelao. Si tratta della sezione del corpo di una grande frana (*rock avalanche*) che raggiunse la piana fluvioglaciale deviando il corso del T. Boite verso ovest. I rami abbandonati del torrente, a valle di simili sbarramenti naturali, si sono evoluti in piccoli bacini lacustri-palustri e infine torbosi come testimoniano il log del sondaggio N. 2, effettuato a Vodo di Cadore e la torbiera di Borca di Cadore. Il riconoscimento dei limiti morfologici dell'enorme corpo di frana che si estende per 1 km² ai lati del basso corso del Rio Val Forada, concorre a confermare l'ipotesi fatta in base a criteri sedimentologico-stratigrafici. In passato questi corpi erano stati descritti come morene in base ad osservazioni puramente geomorfologiche.

Depositi di frana (confluenza Rio Costeana-Rio Falzarego; sponda sinistra del T. Boite nel tratto Vodo di Cadore - Cancia e nel medio basso corso del rio Val Forada): *diamicton* massivi a tessitura variabile da supporto di clasti a *matrix supported*, con matrice nocciola chiara, mai inferiore alla taglia della sabbia limosa. I clasti sono angolosi, eterometrici, con elementi giganteschi di petrografia carbonatico-dolomitica, coincidente con quella delle pareti in cui è avvenuto il distacco. Le masse coinvolte sono notevoli (> 20 milioni di m³) e si sono innescate al definitivo ritiro dei ghiacci come *block slide* e crolli associati (frana del Rio Costeana) o come *rock avalanche* (Vodo di Cadore - Rio Forada), provocando lo sbarramento rispettivamente della valle Costeana e della valle del Boite.

Depositi di origine mista (incisione del Rio Tiera, versante orientale del M.te Pelmo, 1370-1300 m s.l.m.; in località Costa dei Landri sulla sponda sinistra della profonda incisione del *debris flow* di Cancia, 1450 e i 1200 m s.l.m.): corpi a geometria concavo-convessa di *diamicton* massivi a supporto di matrice, con clasti dall'angoloso al subangoloso di petrografia locale, con giacitura perpendicolare all'asse della valle. I depositi di Cancia sono cementati e conservano bene le geometrie deposizionali quali corpi canalizzati e contatti erosivi fra le singole colate di detrito responsabili della messa in posto dei sedimenti. In alcuni corpi si

nota un accenno di gradazione inversa delle frazioni più grossolane; alcuni livelli sono sciacquati da brevi eventi torrentizi che saltuariamente si impostano lungo i canali da *debris flow*. I cementati di Cancia drappeggiano il fianco destro del grande corpo di frana di Vodo-Val forada. Questi sedimenti rappresentano i relitti delle ampie conoidi di origine mista che raccordavano le pendici delle ripide pareti dolomitiche alla piana fluvioglaciale del Tardoglaciale sup. L'immersione dei corpi è discordante infatti rispetto al livello di base attuale e ben si raccorda con i terrazzi alluvionali di ordine superiore.

Spessori

Till di ablazione: fino ad alcune decine di metri; depositi fluvioglaciali: fino a 60 metri; depositi di frana: più di 35 metri; depositi di origine mista: fino a 30 metri.

Rapporti stratigrafici ed età

Il limite inferiore è inconforme con i *till* del sistema del Piave s.s. e con i sedimenti del subsistema di Cancia; limite superiore sempre diacronico, coincidente con la superficie topografica o con la base dell'unità postglaciale o con il subsistema dell'Amola.

Modalità di messa in posto ed età

I depositi glaciali di ablazione cartografati in questa unità sono localizzati a quote sempre superiori ai 1800 m s.l.m., in aree di circo o in prossimità della testata di valli secondarie strette e poco esposte e sono stati messi in posto da ghiacciai di circo che, nel Pleistocene sup. p.p. (Tardoglaciale sup.), registrarono alcune avanzate e fasi di arresto (stadi). Sul loro fronte si imposero sistemi fluvioglaciali locali convergenti nella Valle del Boite in cui si formò un'ampia piana fluvioglaciale aggradante. Nel contempo sui ripidi e spogli versanti incrementarono i distacchi di enormi volumi di roccia (depositi di frana) e i fenomeni di trasporto di massa catastrofici (depositi di origine mista), che inevitabilmente interferirono con la dinamica fluviale del fondovalle.

A2 – Sottobacino del T. Ansiei

11.1.3. - *subsistema di Cois de Ruoibe* (PVI₃)

Litologia e facies

Till di ablazione (località Acqua di Pausa nell'alta valle dell'Ansiei, 1725 m s.l.m.): *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa con numerosi blocchi eterometrici; gli elementi litici sono sia subangolosi-subarrotondati che angolosi, di provenienza locale. Formano gli argini morenici responsabili dello sbarramento del T. Ansiei e della conseguente nascita del suggestivo Lago di Misurina.

Depositati di contatto glaciale (sul versante meridionale del M.te Cristallo, lun-

go l'incisione del Ru da Voi e in località Col da Varda, 1900-2200 m s.l.m.; in località Ciampetti, 1915 m s.l.m., e lungo le incisioni torrentizie che tagliano i dolci ripiani di Casera Maraia, 1696 m s.l.m.):

Diamicton a supporto di matrice o clastico, con elementi sia angolosi-subangolosi, di provenienza locale, sia arrotondati, appartenenti a depositi glaciali più antichi risedimentati. La matrice è un limo sabbioso di color nocciola scuro-bruno, normal consolidata. Sono caratterizzati da un'isorientazione dei ciottoli, con cenni di stratificazione nei rari livelli classati; lenti conglomeratiche diffuse. Questi sedimenti costituiscono l'ossatura degli ampi terrazzamenti di *kame* ben visibili lungo tutto il versante settentrionale della Val d'Ansiei, a quote comprese tra 1550 e 1700 m s.l.m.

Diamicton massivo a supporto di matrice alternati a lenti o strati con tessitura a supporto di clasti e subordinati conglomerati e breccie; i clasti sono prevalentemente angolosi o al più subangolosi, carbonatici; le dimensioni variano dalla ghiaia (prevalente) ai blocchi di dimensioni plurimetriche; la matrice è sabbioso limosa e la sua colorazione è decisamente più chiara (nocciola-rosata). Si tratta di depositi di origine mista che si interfacciavano con i corpi di *kame* o poggiavano direttamente sul ghiacciaio in rapido ritiro. Il "Col da Varda" (versante meridionale del M.te Cristallo), ad esempio, è costituito quasi interamente da sedimenti messi in posto da *debris flow* che concludevano la loro corsa direttamente sulla superficie del ghiacciaio: le giaciture dei corpi, che la cementazione precoce ha conservato in posizione originaria, sono infatti decisamente discordanti rispetto al fondovalle attuale.

Depositi fluvioglaciali (alto corso del T. Ansiei, sul versante compreso da Crep de Rudavoi a località Sora Collaz, , da quota 1675 a quota 1525 m s.l.m):

sabbie limose debolmente ghiaiose, talvolta laminate, a monte dell'argine morenico responsabile della nascita del Lago di Misurina; a valle dello stesso i sedimenti fluvioglaciali sono ghiaie ciottolose e ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate, talora mal selezionate, in cui sono riconoscibili almeno due serie di orli di terrazzo di erosione discontinui, che registrano il progressivo approfondimento dell'alveo del T. Ansiei e del paleoalveo del Ru da Voi, avvenuto in concomitanza alla fusione dei ghiacci.

Spessori

Till di ablazione: non affiora la base ma è stimabile in almeno 25-30 metri; depositi di contatto glaciale: massimo 60 m (Col da Varda), minimo 3/5 m (vicino a Casera Maraia); depositi fluvioglaciali: vale quanto detto per i *till*, ma dati di sondaggi privati effettuati nei pressi del ponte su Ru da Voi danno spessori variabili da 15 a oltre 40 metri.

Rapporti stratigrafici

Limite inferiore inconforme spesso coperto con il substrato roccioso o con il sintema del Piave indistinto; il *top* deposizionale è talora conservato nella topo-

grafia, altrove, sebbene il contatto non sia sempre affiorante, al tetto seguono i sedimenti del subsistema del M.te Sorapis o dell'unità postglaciale.

Modalità di messa in posto ed età

La sedimentazione del subsistema di Cois de Ruoibe è stata condizionata dalla complessa dinamica di fusione e ritiro del ghiacciaio principale della Val d'Ansei, iniziata con la disattivazione delle trasfluenze di P.sso Tre Croci, prima, e del P.sso di Misurina, poi, avvenute durante il primo tardoglaciale (Pleistocene sup. p.p.). Da questo momento in poi, infatti, il sistema glaciale della valle si differenzia in due settori che registrano storie diverse. Il primo, a valle della confluenza del Ru da Voi nel T. Ansei, era occupato da una lingua glaciale ancora attiva perchè alimentata dai maestosi circhi glaciali del Gruppo del Sorapis e delle Marmarole, e il processo di generale ritiro era più lento. Nel secondo, che va dalla suddetta confluenza sino al P.sso Tre Croci e al P.sso di Misurina, invece, la massa glaciale non era più alimentata e si impostarono condizioni di ghiaccio morto: il processo di svuotamento fu più rapido. Nel settore 1, infatti, prevalgono i depositi terrazzati di *kame*, la cui messa in posto è riconducibile a lingue di ghiaccio attivo, con cui subordinatamente si interfacciavano apporti da valloni laterali (depositi distali di conoidi di origine mista); nel settore 2 si incontrano invece grandi corpi detritici e resti di coni sospesi a geometria assai irregolare, che testimoniano un rapido svuotamento e denudamento dei versanti e una topografia quantomai variabile della massa glaciale su cui poggiavano. Successivamente poi al rapido scioglimento del ghiacciaio del Ru da Voi, si registra nel primo settore una piccola pulsazione positiva della lingua che ancora occupava il P.sso di Misurina: i depositi glaciali e fluvioglaciali attribuibili a questa fase si sovrappongono lateralmente e/o troncano, infatti, i depositi di contatto glaciale affioranti alla base delle Crepe di Ru da Voi attribuibili alla medesima unità stratigrafica. Infine, l'elevato spessore dei depositi fluvioglaciali correlati a questa avanzata è imputabile all'azione di sbarramento della lingua glaciale che ancora occupava il primo settore.

11.1.4. - *subsistema del M.te Sorapis (PVI₄)*

Litologia e facies

Till di ablazione (nei maestosi circhi glaciali del versante nord del Gruppo del M.te Sorapis, 1885 – 2250 m s.l.m.; nei pressi di Forc.la del Laudo, 1960-2180 m.s.l.m.; nelle aspre e ripide vallette pensili di Meduce di Dentro e di Fuori del Gruppo delle Marmarole, 2000-2250 m s.l.m.; vicino a Forc.la Maraia nel Gruppo dei Cadini di Misurina, 2000-2100 m s.l.m.): *diamicton* con tessitura variabile dal *clast supported* al *matrix supported*, con matrice sabbioso-limosa mai argillosa (variabile dal 25% - 60%) grigio chiaro - nocciola, spesso costituita da

sabbia grossolana; i clasti si presentano spiccatamente eterometrici con blocchi di dimensione superiori al metro, per nulla o moderatamente arrotondati; la petrografia tanto dei clasti che della matrice risulta estremamente omogenea ed è esclusivamente riferibile alle litologie affioranti nell'area di circo in cui sono ubicati: Calcari Grigi e Dolomia Principale, per i depositi affioranti sul versante sud della Valle d'Ansiei, Dolomia Cassiana e S. Cassiano, per quelli sul versante nord. Questi sedimenti sono organizzati in argini morenici frontali e laterali ancora ben riconoscibili, anche se sfondati in più punti, parzialmente rimodellati e vegetati (mugheti), che hanno a volte sbarrato le acque di fusione favorendo la nascita di piccoli bacini glaciolacustri (Lago del Sorapis).

Depositi fluvioglaciali (Alveo del T. Ansiei, nel tratto compreso fra quota 1725 e 1400 m s.l.m. e in località Alberghi di Collalto, a ovest del Rif. Tre Sorelle, 1170-1220 m m.s.l.; in località Val Bona sulle sponde del Ru da Voi, 1390-1430 m s.l.m.): ghiaie con ciottoli e sabbie da grossolane a medie stratificate con struttura a supporto di clasti, localmente di matrice. Il grado di arrotondamento dei ciottoli è medio-alto. I clasti sono sia carbonatici (70%) che terrigeni e vulcanoclastici (30%) e appaiono modestamente alterati; laddove si rinvengono blocchi o ciottoli tabulari (arenarie, calcari marnosi etc.), questi risultano embricati. Il rapporto fra clasti carbonatici (calcari e dolomie) e clasti terrigeni-vulcanoclastici (marne, peliti, arenarie, tufiti), sempre comunque maggiore di 2, varia in funzione dell'ubicazione dell'affioramento rispetto ai principali affluenti dell'Ansiei, in quanto drenano bacini con caratteristiche litologiche differenti. Anche in questi depositi sono riconoscibili almeno due serie di orli di terrazzo di erosione discontinui di ordine inferiore a quelli descritti nel subsistema di Cois de Ruobe.

Depositi di origine mista (formano una fascia discontinua alla base del versante nord della Valle di Ansiei a quote comprese fra 1150 e 1275 m s.l.m.; in località Costa Ciaurina costituiscono le porzioni più esterne terrazzate del cono da debris flow del Ru da Voi): alternanza di corpi sedimentari a geometria lenticolare pseudostratificati, mediamente immergenti verso sud, costituiti da:

- *diamicton* con tessitura a supporto di matrice bruna limo-argillosa; i clasti sono eterometrici e variano dal subangoloso (clasti autoctoni) al subarrotondato (clasti di unità quaternarie più antiche risedimentati). La petrografia dei clasti e della matrice è decisamente riferibile alle litologie affioranti lungo l'incisione in cui si sviluppa la colata detritica ed è quindi eterogenea (la serie stratigrafica è in questa porzione di territorio estremamente varia). Si incontrano dalle ialoclastiti alle arenarie, alle peliti e marne, alle calcareniti e dolomie. Sono rari ma riconoscibili dei livelli a elementi isorientati e limiti ondulati-erosivi con i depositi sottostanti.

- *diamicton* a tessitura *clast supported* e/o *partially open work*, talvolta cementati; i clasti sono eterometrici e subangolosi-angolosi. La petrografia è eterogenea ma prevalgono i carbonati derivanti dalla rimobilizzazione in *debris*

flow delle estese falde detritiche ubicate al piede delle pareti meridionali dei Cadini di Misurina e dei depositi di contatto glaciale dell'unità più antica (PVI₃). L'importanza di questa facies aumenta salendo nella serie. Data la fitta copertura boschiva, anche in questo caso gli affioramenti vanno rintracciati nelle incisioni e sulle scarpate delle frane che interessano diffusamente il versante settentrionale della Valle di Ansiei.

Spessori

Till di ablazione, fino a 20 metri; depositi fluvio-glaciali: > di 25 metri; depositi di origine mista: fino a 25/30 metri;

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è inconforme con il substrato roccioso o con il subsistema di Cois de Ruobe; superiormente l'unità passa ai sedimenti dell'unità postglaciale o ai depositi glaciali del subsistema dell'Amola (PTG₁); spesso il *top* deposizionale coincide con la superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed età

I depositi glaciali e le forme ad essi associate sono imputabili a piccoli ghiacciai di circo che nel Pleistocene sup. p.p. (Tardoglaciale sup.) hanno registrato alcune avanzate e soste (stadi). I ghiacci che sino a poche migliaia di anni prima (pleniglaciale) ricoprivano tutta la val d'Ansiei raggiungendo spessori anche superiori ai mille metri, nel tempo PVI₂ occupano strette valli secondarie pensili rivolte a nord, a quote sempre superiori ai 1800 m s.l.m.. I depositi alluvionali-fluvio-glaciali inseriti in questa unità sono riferibili ai complessi apparati che si sviluppavano dal fronte delle residue lingue di ghiaccio di circo: Il Torrente Ansiei, il Ru da Voi, il Rio Sorapis si presentavano come corsi d'acqua con portata decisamente maggiore e più costante rispetto all'attuale e, convergendo nella parte mediana dell'ampia valle di Ansiei, alimentavano una grande piana fluvio-glaciale in progressiva aggradazione. Nonostante questa porzione di territorio dolomitico fosse quasi completamente deglacializzata le temperature medie erano tali per cui solo sul versante rivolto a sud si registrarono imponenti fenomeni di trasporto di massa (*mud flow*, *debris flow*, valanghe), responsabili della messa in posto di coni di origine mista, ora sospesi, che si raccordavano con il fondovalle del tempo.

A3 – Sottobacino del T. Fiorentina

11.1.5. - *subsistema di Malga Fiorentina* (PVI₅)

Litologie e facies

Till di ablazione (nei pressi di Forc. la Staulanza, all'apice della Val Fiorentina, e sul versante opposto, 1650-1800 m s.l.m; nell'incisione del Ru Cordon nel tratto

compreso fra quota 1600 e 1750 m s.l.m; in valle di Codalonga, lungo la strada del P.sso Giau fra quota 1700 e 1800 m s.l.m. e in località “Ciampestrin” ad ovest della P.ta di Gate): *diamicton* a tessitura *matrix supported*, con matrice limo sabbioso-argillosa (50 - 60%) bruna o nocciola scuro; i clasti sono eterometrici con sporadici blocchi di dimensione superiori al metro, sia arrotondati e striati che subangolosi; la petrografia tanto degli elementi grossolani che della matrice risulta eterogenea. I *till* di ablazione a volte conservano l’originaria organizzazione in argini morenici come nel caso dei lembi di cordoni laterali ubicati alla testata della Val Fiorentina su entrambi i versanti, a quote comprese fra i 1650 e 1800 m s.l.m., ora coperti da vegetazione ad alto fusto. Nel piccolo bacino del Ru Cordon, affluente di destra del T. Fiorentina, i *till* di ablazione sono organizzati in argini laterali e frontali discontinui che registrano come, ad un generale arretramento e abbassamento del ghiacciaio principale, siano talvolta corrisposte pulsazioni positive delle lingue glaciali minori non più contiguate che occupavano le vallette laterali. Lo stesso si può dire per quanto riguarda i *till* di ablazione individuati in Valle di Codalonga.

Depositi di contatto glaciale (in val Fiorentina, costituiscono la dorsale in cui è ubicata l’omonima malga, 1700-1900 m s.l.m., e i corpi terrazzati su cui sorgono le località di S. Fosca, l’Andria e Franceschin, 1375-1525 m s.l.m., il paese di Selva di Cadore, 1275-1335 m s.l.m, le località Pian e Villalta, 1275-1435 m s.l.m; in Valle di Codalonga, formano un ripiano morfologico su cui sorge la località Lagosta 1460-1525 m s.l.m.): ghiaie con ciottoli e rari blocchi a supporto elastico, massive o grossolanamente stratificate, ben cementate, di ambiente *braided* di margine glaciale con matrice limosa nocciola chiaro; i clasti sono da subangolosi a subarrotondati e provengono dalla magnifica parete nord del M.te Pelmo (Dolomia Principale e Calcari Grigi). Il deposito è organizzato in corpi di spessore decimetrico-metrico a geometria tabulare o lenticolare con giacitura decisamente discordante rispetto al fondovalle attuale: si rinvengono orizzonti classati e allineamenti di ciottoli e blocchi, cenni di stratificazione nei rari livelli sabbiosi e numerose superfici erosive. Questi sedimenti sono stati rinvenuti con potenza significativa nei pressi della M.ga Fiorentina intervallati a livelli metrici di *diamicton* massivo a supporto di matrice limo-sabbiosa di color nocciola scuro-bruno, normal consolidata, con elementi detritici sia angolosi-subangolosi, di provenienza locale, che arrotondati, strappati da depositi quaternari più antichi. Questi sedimenti costituiscono l’ossatura degli ampi terrazzamenti ben visibili (terrazzi di *kame*) sul versante settentrionale della Val Fiorentina, messi in posto da corsi d’acqua lateroglaciali. Nella serie non è raro imbattersi in lenti concavo-convesse con limite inferiore erosivo di *diamicton* con matrice sabbiosa e clasti di dimensioni anche plurimetriche, prodotte dalle colate detritiche e di fango che si impostarono sui versanti da poco liberati dal ghiaccio.

Spessori

Till di ablazione: 25-30 m; depositi di contatto glaciale: fino a 40 metri.

Rapporti stratigrafici

I sedimenti quando la base non è coperta poggiano in modo inconforme sul substrato roccioso o sui *till* del sistema del Piave indistinto; spesso il *top* deposizionale è conservato nella superficie topografica; altre volte i depositi del subsistema di M.ga Fiorentina passano bruscamente a quelli del subsistema di S. Fosca o a quelli del subsistema Postglaciale Alpino (PTG).

Modalità di messa in posto ed età

Nel caso del sottobacino della Val Fiorentina, da osservazioni relative alla sedimentologia, alla morfologia, alla giacitura e distribuzione dei *depositi di contatto glaciale* e all'assetto morfostrutturale dell'intera vallata, si può dedurre che nel primo tardoglaciale (Pleistocene sup. p.p.), nonostante la disattivazione delle trasfluenze (Forc.la Roan, Forc.la della Puina, Forc.la de Costantiol, Passo Giau), un ghiacciaio vallivo di notevoli dimensioni continuò a scorrere, in generale trend di arretramento, alimentato prevalentemente dal grande circo della Val D'Arcia (versante nord del Pelmo). La dinamica di tale arretramento fu grandemente influenzata, come sempre per i ghiacciai locali, dall'esposizione: il grande ghiacciaio vallivo si ridusse rapidamente ad una lingua addossata al versante meridionale (il meno esposto), favorendo l'avanzata delle masse glaciali che ancora occupavano alcune valli laterali secondarie, come la Val Cordon e la Valle di Codalonga.

11.1.6. - *subsistema di Santa Fosca* (PVI₆)Litologia e facies

Till di ablazione (nel circo della Val d'Arcia, parete N del M.te Pelmo; all'intersezione fra la Valle di Zonia e quella di Codalonga (ANGELI ET ALII, 1990); nei pressi della confluenza fra il Rio Ambrizzola e il Rio Mondeval, alla testata della valle laterale del Rio Cordon, 1900-2300 m s.l.m.): *diamicton* con tessitura variabile dal *clast supported* al *matrix supported*, con matrice sabbioso-limosa mai argillosa (variabile dal 25% al 60%), spesso costituita da sabbia grossolana. La granulometria e il colore della matrice varia in funzione dell'area sorgente del ghiacciaio responsabile della loro messa in posto: si nota un arricchimento delle frazioni fini più scure spostandosi dalla testata, in cui dominano litologie carbonatiche massicce (formazione dello Sciliar, Dolomia Cassiana; Dolomia Principale e Gruppo dei Calcarì Grigi), alla sezione di chiusura del bacino, in cui affiorano litologie a maggior contenuto terrigeno e vulcanoclastico (serie dolomitica Anisica e Ladinica Inf.). Nel circo della Val d'Arcia e nella parte alta della Val di Codalonga gli elementi litoidi sono eterometrici, dato che imponenti fenomeni

fransi hanno fornito buona parte del materiale preso in carico e riorganizzato dai processi glaciali e/o periglaciali (argini morenici, *rock glacier*). I *till* di ablazione di questa unità sono spesso organizzati in argini morenici frontali e laterali: gli esempi meglio conservati, coperti di vegetazione al più arbustiva, sono ubicati all'interno di aree delle circo a quote comprese fra i 2100-2300 m.s.l.m..

Depositi fluvioglaciali (nelle scarpate di erosione del T. Fiorentina, sino alla confluenza del Rio Codalunga e lungo le incisioni torrentizie e da *debris/mud flow* ad andamento perpendicolare all'asse della valle; all'intersezione fra la Valle di Zonia e quella di Codalunga): ghiaie e ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate, talora mal selezionate; *diamicton* a supporto clastico, massivi, con elementi da subangolosi a arrotondati. Nella parte alta della successione si incontrano dei corpi a geometria concavo-convessa costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti angolosi-subangolosi di petrografia esclusivamente locale, vagamente organizzati in strati con giacitura perpendicolare all'asse della valle: si tratta di porzioni distali delle colate di detrito e/o *mud flow* che scendevano e scendono tuttora dai ripidi versanti della Val Fiorentina, interdigitandosi con quelli fluvioglaciali-alluvionali del fondovalle. Nella parte bassa della serie, invece, si abbondano i livelli di sabbie e limo a laminazione piano-parallela, talora con dropstone, addensati (vedi log sondaggio n.1 "S. Fosca"). Si tratta di depositi glaciolacustri che testimoniano la ripetuta azione di sbarramento esercitata dagli apparati glaciali-proglaciali della Valle di Codalunga e della Valle del Cordevole sul sistema fluvioglaciale del T. Fiorentina. In val Fiorentina in questi sedimenti si osservano due serie di orli di terrazzo di ordine inferiore rispetto a quelli di *kame* riferiti al subsistema di M.ga Fiorentina.

Depositi di frana su ghiaccio (in località Masare di Piazza, nei pressi di P.sso Giau): *diamicton* a tessitura parzialmente aperta, costituito prevalentemente da blocchi spesso di dimensioni plurimetriche, subordinati ciottoli e ghiaia fine; tutti i clasti sono angolosi e petrograficamente monogenici (Dolomia Cassiana). Le caratteristiche sedimentologiche e morfologiche, l'entità del *runout*, l'assenza di blocchi analoghi nell'ampio settore di versante che separa il deposito dalla zona di distacco, rappresentano elementi sufficienti a definire questi ammassi come corpi di frana su ghiaccio (Fig 24).

Rock glacier (località Federe, alta valle di Codalunga, 2000-2240 m s.l.m.): *diamicton* con struttura a supporto di clasti, con blocchi anche di dimensione gigantesca, con modesta matrice limoso-sabbiosa concentrata nella porzione più profonda del corpo, caratterizzato da morfologie a lobi affiancati, depressi nella parte centrale dell'accumulo. La maggioranza dei clasti sono angolosi e le petrografie sono coincidenti con quelle costituenti le sovrastanti pareti del M.te Averau e della Croda Nera. Lo spessore preciso non è valutabile poiché la superficie di appoggio è sepolta ma si stima che il lobo principale-terminale abbia una potenza superiore ai 30 metri. Non si sono riscontrate evidenze di attività. Questo *rock glacier* è l'unico fra i tanti rilevati nel Foglio a non essere inserito nell'unità

Postglaciale (PTG) a causa sia della sua localizzazione (ampio e soleggiato pendio rivolto a sud, a quote relativamente basse), sia delle sue dimensioni (circa 1 km²), sia dell'elevato grado di sviluppo delle sue morfologie caratterizzanti (lobi e depressioni), che denotano una maggiore maturità morfodinamica del corpo sedimentario (Fig 24).

Spessori

Till di ablazione: fino a 30 metri; depositi fluvioglaciali e glaciolacustri: fino a 60 metri (vedi log sondaggio n.1); frane su ghiaccio e *rock glacier*: 2- 35 metri

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è sempre inconforme con il substrato roccioso, con i *till* di alloggiamento e di ablazione del sistema del Piave (PVI), con i sedimenti del subsistema di M.ga Fiorentina; superiormente i depositi passano nettamente (limite diacronico e erosivo) ai corpi del sistema o del subsistema postglaciale, ma più spesso il tetto del subsistema di S. Fosca coincide con la superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed età

Il subsistema di S. Fosca è costituito da diverse tipologie di deposito tutte riconducibili alla fase di definitivo svuotamento dai ghiacci delle vallate principali e all'instaurarsi nelle stesse di potenti apparati fluvioglaciali. Nel Tardoglaciale sup. (Pleistocene sup. p.p.) il glacialismo residuo si manifestava con modesti ghiacciai di circo, ubicati alla testata delle valli meno esposte (Val D'Arcja, Val di Zonia) e a quote sempre superiori ai 1800 m s.l.m.. I depositi glaciali e le forme in cui sono spesso organizzati (argini morenici), ne registrano alcune brevi avanzate e soste (stadi). I depositi alluvionali-fluvioglaciali sono stati messi in posto da complessi apparati fluvioglaciali che si sviluppavano dal fronte delle residue lingue di ghiaccio. Gli ingenti spessori registrati tanto in affioramento quanto in sondaggio e gli intervalli glaciolacustri della parte bassa della serie fluvioglaciale della Val Fiorentina, testimoniano come all'inizio del Tardoglaciale sup. il ghiacciaio della valle del Cordevole nei pressi di Caprile fosse ancora sufficientemente spesso da provocare, con le sue pulsazioni, ripetuti sbarramenti del T. Fiorentina. L'enorme *rock glacier*, i corpi di frana su ghiaccio e i depositi di colata detritica/fango eteropici della parte alta della serie fluvioglaciale del T. Fiorentina, dicono che sui versanti esposti a sud nella fase medio-terminale del Tardoglaciale sup. erano già attivi quei processi morfodinamici di degradazione dell'ammasso roccioso ed erosione che raggiungeranno l'apice nel Postglaciale.

11.1.7. - unità di Col Vallon (UCV)

Depositati glaciali (*till* di ablazione - c₁), riferibili alla prima fase di ritiro dei ghiacci Pleistocene sup.p.p. (Tardoglaciale inf.). Affiorano estesamente alle pendici occidentali del M.te Pelmo, ove drappeggiano il versante raggiungendo spes-



Fig 24 - Frane su ghiaccio e, in secondo piano, il grande rock glacier del Passo Giau.

sori superiori ai 30 metri, in particolare lungo la ripida incisione del Rio Bianco e sulle diffuse e numerose scarpate di frana, a quote comprese fra i 1600 e i 1850 m s.l.m.: si tratta di diamicton *matrix supported* con clasti subangolosi-subarrotondati eterometrici ($> 1\text{m}^3$) di litologie eterogenee; prevalgono gli elementi carbonatici derivanti dallo smantellamento del M.te Pelmo. La matrice varia dal limo all'argilla ed è di colore nocciola-rosato in quanto nell'area affiora con grande potenza la fm. di Travenanzes (TVZ). Il limite inferiore dell'unità coincide con il substrato o con i depositi del sintema del Piave Indistinto (PVI), quello superiore con la superficie topografica o con la base dei terreni appartenenti all'unità della Val D'Oten (UVD) e al sintema Postglaciale (PTG).

11.1.8. - unità della Val D'Oten (UVD)

Depositi glaciali (*till* di ablazione e morenico scheletrico - c1; c4), fluvioglaciali (b) e depositi misti (i) riferibili alle pulsazioni terminoglaciali (Pleistocene sup. p.p.). Alla testata della Val d'Oten e della valle dell'Antelao, che confluisce in essa, affiorano begli esempi di *till* di ablazione (UVDc1) organizzati in apparati morenici ancora ben riconoscibili nonostante siano ora sfondati in più punti, parzialmente erosi e coperti da vegetazione arbustiva (mugheti). Si tratta di *diamicton* a tessitura *clast supported*, con matrice costituita da sabbia grossolana; i clasti sono eterometrici, con elementi di dimensione anche superiori al metro cubo, subangolosi e angolosi, di natura esclusivamente carbonatica (Gruppo dei Calcarei Grigi, Dolomia Principale).

Nel piccolo bacino del Rio Canedo (affluente del T. Maè), nei pressi di loca-

lità Palafavera, affiorano malamente depositi fluvioglaciali molto ricchi in materiale fine. Il limite inferiore è inconforme e erosivo con il substrato, con l'unità UCV o con il sintema del Piave Indistinto, quello superiore coincide con la sup. topografica o con le unità PTG e PTG₁.

B – Bacino del F. Adige

11.2. - SINTEMA DEL GARDA INDISTINTO (SGD)

In questa unità sono cartografati i depositi glacialigenici o di sicura/probabile attribuzione LGM “pre inizio ritiro”, o non inseribili all'interno di uno dei subsintemi riconosciuti all'interno del grande sintema del Garda.

Litologia e facies

Till di ablazione (sulla Croda del Vallon Bianco, ad est del Vallon del Fosso 2325-2400 m s.l.m): *diamicton* massivi, con clasti di taglia variabile dalla ghiaia ai blocchi, anche metrici, subangolosi, talvolta striati e di natura litologica esclusivamente autoctona (carbonati del Gruppo dei Calcari Grigi). La matrice si presenta sabbiosa e di colore nocciola chiaro. I sedimenti sono organizzati in un argine morenico situato nella sponda destra del Vallone del Fosso con andamento che tende a ruotare in direzione parallela alla valle di Fanes Grande. Attualmente la forma appare poco rilevata, con il profilo notevolmente arrotondato e parzialmente colonizzato da vegetazione erbacea (BINI *et alii* 1994; MASINI, 1998)

Spessori

Till di ablazione: fino a 20 metri

Rapporti stratigrafici: il limite superiore coincide con la superficie topografica; alla base il deposito poggia direttamente sul substrato.

Modalità di messa in posto ed età

L'argine morenico in questione è stato messo in posto dalla lingua glaciale che scendendo dal Vallone del Fosso si immetteva nel grande ghiacciaio della Valle di Fanes. La grande lingua glaciale di Fanes aveva quindi, durante l'LGM-pre inizio ritiro (Pleistocene sup. p.p.), uno spessore di 600-700 metri (BINI *et alii* 1994).

B₁ – Sottobacino del R. Travenanzes – T. Rienza

11.2.1. - *subsintema della Val Padeon* (SGD₁₀)

Litologia e facies

Till di ablazione (in Val Padeon, alla base della Croda di Pomagagnon sul ripiano strutturale orientato NNO-SSE, 1820-1920 m s.l.m.; in Val di Travenanzes,

sui ripiani strutturali a monte, 1600 m s.l.m., e a valle, 1400 m s.l.m, della confluenza del Rio Fanes): *diamicton* con tessitura da *matrix supported a clast supported*, con matrice limo-sabbiosa (variabile dal 50 - 60%) nocciola chiaro-rosata (apporti di peliti rosse della fm. di Travenanzes); i clasti sia, subarrotondati che angolosi, sono eterometrici. La petrografia è prevalentemente carbonatica (85%). Tali depositi dovevano essere organizzati in argini morenici mediani e laterali che sono stati quasi totalmente spianati dai processi fluvio-glaciali instauratisi in queste valli durante il Tardoglaciale sup.

Depositi fluvio-glaciali (in Val Padeon, sulla sponda sinistra della forra del Rio Bosco a quote comprese fra 1675 e 1725 m s.l.m): ghiaie e sabbie limose con ciottoli e meno blocchi, grossolanamente stratificate, spesso mal selezionate, alternate a livelli di *diamicton* a supporto di matrice sabbioso-limosa, con clasti da subangolosi a subarrotondati anche se non mancano elementi angolosi provenienti dalle colate detritiche che tagliano i versanti laterali. Il deposito è organizzato in corpi di spessore decimetrico-metrico a geometria tabulare o lenticolare: si rinvencono orizzonti classati e allineamenti di ciottoli e blocchi, nonché numerose superfici erosive. Le porzioni con tessitura a supporto di clasti o ben classate risultano cementate. Le litologie dei sedimenti rispecchiano la serie geologica affiorante nella valle, ma sono stati ritrovati nella serie fluvio-glaciale dei clasti di Rosso Ammonitico Veronese, che testimoniano una precedente ingressione del ghiacciaio che scendeva dalla Val di Fanes – Travenanzes. La notevole potenza della serie fluvio-glaciale in Val Padeon è imputabile all'azione di sbarramento esercitata sull'apparato proglaciale del Rio Bosco dalla grande lingua glaciale che, alimentata dai più ampi bacini della Val Travenanzes e di Fanes, continuava a scorrere con grande spessore nella Val di Landro. I corpi stratiformi cementati, infatti, non sono raccordabili con il fondovalle attuale e giacciono in condizioni di pensilità. Dai dati giaciture si è dedotto che la superficie del ghiacciaio responsabile dello sbarramento e del conseguente sovralluvionamento della Val Padeon si doveva attestare ad una quota di 1600 m s.l.m.

Spessori

Till di ablazione: da 2 a 10 m; depositi fluvio-glaciali: fino a 50/60 metri.

Rapporti stratigrafici

Alla base i sedimenti del subsistema della Val Padeon poggiano in modo inconforme direttamente sul substrato; al tetto i depositi passano di netto ai sedimenti del sistema postglaciale alpino (PTG) o del subsistema di Podestagno (SGD₁₁); spesso il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed età

Nel primo Tardoglaciale (Pleistocene sup. p.p.) il ghiacciaio della Val di Landro subisce una fusione decisamente meno repentina rispetto a quanto avviene nelle adiacenti conca di Cortina d'Ampezzo e Val d'Ansiei. La Valle di Travenanzes e di Fanes, zone sorgente, infatti, hanno caratteristiche altimetriche, orografiche e di esposizione ideali a ridurre l'effetto del generale mutamento climatico. I *till* di

ablazione ubicati sui ripiani strutturali in Dolomia Principale alla confluenza di dette valli, rispettivamente a 1600 e 1400 m s.l.m., se da un lato registrano una progressiva riduzione di volume dall'altra testimoniano che la massa di ghiaccio si trovava ancora in condizioni di lingua attiva. Nel contempo, il ghiacciaio occupante la piccola e più esposta Val Padeon manifesta un rapido ritiro e si separa dalla grande massa della Val Landro in cui confluiva; di conseguenza l'apparato fluvioglaciale che si imposta al suo fronte, essendo sbarrato dal fianco destro del ghiacciaio della Val di Landro, sovralluviona il settore vallivo appena liberato dai ghiacci (serie fluvioglaciale della Val Padeon).

11.2.2. - *subsintema di Podestagno* (SGD₁₁)

Litologia e facies

Till di ablazione (in Val Travenanzes, 2550-1900 m s.l.m; in Fanes Grande, nei circhi delle valli pensili secondarie, 2300-2450 m s.l.m., o nel fondovalle, 2050-2200 m s.l.m, nei circhi del versante nord del Gruppo del Cristallo, 2150-2200 m s.l.m; in val Popena Alta; nel versante nord del Gruppo dei Cadini di Misurina-Cimon di Crodaliscia, 2360-2200 m s.l.m.): *diamicton* con tessitura variabile dal *clast supported* al *matrix supported*, con matrice sabbioso-limosa (25-60%) grigio chiaro nocciola, spesso costituita da sabbia grossolana; gli elementi litoidi si presentano spiccatamente eterometrici (al massimo circa 3 m³), per nulla o moderatamente arrotondati; la petrografia tanto dei clasti che della matrice risulta estremamente omogenea. I *till* affioranti visibili in Val Travenanzes mostrano una matrice argillosa-pelitica consistente (fino al 50%) e una colorazione marcatamente rosata, data dalle peliti rosse della formazione di Travenanzes. Tali depositi sono organizzati in argini morenici frontali e laterali a volta responsabili dello sbarramento delle acque di fusione e della nascita di piccoli bacini glaciolacustri, ora ridotti a piccole depressioni paludose. I *till* di ablazione e i sedimenti fluvioglaciali situati a quote comprese fra 2000 e 2100 m s.l.m sull'Alpe di Lagazuoi, sono stati inseriti in questo subsintema pur facendo parte del piccolo bacino di Rio Sarè, sottobacino del Rio Gadere.

Depositi fluvioglaciali (in Val di Fanes, località Piani della Loà; in Val di Landro in località Podestagno sino al Rif. Ospitale; in Val Padeon sulle sponde del Rio Bosco; in Valle del Cristallo, 2200-2000 m s.l.m.): ghiaie e sabbie, da grossolane a medie, con ciottoli, subangolosi-arrotondati, e subordinati blocchi, a struttura *clast-supported*, stratificate, localmente massive. I clasti sono di natura quasi esclusivamente carbonatica (95%) anche se dall'altopiano di Fanes provengono anche elementi marnosi: laddove si rinvenivano elementi tabulari (arenarie, calcari marnosi etc.), questi risultano embricati. I conglomerati fluviali di Podestagno (sedimenti fluvioglaciali cementati) hanno potenza notevole (> di

60 m) e conservano nel *record* stratigrafico il momento in cui il Rio Travenanzes è stato catturato dal T. Boite (MERLA, 1932): le strutture trattive visibili nella porzione basale e mediana della serie indicano che le acque del Rio Travenanzes scorrevano verso est, immettendosi nella Val di Landro per confluire nel T. Rienza ed andare in ultimo ad alimentare il F. Adige; quelle della parte alta, invece, sono meno evidenti e, cosa assai significativa, mostrano una direzione di flusso opposta (da est a ovest). È cioè fotografato nei sedimenti il momento in cui le valli di Fanes e Travenanzes passano dal bacino dell'Adige-Garda a quello del Piave. Pur non avendo dati certi, è probabile che la cattura del Rio Travenanzes e del Rio Felizon da parte del Boite sia avvenuta al limite Tardoglaciale sup.- Postglaciale, nel momento in cui la zona di Podestagno era libera dai ghiacci e grandi corpi detritici (frane e *debris flow*) iniziarono a interferire con il sistema fluvioglaciale-fluviale della Val di Landro. Anche in questi depositi sono riconoscibili alcune serie di orli di terrazzo di erosione che testimoniano il progressivo approfondimento del reticolo idrografico avvenuto dal Tardoglaciale sup. in poi.

Spessori

Till di ablazione: fino a 25 metri; depositi fluvioglaciali: fino a 60 metri.

Rapporti stratigrafici

Alla base i sedimenti del subsistema di Podestagno poggiano in modo inconforme direttamente sul substrato o sui depositi del subsistema della Val Padeon (SGD₁₀); al tetto i depositi passano di netto ai sedimenti del sistema postglaciale e del subsistema dell'Amola (PTG₁); soventemente il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed età

I depositi glaciali e le forme ad essi associate sono stati messi in posto dalle ormai ridotte lingue glaciali della Val di Travenanzes e di Fanes e da piccoli ghiacciai di circo che, nel Tardoglaciale superiore (Pleistocene sup. p.p.), hanno registrato alcune avanzate e soste (stadi). Al fronte dei residui sistemi glaciali si impostarono complessi sistemi fluvioglaciali responsabili della messa in posto di serie sedimentarie anche molto potenti: Il Rio Travenanzes, il Rio Fanes e i più piccoli Rio Bosco e Rio Cristallo si presentavano come corsi d'acqua con portata decisamente maggiore e più costante rispetto all'attuale e convergevano nella Val di Landro in cui si formò una grande piana fluvioglaciale in progressiva aggradazione.

2. - UNITA' POSTGLACIALI

12.1. - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG) (CFR SINTEMA DEL PO-POI)

Tutti i terreni di copertura soprastanti ai sistemi del Piave e del Garda-Adige sono raggruppati nel sistema postglaciale alpino (PTG). I sedimenti che la com-

pongono si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali e fluvio-glaciali a partire dall'intervallo finale del Pleistocene superiore, nell'Olocene fino ai nostri giorni: si tratta di unità litostratigrafiche mai delimitate da discontinuità di estensione regionale che mostrano comunque una loro individualità ben definita. Nell'unità postglaciale è stata distinta un'unità di rango inferiore: il subsistema dell'Amola (PTG₁) che comprende tutti i depositi glaciali e quelli più strettamente correlati, risalenti alla Piccola Età Glaciale (P.E.G.), localizzati nelle zone altimetricamente più elevate delle Dolomiti. Il limite inferiore del sistema PTG è diacrono, quasi sempre erosivo e inconforme sul substrato o su unità quaternarie più antiche. Il *top* deposizionale, sempre coincidente con l'attuale superficie topografica, lascia in rari casi vedere resti di suolo (0,5-1,5 m) ben sviluppato nel corso dell'Olocene (SOLDATI *et alii*, 1997).

All'interno di tale unità sono comprese molte litofacies che vengono di seguito descritte in dettaglio.

12.1.1. - *Deposito di versante, deposito di versante a grossi blocchi (PTG_a) – nivomorene*

Ghiaie, ghiaie e ciottoli con subordinati blocchi, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta, con elementi angolosi di provenienza locale. La percentuale di frazione fine (generalmente sabbia grossolana) varia in funzione della litologia dell'area di alimentazione. Nei casi in cui una percentuale importante del deposito è costituita da detriti di dimensioni metriche-plurimetriche si è utilizzato il simbolo di detrito a grossi blocchi. Detti depositi sono localizzati al piede delle pareti rocciose soggette a intensi processi di gelivazione e conseguenti franamenti diffusi, e sono organizzati in potenti falde e coni di detrito, laddove l'ammasso roccioso ha grado di fratturazione elevato e dimensioni ragguardevoli. Nell'area del Foglio Cortina tutte le ripide pareti dolomitiche dei principali massicci (Le Tofane, il Cristallo, Il M.te Pelmo, i Lastoni di Formin, il M.te Antelao e le Marmarole, etc.) sono "fasciate" alla base da falde detritiche senza soluzione di continuità (Fig. 25).

Sono inoltre diffusi in tutto il territorio detriti di versante in luoghi non sottostanti a pareti elevate, che mostrano talvolta giaciture tipo *grèze litée*, da collegarsi allo smantellamento di compagini rocciose intrassata da intenso disturbo tettonico, di cui rimangono in posto solo sparuti residui. La carta non fa distinzione fra i depositi con evidenze di continuità dei processi e quelli almeno apparentemente "stabilizzati". Essa distingue i *coni detritici*, posizionati sempre allo sbocco dei canali che intagliano le pareti. Una forma che spesso si accompagna alle falde detritiche sono le *nivomorene*: si tratta di cordoni dalla forma allungata generalmente parallela al versante, legate allo scivolamento di materiale detritico su superfici nevose alquanto pendenti.

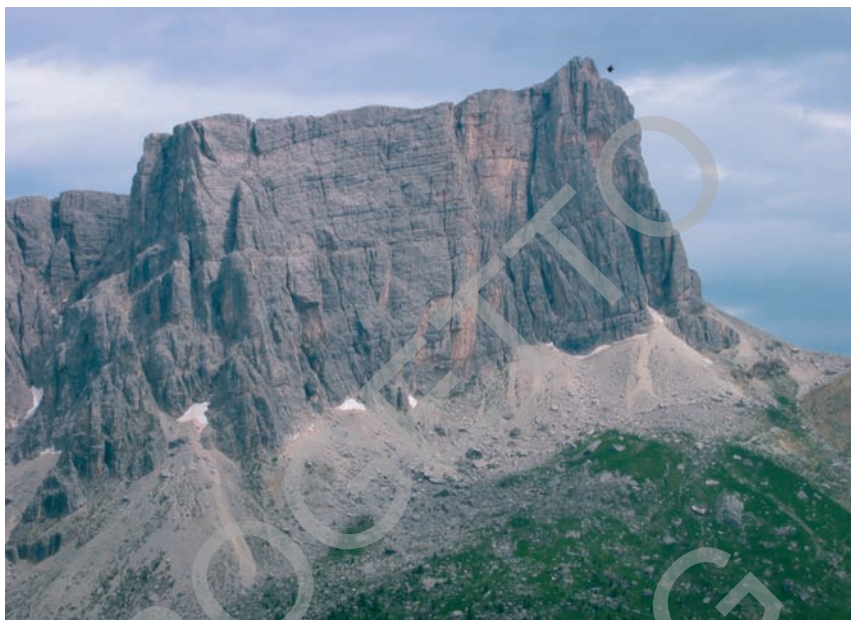


Fig 25 – Falda detritica costituita da coni coalescenti poggianti su morene stadiali (Lastoni di Formin).

12.1.2. - Rock glacier

I *rock glacier*, con tutta probabilità non attivi, derivano dalla rimobilizzazione di accumuli detritici locali. Essi si presentano composti da detriti con scarsa matrice nella porzione superiore e sono caratterizzati da cordoni o rughe arcuate indicanti un'origine per lento flusso di materiali in presenza di ghiaccio interstiziale collegato ad antiche condizioni di *permafrost*. Si rintracciano all'interno dei circhi del Gruppo del Sorapis, delle Marmarole e delle Tofane, variamente esposti, a quote comprese fra i 1800 e i 2300-2400 m; nei pressi della Croda da Lago e sul versante settentrionale dell'Averau; a volte assumono forma di colate .

12.1.3. - Deposito di frana (PTGa) e deposito di frana antica (PTGa1a)

Movimenti franosi, con tipologia e ricorrenze diverse, hanno interessato in modo diffuso il territorio del Foglio Cortina d'Ampezzo specialmente in seguito allo svuotamento delle vallate dai ghiacci (*Pleistocene Sup.*) (PANIZZA, 1973). In carta sono state distinte le frane in attuali e antiche, come previsto dalla le-

genda SGI aggiornata, mentre le differenze tipologiche vengono mantenute nel *database*. Tali movimenti sono strettamente connessi alla struttura geologica e all'assetto tettonico della zona. Infatti l'alternanza di litotipi a comportamento prevalentemente plastico (Fm. di Wengen - La Valle, Fm. di San Cassiano, fm. di Travenanzes) con quelli a comportamento rigido (Dolomia Cassiana, parte della fm. di Heiligkreuz, Dolomia Principale), unitamente all'intensa fratturazione di origine tettonica lungo linee preferenziali, ha condizionato in maniera determinante la diffusione e la distribuzione di frane e lo sviluppo di particolari tipologie di dissesto quali le DGPV (PASUTO *et alii*, 1997a). Sembra tuttavia che anche le variazioni climatiche oloceniche abbiano giocato un ruolo non trascurabile nell'attivazione di eventi gravitativi in determinati periodi. (SOLDATI *et alii*, 2004).

I depositi di frana sono in genere costituiti da *diamicton* a tessitura variabile da *clast supported* a *matrix supported*, con matrice sabbioso-limoso, con clasti anche di dimensioni metriche in prevalenza subangolosi, se le litologie coinvolte nell'evento sono marnoso-terrigene; oppure da *diamicton* con tessitura variabile da aperta a parzialmente aperta, con matrice ghiaioso-sabbiosa, non di rado con clasti di dimensioni plurimetriche dall'angoloso al subangoloso, nel caso in cui l'evento interessi litotipi a comportamento fragile come i calcari e le dolomie. Bisogna sottolineare come corpi a cui era stata attribuita in passato un'origine glaciale (Foglio 1:100.000 - Pieve di Cadore) sono stati qui cartografati come sedimenti di frana alla luce sia degli innovativi metodi combinati sedimentologico-geomorfologici utilizzati nel rilevamento, sia dei risultati dei numerosi studi di settore effettuati nell'area dolomitica dal tragico evento del Vajont (9 Ottobre 1963) in poi. Un caso emblematico in tal senso è costituito dal deposito a grandi blocchi angolosi di Dolomia Principale immersi in una matrice ghiaiosa e sabbiosa dolomitica, allungato in direzione E-W, affiorante in località Palafavera (comune di Zoldo Alto). Esso è stato responsabile dello sbarramento del Rio Canedo, affluente di sinistra del T. Maè, e della nascita di un piccolo bacino lacustre, poi evoluto in torbiera. Detto deposito è stato da molti studiosi considerato come una morena frontale dello stadio *Buhl* (CASTIGLIONI, 1964; DEL LONGO *et alii*, 2001), nonostante le sue caratteristiche sedimentologiche (petrografia omogenea sia dei clasti che della matrice, angolosità dei clasti) e morfologiche, non si sposino con un'origine glaciale. D'altro canto la distanza del corpo dalle pareti del Pelmo (> 2 km), ha reso l'ipotesi che si trattasse di un corpo di frana staccatosi dalla parete occidentali del M. Pelmo poco praticabile. Solo Moscariello A. nel 1993 aveva formulato l'ipotesi che si potesse trattare di un corpo di frana. Oggigiorno esistono numerosi lavori (MELOSH, 1987; MCSAVENEY, 1978) che dimostrano come, in occasione di frane per crollo o scivolamento a cuneo di volumi particolarmente grandi di roccia, il materiale può percorrere distanze insospettate, senza dover chiamare in causa l'azione diretta o indiretta del ghiaccio. Per derimere la questione è stato effettuato un sondaggio nella piana di Palafavera: le analisi

radiometriche effettuate su un frammento ligneo prelevato a - 34,60 m dal piano campagna, all'interno dei depositi lacustri-torbosi più profondi, hanno fornito una data calibrata di 8.800 anni B.P.; valore questo, che colloca lo sbarramento nel Postglaciale, escludendo l'ipotesi che si tratti di un deposito glaciale e avvalorando quella che considera tale accumulo come il corpo di un'enorme frana (*rock avalanche*) staccatasi dalla maestosa parete occidentale del M.te Pelmo.

Un settore del Foglio che merita di essere trattato a parte è quello della conca di Cortina d'Ampezzo (studiato negli ultimi 20 anni dall'Università di Modena, dal CNR I.R.P.I. di Padova, e dall'Università di Ferrara) perchè mostra una concentrazione e varietà di fenomeni franosi unica nel panorama alpino-dolomitico che minacciano la popolazione e le attività economiche della "Perla delle Dolomiti" (PASUTO ET ALII, 1997A; 1997B). Le tipologie di frana riconosciute nell'area di Cortina sono prevalentemente di colata, e rotazionali; i crolli sono meno diffusi e limitati alle fasce sottostanti le pareti a morfologia rupestre delle Crepes de Cianderau, del Pomagagnon e del Col da Varda (Passo Tre Croci). Numerose le frane di natura complessa. Il materiale che si rinviene in tali corpi è eterogeneo massivo composto da rari grossi blocchi di natura dolomitica e calcarea immersi in un'abbondante matrice limoso argillosa derivante dal disfacimento delle formazioni di Wengen (WEN), di San Cassiano (SCS) e dalla parte basale della fm. di Heiligkreuz (HKS). Sono rinvenibili anche clasti arrotondati appartenuti ragionevolmente ad apparati glacialigenici (glaciale e fluvio-glaciale) ormai non più localizzabili. Una descrizione più dettagliata delle singole frane della Conca di Cortina d'Ampezzo viene data nel capitolo n.6, paragrafo "Eventi franosi".

12.1.4. - Deposito di origine mista (PTGi)

Gran parte del versante orientale della Valle del Boite nella fascia compresa fra il fondovalle e l'inizio delle maestose pareti dolomitiche del M.te Faloria, del Gruppo Sorapis-Croda Marcora, del M.te Antealao, è costituito da potenti depositi di *debris flow* sia canalizzati che non, organizzati in ampi conoidi che mostrano la classica *hummocky topography*. In alcuni casi si incontrano conoidi incastrati in serie. Fra i tanti ricordiamo quello di Acquabona, di Chiappuzza, di Cancia.

I sedimenti più frequenti sono *diamicton* a supporto di clasti e/o di matrice, non addensati, con clasti subangolosi di provenienza locale e matrice limoso sabbiosa; non mancano orizzonti a tessitura *open work*, talvolta cementati. I clasti sono angolosi-subangolosi. In sezione questi depositi mostrano una grossolana gradazione inversa dei clasti più grossolani con evidente concentrazione dei blocchi più grandi (di dimensioni anche gigantesche) sulle sponde laterali e sul fronte del corpo di colata (effetto di galleggiamento). Nella parte distale, se la conoide raggiunge il fondo valle, i sedimenti misti si addentellano con quelli di origine

fluviale. Molti dei canali lungo cui si sviluppano colate di trasporto di massa ospitano in altri periodi eventi torrentizi e di valanga; i primi sono registrati nella successione da strati di ghiaie e sabbie discretamente classate e sciacquate con ciottoli e subordinati blocchi con tessitura da aperta a *clast supported*; i clasti variano da subangolosi a subarrotondati e si osservano esempi di gradazione diretta e strutture trattive (ciottoli embriciati); i fenomeni valanghivi comportano la messa in posto di diamicton massivi a tessitura da *matrix supported* a *clast supported* con clasti anche di dimensioni plurimetriche. All'interno dei corpi di origine mista sono frequenti i resti vegetali.

12.1.5. - *Depositi alluvionali* (PTGb)

A causa dell'elevata portata solida dei corsi d'acqua e dell'attitudine degli stessi ad entrare in regime di piena, i depositi alluvionali Foglio Cortina presentano tagli granulometrici estremamente eterogenei (dalla sabbia ai blocchi); il grado di arrotondamento dei clasti è variabile in relazione al percorso subito e alla litologia del clasto stesso: nei depositi fluviali ubicati in piccoli bacini i clasti sono meno arrotondati e mostrano un'eterogeneità litologica meno accentuata. Caratteristiche comuni a tutte le facies sono l'isorientazione e l'embriciatura dei clasti, una più o meno accentuata gradazione diretta e un'organizzazione dei sedimenti in corpi stratiformi o lenticolari ben distinguibili. Sono state riconosciute di volta in volta litofacies e associazioni di facies, la cui rappresentazione cartografica è stata condotta utilizzando gli specifici contrassegni per le classi tessiturali o combinazioni di essi (fino ad un massimo di tre).

12.1.6. - *Deposito lacustre* (PTGe2), *palustre e torboso* (PTG e4)

Nell'area del foglio Cortina esistono attualmente 4 bacini lacustri degni di nota: due di origine naturale (il Lago di Alleghe e il Lago di Misurina) e due artificiale (il Lago di Vodo di Cadore e il Lago di Valle di Cadore). Il Lago di Alleghe si è formato in seguito alla caduta della grande frana per scivolamento traslativo avvenuta nel 1771 che ha sbarrato il corso del F. Cordevole poco più a sud del paese da cui prende il nome. Il corpo è costituito da enormi blocchi di dolomia (Fm. del Contrin-CTR) con matrice limoso-sabbiosa formata sia dalla disgregazione della stessa dolomia che dalle marne e peliti della Fm. di Morbiac (MRB), che ha agito da piano di scivolamento. Lo specchio d'acqua è in rapido colmamento poichè il trasporto solido dell'Alto Cordevole (immissario) è davvero notevole. Il Lago di Misurina è invece imputabile all'azione di sbarramento di un argine morenico frontale messosi in posto nel Tardoglaciale inf. e, essendo posizionato

su una sella, ha un tasso di riempimento decisamente inferiore a quello del Lago di Alleghe. Nel Foglio Cortina i sedimenti lacustri-palustri-torbosi ricoprono un ruolo minore e sono localizzati: nelle conche di sovraescavazione glaciale all'interno di circhi di alta quota (L. di Sorapis, L. di Lagazuoi); in depressioni di origine tettonica (L. Federa, Palu' de Serla); a monte di sbarramenti per frana (Piani di Palafavera); su contropendenze connesse all'evolvere di fenomeni gravitativi che coinvolgono Formazioni poco permeabili (conca di Cortina d'Ampezzo, Laghetti di Cedie, alle pendici orientali del M.te Pelmo); in corrispondenza di bracci di alveo abbandonati (Borca di Cadore-Vodo di Cadore). Si tratta di depositi limoso sabbiosi ed argillosi con abbondante presenza di torba, sempre inquinati da livelli centimetrico-decimetrici di sedimenti di origine mista (*diamicton* con tessitura *matrix supported* di sabbie e limi con subordinate ghiaie angolose) messi in posto dalle colate detritiche/fango che scendono dai ripidi versanti che circondano i piccoli bacini.

12.1.7. - *Coltre eluvio-colluviale* (PTGb2)

Questi depositi, cartografati solo se di spessore superiore al metro, non presentano caratteri sedimentologici omogenei e si rintracciano: su pendii molto dolci o alla base degli stessi; su dorsali semipianeggianti; come riempimento di depressioni poco sviluppate. I colluvi sono da interpretarsi come risultato della lenta rimobilizzazione per *creep* o soliflusso di materiali sciolti del sistema del Piave e del Garda; sedimentologicamente si tratta o di *diamicton* con tracce di stratificazione, o di limi, limi sabbiosi ed argillosi, con scheletro ghiaioso assente o scarso.

12.1.8. - *subsistema dell'Amola- P.E.G.* (PTG₁)

Accumuli caotici di blocchi a tessitura da *partially open work* a *clast supported* con matrice sabbioso-limosa e clasti da subangolosi e subarrotondati (*till* di ablazione), organizzati in argini morenici perfettamente conservati non vegetati (PTG_{1c}) (Fig 26); *diamicton* a matrice sabbiosa con intercalazioni sabbiose ghiaiose (depositi di origine mista) (PTG_{1i}); ghiaie, ciottoli e sabbie limosi con rari blocchi subarrotondati moderatamente classati che formano piccoli *sandur* in quota (depositi fluvio-glaciali) (PTG_{1b}). Sono tutti depositi ascrivibili alla breve ripresa del glacialismo conosciuta come P.E.G. (*Piccola Età Glaciale*), ubicati a quote superiori ai 2500 m s.l.m. nelle aree di circo meno esposte (M.te Antelao; M.te Pelmo; Tofana di Mezzo; M.te Sorapis; M.te Cristallo).

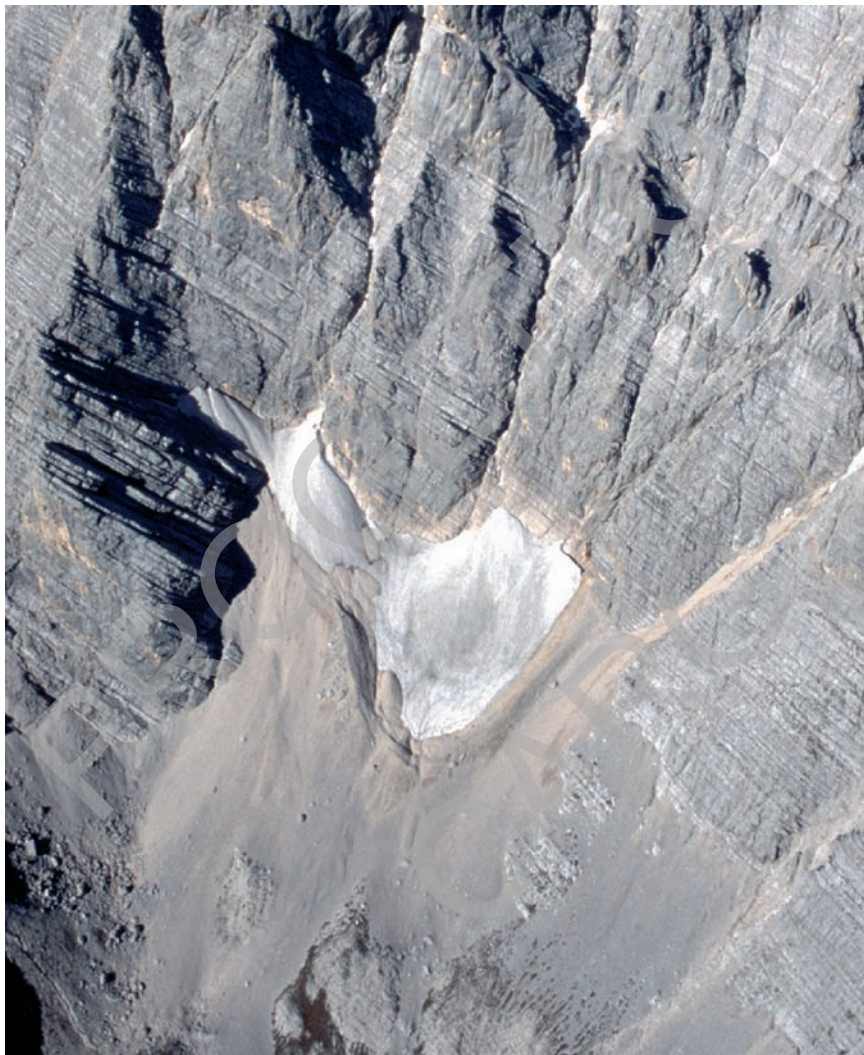


Fig 26 – Arginie morenico frontale non vegetato del subsistema dell'Amola (P.E.G.), versante Sud del M.te Antelao.

III. - TETTONICA

1. - L'EVOLUZIONE STRUTTURALE DAL PERMIANO AL NEOGENE

1.1. - INTRODUZIONE

L'evoluzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area delle Dolomiti è discussa in numerosissimi lavori che spaziano dalla ricostruzione degli eventi varisici alle compressioni neogeniche. Non tutte le fasi di tale evoluzione sono ben documentate nell'ambito del Foglio Cortina; ad esempio, ben difficilmente si potrebbe inferire la storia distensiva post-varisica del Sudalpino orientale (CASSINIS & NERI, 1999a; 1999b e relativa bibliografia, per una sintesi recente) poiché, ad esclusione di alcuni minori affioramenti della Fm. a Bellerophon, mancano completamente le successioni permiane.

Nel Foglio Cortina, però, affiorano successioni mesozoiche, in particolare triassiche, ma anche giurassiche e cretache, tra le più complete di tutte le Dolomiti (PIA, 1937; LEONARDI, 1967).

Le associazioni di facies, le variazioni laterali di facies e di spessore, i rapporti geometrici e le discontinuità stratigrafiche registrate da queste successioni, forniscono numerose evidenze relative al controllo paleostrutturale sulla sedimentazione nel corso del Triassico medio-superiore, all'individuazione del margine continentale passivo nella futura area sudalpina nel corso del Giurassico ed infine sull'inizio (Cretacico inferiore *p.p.*) e successiva evoluzione della tettonica compressiva responsabile dell'assetto strutturale alpino dell'area.

Nelle pagine seguenti saranno discussi esclusivamente gli eventi documentabili nell'ambito del foglio (tettonica medio-triassica, *rifting* giurassico, compressioni alpine *s.l.*), rimandando alla bibliografia per quanto riguarda la storia post-varisica.

1.2. - LA TETTONICA MEDIO TRIASSICA

Dopo la relativa uniformità di litofacies e spessori della Fm. di Werfen (e della sua "appendice" carbonatica rappresentata dalla Dolomia del Serla Inferiore), le unità anisiche sono caratterizzate da una marcata differenziazione paleostrutturale (aree di alto contrapposte ad aree subsidenti) su tutta l'area delle Dolomiti ed in particolare nell'area delle Dolomiti di Braies (DE ZANCHE *et alii*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et alii*, 1993). A partire dal tetto della Dolomia del Serla Inferiore, si individuano in quest'area comparti caratterizzati da tassi differenziali di subsidenza, che danno luogo ad un complesso mosaico paleogeografico con domini di piattaforma carbonatica (formazioni del Monte Rite, del Serla Superiore e del Contrin) o di bacino (formazioni di Dont, del Bivera e dell'Ambata) a sedimentazione mista, carbonatico-terrigena, aventi modesta estensione laterale (da pochi km a poche decine di km, ASSERETO *et alii*, 1978; GIANOLLA *et alii*, 1998a).

E' indubitabile che la differenziazione paleogeografica dell'Anisico sia stata controllata da una tettonica sinsedimentaria: tale tettonica è stata interpretata di volta in volta come puramente distensiva (BOSELLINI, 1968; BECHSTÄDT *et alii*, 1978) o come trascorrente, con alterni episodi trastensivi e traspressivi (DOGLIONI, 1982; 1984; DOGLIONI & NERI, 1989; BLENDINGER, 1983; 1985; BRANDNER, 1984; GIANOLLA *et alii*, 1998a). Una spiegazione alternativa è stata proposta da CASTELLARIN *et alii* (1996), riprendendo un'idea di DOGLIONI (1983): l'innalzamento delle Dolomiti occidentali sarebbe dovuto ad una cupola termica incipiente, strettamente legata al successivo magmatismo ladinico.

In effetti tutte le interpretazioni del contesto strutturale dell'Anisico superiore hanno dovuto fare i conti con i più vistosi fenomeni tettonici e magmatici del Ladinico, di cui è stato considerato il precursore. Le aree classiche in cui questi fenomeni sono ben documentati sono le valli di Fiemme e di Fassa (sede dei centri eruttivi di Predazzo e dei Monzoni), l'alta Val Cordevole, il gruppo Pale di S. Martino/Pale di S. Lucano. L'evoluzione di quest'area segue comunque le linee generali della storia ladinica delle Dolomiti, caratterizzata dai seguenti eventi.

Una prima fase di elevata subsidenza (Anisico sommitale-Ladinico inferiore) in cui si sviluppano le piattaforme carbonatiche inquadrature nella formazione dello Sciliar, a fronte di bacini in via di rapido approfondimento. In questa fase, viene raggiunta la massima differenziazione batimetrica tra aree di piattaforma e bacini profondi fino a 1.000-1.200 m. Nell'area cartografata, prevalgono le aree

bacinali, estese per quasi tutto il foglio, mentre le uniche piattaforme carbonatiche affioranti e corrispondenti a questo periodo si possono osservare nei Cadini di Misurina e al Monte Cenera.

In Dolomiti occidentali, poi, segue una fase magmatica associata alla messa in posto dei plutoni di Predazzo e dei Monzoni e a un vulcanismo subaereo e sottomarino. Le uniche tracce presenti nell'area cartografata sono rappresentate dalle effusioni laviche sottomarine della Valle del Cordevole (VIEL, 1979), dai materiali vulcanoclastici e dai depositi caotici contenuti nella fm. del M. Fernazza (IMF).

Successivamente al parossismo vulcanico segue, nel Ladinico superiore *p.p.*, una fase di smantellamento dei rilievi vulcanici i cui prodotti sono contenuti nella Fm. di Wengen - La Valle (WEN). Inizia così, grazie anche al contributo di apporti terrigeni extra-bacinali, il colmamento sedimentario dei bacini ereditati dal Ladinico inferiore e dagli eventi tettono-magmatici successivi.

Il ciclo tettono-magmatico medio-triassico si conclude progressivamente con il definitivo colmamento dei bacini durante il Carnico. Il livellamento batimetrico avviene, prima, ad opera delle piattaforme cassiane e dei relativi depositi bacinali (Fm. di San Cassiano) e, successivamente, della fm. di Heiligkreuz, al tetto della quale l'intera area dolomitica è uniformata in un contesto peritidale e in parte emersa.

Si è molto discusso sul contesto geodinamico della tettonica triassica delle Dolomiti, riferito di volta in volta ad un *rifting* abortito (BECHSTÄDT *et alii*, 1978), ad una subduzione di crosta oceanica (MARINELLI *et alii*, 1980), ad una subduzione ensialica (CASTELLARIN *et alii*, 1980), a grandi strutture trascorrenti regionali (DOGLIONI, 1984; BLENDINGER, 1985). Una revisione recente del problema è contenuta in CASTELLARIN *et alii* (1996; *cum bibl.*), cui si rimanda.

1.3. - IL RIFTING GIURASSICO

L'attività tettonica riprende nel corso del Carnico (in particolare del Carnico superiore) quando cominciano a svilupparsi le prime avvisaglie di stiramento crostale che darà poi luogo al *rifting* giurassico in senso stretto. Le strutture tettoniche distensive hanno un orientamento prevalente circa nord-sud (DOGLIONI *et alii*, 1989; DOGLIONI, 1992). Si tratta per lo più di fratture estensionali subverticali, spesso riempite da processi gravitativi (p.e. filoni sinsedimentari). Un esempio di tale tipo di strutture, si può osservare nell'area compresa tra il Mt. Lagazuoi ed i Lastoni del Formin ove brecce e accumuli caotici sin-formazione di Travenanzes suturano filoni impostati al tetto della fm. di Heiligkreuz.

Il processo distensivo continua nel Norico, probabilmente associato ad un importante sistema di faglie normali più o meno allineate lungo l'asse della Val Badia e fino al passo di Campolongo e che genera considerevoli variazioni dei gradienti di subsidenza tra le Dolomiti occidentali e quelle orientali. Nei gruppi

del Sella e del Puez-Gardenaccia, infatti, si può osservare una successione sedimentaria costituita da uno spessore della Dolomia Principale relativamente poco potente, poche decine di metri di carbonati retici e una serie giurassica estremamente ridotta (BOSELLINI, 1965). Al contrario, nei massicci che circondano Cortina (ad es. Altopiani Ampezzani, Cristallo e Sorapiss) sono presenti spessori considerevoli di Dolomia Principale e parecchie centinaia di metri di calcari riferibili all'intervallo Retico-Lias inferiore. In tutto questo periodo di tempo, quindi, l'area compresa nel foglio era caratterizzata da una subsidenza più o meno continua e importante. Anche all'interno del foglio, comunque, si possono osservare delle differenze di spessore nel litosoma carbonatico della Dolomia Principale, tra le Tofane di Rotzes (ca. 1000 m), il Cristallo (max 800 m), il Monte Antelao (max 650 m) ed il Monte Pelmo (ca. 500 m). È ragionevole ipotizzare che tali differenze siano da attribuire a faglie normali, probabilmente ad andamento meridiano. La tettonica distensiva del Triassico superiore sembra quindi precorrere i ben più importanti effetti del *rifting* giurassico.

Soltanto a partire dall'inizio del Giurassico, infatti, si instaura un marcato regime tettonico distensivo che porterà alla formazione del margine passivo "sudalpino". Nell'ambito del futuro spazio sudalpino, si delineano nel corso del Lias inferiore gli elementi paleogeografici e paleostrutturali allungati in senso nord-sud, noti in letteratura come Bacino Lombardo, Piattaforma Trentina, Bacino Bellunese e Piattaforma Friulana (BOSELLINI, 1973; WINTERER & BOSELLINI, 1981), che rompono la relativa uniformità di facies (laguna/piana tidale) che caratterizza il dominio della Dolomia Principale (Carnico-Retico).

Il territorio del Foglio Cortina può essere collocato all'interno della Piattaforma Trentina, in vicinanza del suo margine nord-orientale verso il Bacino Bellunese. La successione carbonatica di piattaforma, che caratterizza questo elemento paleogeografico nell'area in esame, copre un intervallo di tempo che va dal Retico al Pliensbachiano inferiore. Una serie di evidenze consentono di ricostruire l'evoluzione paleostrutturale dell'area:

- filoni sedimentari, imponenti corpi di breccie e fasce di cataclasiti orientate da N-S a N130° sono presenti all'interno del litosoma carbonatico retico-liassico testimoniando una attiva paleotettonica distensiva congruente con gli andamenti regionali (WINTERER e BOSELLINI, 1981; DOGLIONI, 1987);

- l'Encrinite di Fanes Piccola (Domeriano), interpretata come facies di inizio della fase di annegamento, è stata associata all'aumento di subsidenza lungo il margine nord-orientale della Piattaforma Trentina (MASETTI e BOTTONI, 1978). Questo aumento di subsidenza fu messo in relazione da BOSELLINI *et alii* (1981) con l'esistenza di elementi strutturali attivi durante il Lias medio (paleolinea della Valsugana) che iniziarono a smembrare il margine settentrionale della Piattaforma Trentina prima del corpo centrale della piattaforma stessa;

- il ritrovamento, sull'Alpe di Lerosa, di alcune facies condensate ad ammoniti di età toarciana-aaleniana (CROS, 1965; BOSELLINI, 1973) testimonia che il

totale annegamento di questa parte della piattaforma avvenne nel Toarciano;

- il Rosso Ammonitico Veronese, corrispondente a depositi di altofondo pelagico a sedimentazione rallentata, testimonia l'annegamento e la completa pelagizzazione della piattaforma. Queste facies secondo WINTERER e BOSELLINI (1981) si instaurarono durante le fasi di *rifting* e nell'incipiente fase di *drifting*.

1.4. -L'INVERSIONE TETTONICA CRETACICA

Nel corso del Cretacico inferiore si assiste ad una brusca riorganizzazione della cinematica delle placche (DERCOURT *et alii*, 1986; BALLA, 1988; PLATT *et alii*, 1989) ed inizia la convergenza tra la placca Adria (Africa) ed Europa che porterà alla formazione di questo settore della catena alpina. Le litofacies cretatiche che affiorano nel Foglio Cortina testimoniano indirettamente le variate condizioni paleostrutturali regionali. La successione, ad eccezione dei pochi metri di calcari micritici (Maiolica) presenti nella sua parte basale, è infatti costituita da unità in cui si osserva costantemente una abbondante frazione terrigena fine più o meno dispersa. La presenza del terrigeno nelle successioni cretatiche delle Dolomiti, osservata nel contiguo foglio Dobbiaco, è stata messa in relazione con l'esistenza di bacini simili ubicati a nord di quest'area (MASSARI e MEDIZZA, 1973; BACCCELLE & SEMENZA, 1974; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; DOGLIONI, 1987), orientati compatibilmente con le direzioni paleogeografiche regionali. Data l'esiguità degli affioramenti di flysch presenti in Dolomiti e la mancanza di *marker* sedimentologici e stratigrafici sicuri non è possibile al momento effettuare correlazioni affidabili con i depositi coevi presenti ad ovest (CASTELLARIN, 1976; BERNOULLI *et alii*, 1979), ad est (TUNIS e VENTURINI, 1984) e a nord (MARIOTTI, 1972; CARON *et alii*, 1989) anche se lo studio delle facies in sezione sottile ha evidenziato alcune somiglianze con essi. La deformazione tardo cretatica (-paleogenica?) è stata ben documentata nel sudalpino occidentale (BERSEZIO e FORNACIARI, 1987; BERNOULLI e WINKLER 1990) e soltanto ipotizzata nelle Dolomiti (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). Dettagliate indagini meso- e macrostrutturali (CAPUTO, 1996) hanno permesso di ricostruire la stratigrafia tettonica delle Dolomiti nord-orientali e cioè di riconoscere e caratterizzare dal punto di vista geometrico, cinematico, dinamico e cronologico le diverse fasi deformative che hanno coinvolto questo settore delle Alpi Meridionali (Fig. 27). In accordo con la ricostruzione proposta, è stata riconosciuta una fase tettonica, caratterizzata da un asse di massima compressione, σ_1 , orientato NE-SO che risulta essere sovrimposta dalle successive deformazioni alpine. Pur in assenza di un controllo stratigrafico, tale fase tettonica è stata correlata all'evento tardo cretatico-paleogenico (Fig. 28).

Il coinvolgimento del settore orientale dell'attuale catena sudalpina nell'orogenesi dinarica, le cui ultime 'pulsazioni' sono state registrate nel Paleogene, è ben documentato (COUSIN, 1981; HORVÁTH, 1984; MASSARI *et alii*, 1986; DOGLIONI,



Fig. 27 - Stereodiagramma che rappresenta le direzioni di massima compressione, σ_1 , ottenute mediante analisi mesostrutturale, di numerose stazioni di misure effettuate nelle Dolomiti orientali (CAPUTO, 1996). I quattro diversi addensamenti, evidenziati dalle linee tratteggiate, sono rappresentativi delle quattro fasi deformative che hanno coinvolto l'area, mentre le stelle indicano le direzioni medie per ogni gruppo di assi principali. Le relazioni tra strutture tettoniche e la sovrapposizione di indicatori cinematici permettono di stabilire una cronologia relativa degli eventi.

1987). Per questo motivo, nella catena sudalpina questa fase deformativa viene anche contraddistinta in letteratura come “fase dinarica”.

Nel Foglio Cortina, le maggiori evidenze strutturali attribuite a tale fase deformativa sono presenti in cima alle Tofane ed a Croda del Vallone Bianco, dove si possono osservare dei sovrascorrimenti con vergenza sudoccidentale che generano la sovrapposizione dei Calcarei Grigi (Retico p.p.-Pliensbodiano), rispettivamente, sul Rosso Ammonitico Veronese (Dogger-Malm) e sulle Marne del Puez (Monteruviano-Barremiano). È inoltre probabile che alcune faglie estensionali orientate circa N-S ed ereditate dalle fasi distensive tardo triassiche-giurassiche siano state invertite con una cinematica traspressiva destra. Un esempio di tale processo potrebbe essere rappresentato dal sistema del Boite descritto nelle pagine successive.

Evidenze mesostrutturali di una compressione NE-SO sono presenti in più settori del foglio, soprattutto nelle litologie a comportamento “duttile”(Fig. 29).

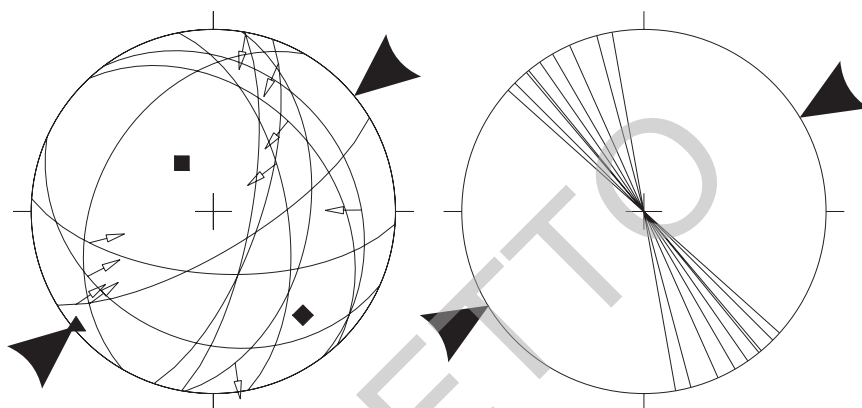


Fig. 28 - Esempio di mesostrutture associate all'evento compressivo NE-SO di probabile età Cretacico superiore-Paleogene. Nello stereodiagramma di sinistra è rappresentato un sistema di faglie, complete di indicatori cinematici, misurate nelle formazioni dell'Anisico-Ladinico inferiore della Valle Ansiei. Triangolo, rombo e quadrato indicano rispettivamente la direzione del σ_1 , σ_2 e σ_3 calcolati con la metodologia proposta da CAPUTO & CAPUTO, (1988). Nello stereodiagramma di destra, invece, sono rappresentati gli assi di mesopiege osservati nelle stesse litologie.



Fig. 29 - Esempio di mesostrutture plicative con asse orientato NO-SE e probabilmente associate alla compressione paleogenica (Fm. di Livinallongo/Buchenstein, Val Fiorentina).

1.5. - L'OROGENESI ALPINA OLIGO-PLIOCENICA

Come tutte le Dolomiti anche l'area rilevata viene successivamente coinvolta dai raccorciamenti alpini (CASTELLARIN, 1979; 1984; CASTELLARIN *et alii*, 1992) venendo a costituire la parte più interna di una catena a sovrascorrimenti mediamente sud-vergenti (DOGLIONI & CASTELLARIN, 1985; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CAPUTO, 1996; 1997; SCHÖNBORN, 1999).

Anche se in letteratura si parla comunemente di una generica fase "alpina" o "neoalpina" (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987) caratterizzata da compressioni circa N-S, indagini mesostrutturali hanno reso possibile una ricostruzione più dettagliata della stratigrafia tettonica terziaria di alcuni settori delle Alpi Meridionali (CASTELLARIN *et alii*, 1992; CAPUTO, 1996; CAPUTO *et alii*, 1999).

A partire dall'Oligocene, infatti, sono state riconosciute tre fasi deformative distinte (Figg. 27 e 30). La prima, di età Chattiano-Burdigaliano, è caratterizzata

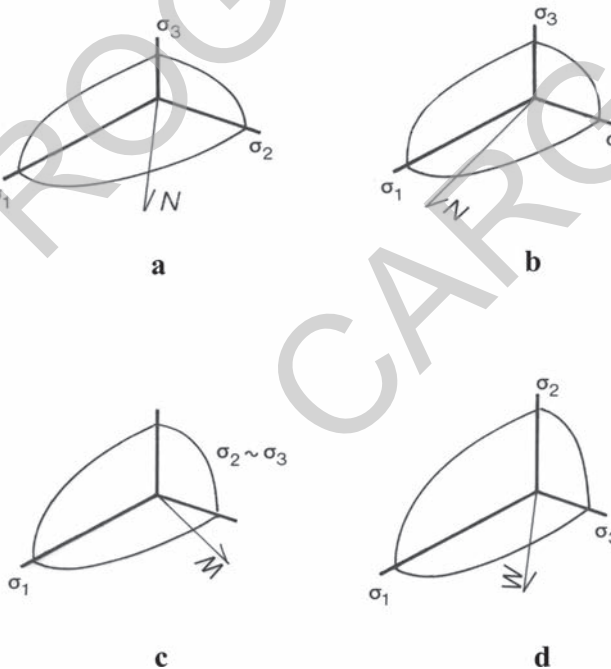


Fig. 30 - Evoluzione dell'ellissoide degli sforzi durante il Cenozoico. a) e b) ellissoidi triassiali con σ_3 verticale e σ_1 orientato rispettivamente NE-SO (tardo Cretacico-Paleogene?) e NNE-SSO; c) ellissoide di rivoluzione intorno il σ_1 orizzontale orientato NNO-SSE (Chattiano-Burdigaliano) e d) ellissoide triassiale con σ_2 verticale e σ_1 orientato NO-SE (da CAPUTO, 1996). In a) ed in b) la freccia sul piano orizzontale rappresenta il nord, mentre in c) ed in d) rappresenta l'ovest.

da una direzione di massima compressione orientata circa NNE-SSO; la seconda, di età Serravalliano-Tortoniano, è caratterizzata da un σ_1 circa NNO-SSE; mentre la terza fase deformativa, di età Messiniano-Pliocene inferiore, è caratterizzata da una direzione di massimo raccorciamento NO-SE e di allungamento NE-SO. Inoltre, da un punto di vista del campo degli sforzi, la prima fase è associata ad un regime tettonico tipicamente contrazionale (σ_3 verticale), la terza ad un regime trascorrente puro (σ_2 verticale), mentre la seconda è rappresentabile con un ellissoide di rivoluzione intorno al σ_1 orizzontale (CAPUTO, 1996) ed ha quindi una forma intermedia fra la prima e l'ultima fase deformativa.

La rotazione antioraria della direzione di raccorciamento che caratterizza l'evoluzione tettonica dell'area (Fig. 30) è stata posta in relazione a coeve variazioni della direzione di convergenza tra Africa ed Europa (MAZZOLI e HELMAN, 1994; CAPUTO, 1996).

2. - LE PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE DEL FOGLIO

Le note seguenti rappresentano un commento allo schema tettonico, riportato in figura 31, ed in particolare delle principali strutture o sistemi di strutture compresi nell'area del Foglio Cortina.

2.1. - SISTEMA DI SOVRASCORRIMENTI DELL'ANSIEI

Il sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei (CAPUTO, 1997) coinvolge ampiamente il settore nordorientale del Foglio Cortina. Si tratta di un fascio di faglie mediamente a basso angolo, con una generale immersione verso NNE e con un andamento leggermente arcuato, compreso tra NO-SE, nel settore occidentale, e circa E-O, in quello orientale. Questo fascio deformativo, fra i più importanti delle Dolomiti orientali, continua sia ad E, fino a congiungersi con la faglia della Valsugana-Pieve di Cadore, che a NO, nel segmento della faglia del passo di S. Antonio che interessa il contiguo Foglio 016 Dobbiaco.

2.1.1. - *Complessità geometrica e cinematica*

Il rigetto stratigrafico è notevole anche se variabile lungo i diversi segmenti del sistema di sovrascorrimenti. Infatti, se il blocco di letto meridionale è quasi ovunque costituito dalla Dolomia Principale (versanti nord delle Marmarole, del Sorapiss e del Pomagagnon), nel blocco di tetto, invece, sono presenti materiali corrispondenti a diversi livelli stratigrafici: nel settore orientale, lungo il versante

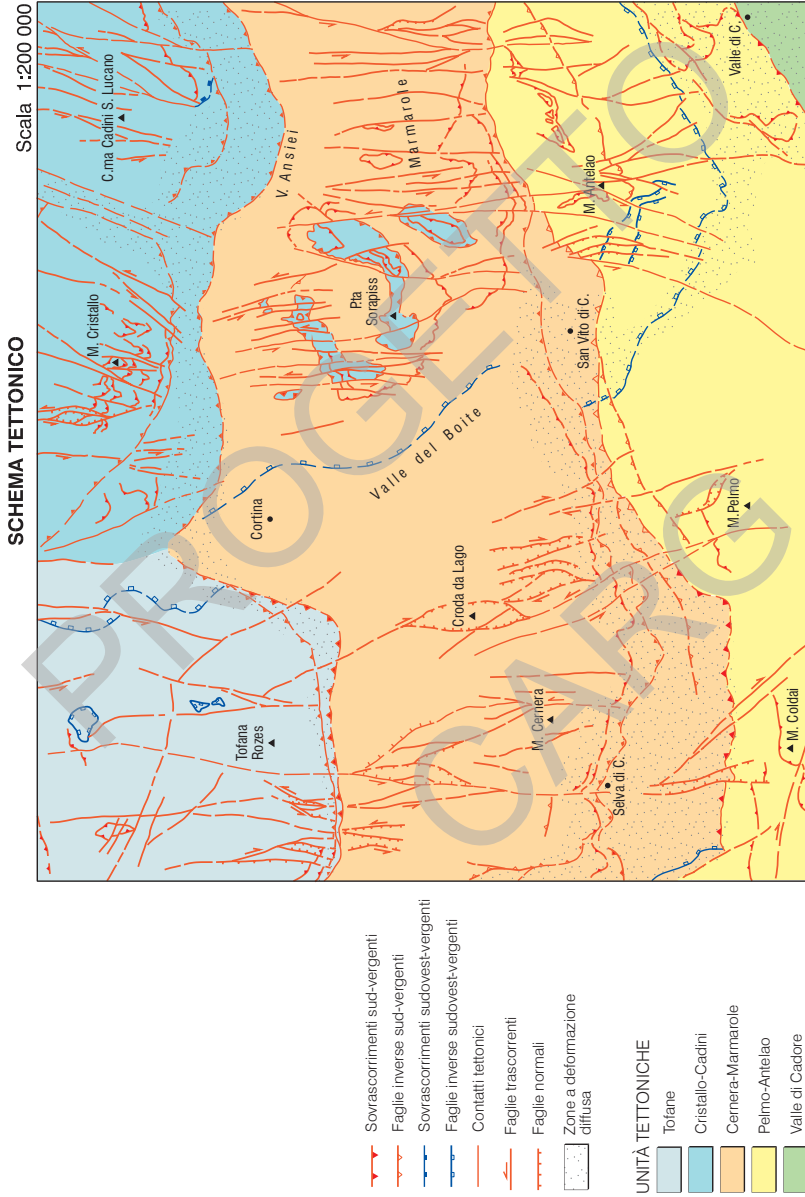


Fig. 31 - Schema tettonico del Foglio Cortina a scala 1:200.000.

nord della Val Ansiei affiora la successione anisica, mentre ad ovest in Val Padeon, l'unità più antica affiorante alla base del massiccio del Cristallo è la fm. di Heiligkreuz. Anche per quanto riguarda il rigetto reale ricavabile da osservazioni cinematiche e dalla ricostruzione di profili geologici vi sono evidenti variazioni di entità. In Val Ansiei, infatti, la dislocazione stimata (CAPUTO, 1997) è di 5-6 km, mentre è di circa 1 km nel settore di Passo Tre Croci. La differenza di raccorciamento fra i due settori è trasferita alla Faglia di Prato Piazza (vedi oltre) attraverso una zona di taglio a deformazione diffusa orientata (N)NE-(S)SO che attraversa la conca di Misurina. Anche dal punto di vista della deformazione, si possono osservare notevoli differenze lungo la direzione del sistema dell'Ansiei. La deformazione, infatti, risulta essere relativamente concentrata in un numero limitato di piani di taglio, con una certa estensione laterale e quindi "cartografabili" nel settore occidentale, dove affiorano litologie a comportamento rigido-fragile (Fig. 32).

Al contrario, nei settori in cui sono coinvolti materiali a comportamento più "duttile", come in Val Ansiei, la deformazione è estremamente diffusa e le singole strutture contrazionali hanno spesso dimensioni ridotte. Ad esempio, lungo le incisioni a monte di S. Michele dove affiorano le formazioni bacinali ladiniche (Fm. di Wengen - La Valle, WEN e Fm. di S. Cassiano, SCS), si possono osservare numerosissimi sovrascorrimenti e strutture plicative (Fig. 33a,b), finanche con geometria isoclinale (Fig. 33c), tutte con dimensioni mesoscopiche, singolar-



Fig. 32: *Strutture deformative fragili, nei pressi di Col di Varda lungo il settore occidentale del sistema dell'Ansiei, che coinvolgono la Dolomia Principale e la fm. di Travenanzes.*

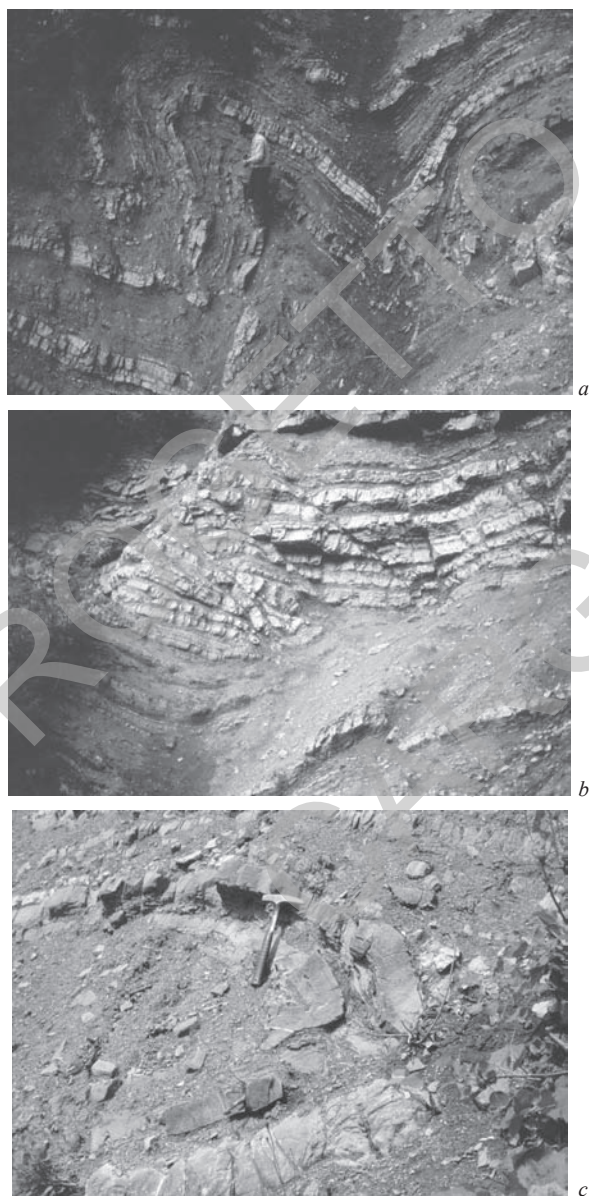


Fig. 33 - Esempi di mesostrutture che generano una deformazione diffusa e che caratterizza la maggior parte del settore orientale del sovrascorrimento dell'Ansiei (Fm. di Wengen nei pressi di Tornede in Valle Ansiei).

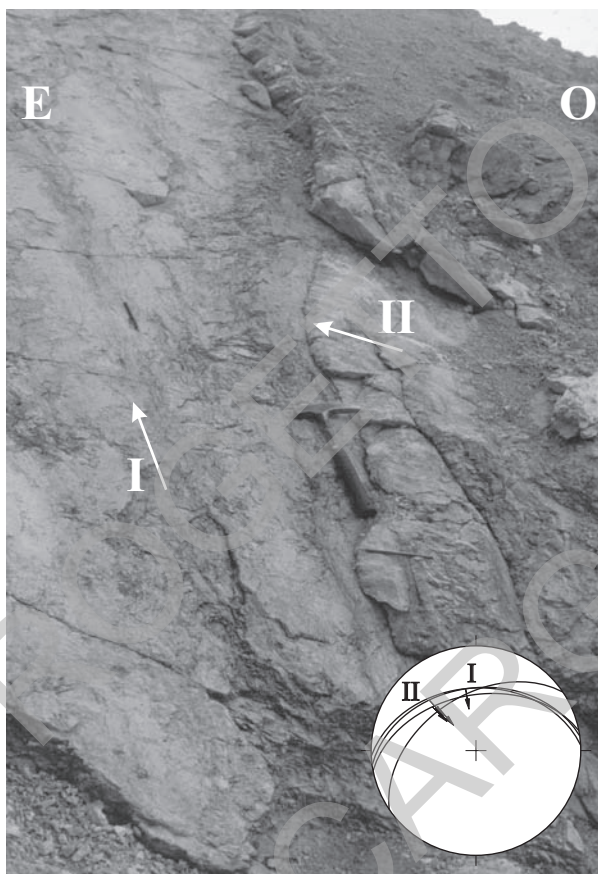


Fig. 34 - Evidente polifasicità della deformazione lungo il sistema di sovrascorrimenti dell'Ansei, documentata dalla riattivazione di strutture contrazionali pure (*dip-slip*) con cinematiche oblique (*inverse destre*). Fotografia scattata nei pressi del Rifugio Son Forcia a nord di Passo Tre Croci.

mente non cartografabili ma che complessivamente raddoppiano lo spessore delle suddette unità stratigrafiche.

Anche se la cinematica è prevalentemente inversa, la fascia deformativa è stata attivata da più di una fase tettonica. In prossimità del Passo Tre Croci, infatti, sono state ben documentate due fasi di movimento (Fig. 34), la prima caratterizzata da una cinematica con direzione di immersione (*dip slip*) ed associata ad un raccorciamento circa NNE-SSO (fase Chattiano-Burdigaliano), la seconda obliqua (*destra inversa*) associata ad un campo di sforzi transpressivo caratterizzato da un σ_1 NO-SE ed attribuito alla fase tettonica del Messiniano-Pliocene (CAPUTO, 1996).

Numerosi altri esempi della polifasicità deformativa si possono osservare nel

massiccio del Cristallo dove gli indicatori cinematici sviluppatasi lungo le superfici di strato della monoclinale carbonatica mostrano frequentemente due movimenti: il primo documenta scivolamenti (raccorciamenti) verso SSO (fase chatiano-burdigaliana), mentre il secondo, sovrainposto al primo, è associato ad uno sforzo principale massimo orientato NNO-SSE (fase serravalliana-tortoniana).

All'interno del fascio deformativo, inoltre, alcuni segmenti orientati ESE-ONO, che mostrano un prevalente rigetto trascorrente destro, si sovrappongono e smembrano parzialmente il sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei confermando, così, la complessa polifasicità della struttura.

2.1.2. - Strutture associate "minori" nel gruppo del Sorapiss

Di particolare interesse è il settore del Sorapiss la cui struttura è piuttosto complessa, in quanto caratterizzata da un'intensa deformazione che, dal punto di vista strutturale, è ancora parte integrante del sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei (Fig. 35). Sono, infatti, presenti pieghe ettometriche, piani di taglio a basso angolo associati ad importanti fasce cataclastiche e *duplex*. Alla grande scala, tutte tali strutture sono inquadrabili in un processo iniziale di "piegamento per propagazione di faglia" (*fault-propagation folding*) con vergenza meridionale.

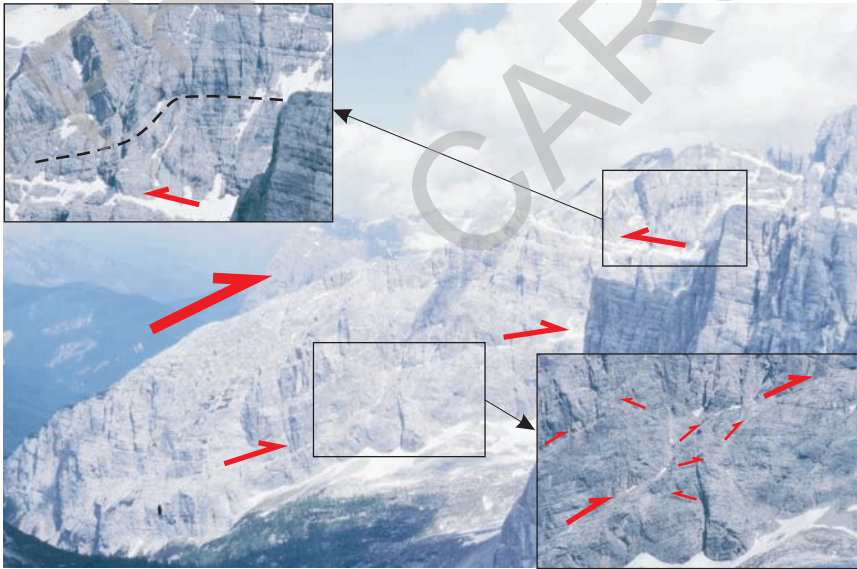


Fig. 35 - Strutture contrazionali 'minori' associate al sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei, nel settore orientale del gruppo del Sorapiss (Cime di Valbona).



Fig. 36 - Strutture contrazionali *pre-buckling* formatesi parallelamente alla stratificazione (attualmente subverticale) prima del processo di piegamento per propagazione del sovrascorrimento dell'Ansiei nel settore del Sorapiss e conseguente basculamento degli strati.

Nelle fasi iniziali del raccorciamento, sostanzialmente prima della formazione della grande piega (fase *pre-buckling*), nella serie carbonatica tardo triassica si sono sviluppate diverse strutture contrazionali a basso angolo con la stratificazione successivamente verticalizzata (Fig. 36).

Nella parte sommitale di quasi tutto il gruppo montuoso, si possono chiaramente osservare i resti della sinclinale esterna caratterizzata da un fianco suborizzontale e dall'altro verticalizzato o addirittura rovesciato (Fig. 37). Con l'aumentare del raccorciamento, la struttura plicativa iniziale è stata poi frammentata e lacerata da un denso sistema di faglie sintetiche con il piano di sovrascorrimento maggiore. Lungo tutto il versante settentrionale del Sorapiss, infatti, si possono osservare numerosi piani di movimento. Ad esempio, tutta la cresta del Sorapiss risulta essere un grande *klippe* delimitato alla base da una superficie suborizzontale (*flat*), mentre praticamente tutto il versante compreso tra Passo Tre Croci e i Tondi di Faloria rappresenta una potente fascia di taglio all'interno della quale si sono sviluppate diverse strutture con geometria a *duplex*.

Infine, come accade in tutti i maggiori massicci carbonatici delle Dolomiti,

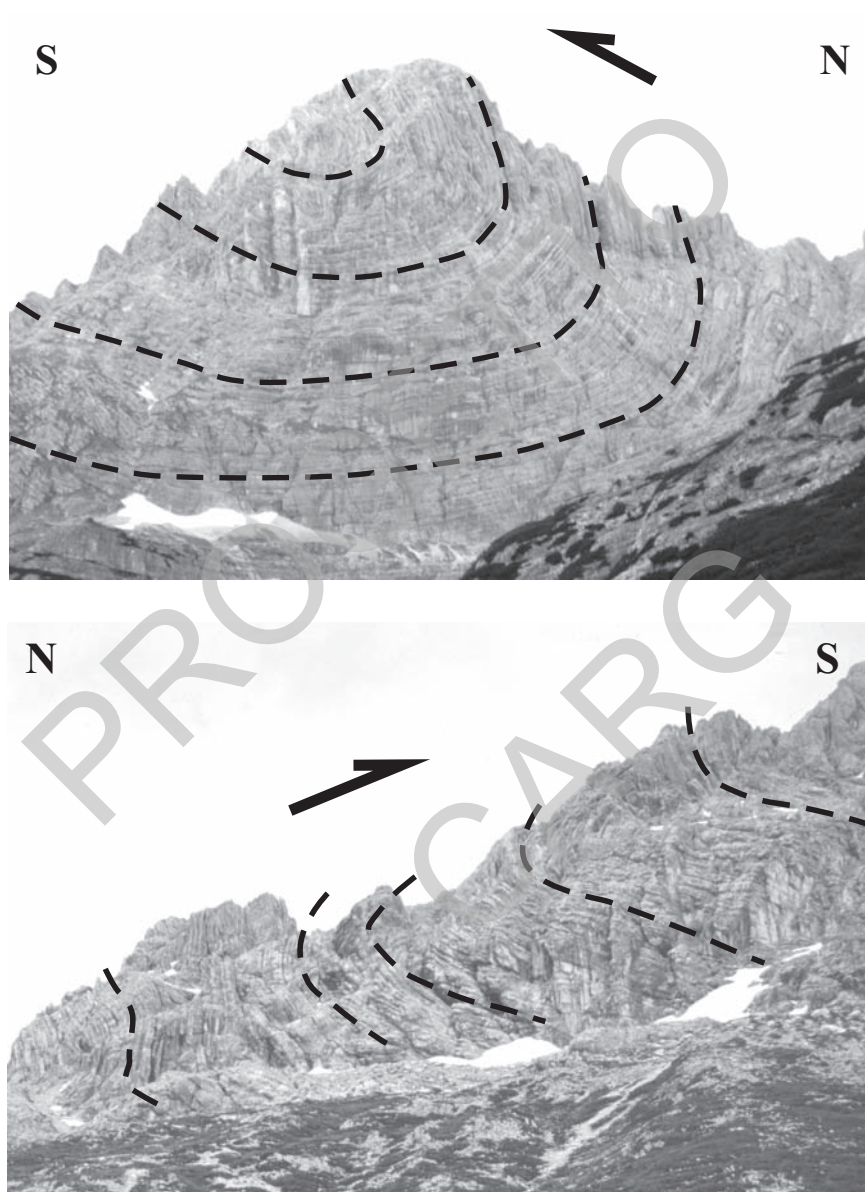


Fig. 37 - Sinclinale rovesciata inizialmente generata per propagazione di faglia (fault-propagation folding) e lacerata dall'ulteriore propagazione in rampa dello stesso sovrascorrimento. Settore settentrionale del gruppo del Sorapiss.

anche il Sorapiss risulta essere interessato da un fascio di faglie subverticali ad andamento circa meridiano e con cinematica trascorrente sinistra che segmenta e disloca tutto il complesso sistema deformativo appena descritto.

2.1.3. - *Faglia di Prato Piazza*

La faglia di Prato Piazza interessa soprattutto il contiguo Foglio 016 Dobbiaco ed è presente nel Foglio Cortina soltanto per un brevissimo tratto nei pressi del Lago di Misurina. La faglia, che borda a nord il massiccio del Cristallo, ha permesso la sovrapposizione della Fm. di S. Cassiano sulla Dolomia Principale grazie ad un piano di scorrimento a medio angolo con immersione NNE. Il rigetto stratigrafico è quindi relativamente elevato ed il raccorciamento stimato è di circa 3,5 km (CAPUTO, 1997). Verso NO, la Faglia di Prato Piazza può essere seguita per circa 20 km, mentre a sudest, tale struttura sembra terminare bruscamente in corrispondenza della conca di Misurina. Nei Cadini, infatti, non vi è alcuna traccia di una tale dislocazione. Come già accennato in precedenza, il raccorciamento che si è verificato lungo questa struttura viene trasferito al sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei grazie ad una zona di deformazione "diffusa" ad andamento (N)NE-(S)SO.

2.1.4. - *Sovrascorrimento del Falzarego*

Nell'ambito dell'area rilevata, il sovrascorrimento del Falzarego è una struttura caratterizzata da un piano a medio-basso angolo, orientato circa E-O con immersione settentrionale e vergenza meridionale. Si tratta di un sovrascorrimento relativamente minore nell'ambito del Foglio Cortina anche se acquista importanza, in termini di entità del raccorciamento, nel contiguo Foglio Marmolada dove, nei pressi del Passo di Valparola, la Fm. di S. Cassiano sovrascorre sulla Dolomia Principale.

Nell'ambito del Foglio, invece, tale struttura pone a contatto la Fm. di S. Cassiano (blocco di tetto) con quella di Travenanzes (blocco di letto), come si può osservare in corrispondenza del passo Falzarego. Nonostante gli importanti movimenti gravitativi che hanno coinvolto la Dolomia Principale delle Cinque Torri, circa 2 km a est del passo, la successione norica presenta geometrie plicative simili, anche se a scala più ridotta, a quelle presenti nel Sorapiss, probabilmente associate al processo di propagazione del sovrascorrimento del Falzarego.

Strutture associate minori e sintetiche al piano principale, si possono osservare lungo la Cengia Martini e a Col del Bos.

Nel settore orientale, in corrispondenza della conca di Cortina, il controllo

geologico stratigrafico sulla presenza del sovrascorrimento e sull'entità del rigetto è piuttosto scarso. In carta e nello schema strutturale (Fig. 31) è stata ipotizzata una possibile connessione con il ramo meridionale del sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei.

Anche in questo caso, il sovrascorrimento è attraversato da un sistema di faglie subverticali ad andamento N-S con cinematica trascorrente sinistra, successivo ed associato alle fasi deformative del Miocene medio-Pliocene. Localmente si sono sviluppate alcune strutture a fiore negativo di dimensioni ettometriche.

2.2. - SISTEMA DI SOVRASCORRIMENTI SELVA DI CADORE-ANTELAO

L'insieme di strutture tettoniche che attraversa il settore meridionale del foglio tra l'Antelao e Selva di Cadore rappresenta una delle maggiori fasce deformative della regione dolomitica ed in particolare dell'area in oggetto. Esso, infatti, attraversa tutto il Foglio Cortina con una direzione media tra ENE-OSO ed E-O, prosegue ad est del foglio fino in Cadore, immettendosi nella cosiddetta *giunzione cadorina* (vedi SEMENZA, 1967), e si può seguire ad occidente per diversi chilometri dove si congiunge con i sovrascorrimenti della Valle di Livinallongo (Linea di Livinè, ACCORDI, 1959) e della Marmolada (CAPUTO *et alii*, 1999). All'interno del Foglio Cortina, questo importante fascio deformativo è costituito da diverse strutture tettoniche, la maggior parte delle quali hanno una vergenza meridionale. Le principali sono qui di seguito brevemente descritte, da est verso ovest.

2.2.1. - Settore orientale

Il settore orientale è caratterizzato da un numero limitato di piani principali di sovrascorrimento. Il ramo più importante è senza dubbio quello della Val d'Oten che giustappone la Dolomia Principale, a nord, sui Calcarei Grigi che costituiscono un ampio ripiano strutturale sul versante meridionale del Monte Antelao. L'assetto originario era probabilmente quello di una rampa a medio-basso angolo attualmente basculata verso nord da successivi eventi deformativi associati all'attivazione di rami più esterni. All'interno della Dolomia Principale, immediatamente a tetto del sovrascorrimento principale, si osservano, sul versante meridionale delle Marmarole, pieghe decametriche-ettometriche intensamente fratturate che stanno ad indicare un iniziale fase di piegamento per propagazione di faglia. Al nucleo di alcune di esse, affiorano le formazioni di Heiligkreuz (HKS) e di Travenanzes (TVZ), verticalizzate ed intensamente deformate.

Lungo il settore meridionale del massiccio di Cima Bastioni, invece, una serie di piani di taglio relativamente minori raddoppiano parzialmente e localmente la successione norica.

Sul versante settentrionale del Monte Antelao, diversi sovrascorrimenti di vetta (*klippe*) sovrappongono la base della successione calcarea su membri probabilmente sommitali della stessa (es. Monte Cianderona e vetta del Monte Antelao). La presenza di tali raddoppi parziali giustifica l'anomala potenza della successione calcarea affiorante nell'area.

L'ultima e più esterna struttura contrazionale di una certa importanza ed associata al settore orientale del sistema di sovrascorrimenti Selva di Cadore-Antelao è rappresentata da una faglia inversa lungo la quale si è impostata la Valle dell'Antelao. Anche se non è possibile misurare direttamente l'entità reale della dislocazione, il rigetto stratigrafico valutabile, associato ad un parziale raddoppio della Dolomia Principale, è dell'ordine di alcune centinaia di metri dal quale si può stimare un raccorciamento chilometrico.

I due piani principali di sovrascorrimento (Val d'Oten e Valle dell'Antelao), tendono a convergere in prossimità dei Becchi d'Imposponda (quota 2087 m) ad ovest dei quali coinvolgono le formazioni ladiniche. In particolare, il ramo settentrionale giustappone la Fm. di San Cassiano (SCS) sulla Dolomia Cassiana (DCS), mentre quello meridionale, pone a contatto quest'ultima con i Calcari Grigi (CG).

2.2.2. - Settore occidentale

Ad ovest della Valle del Boite, il sistema di sovrascorrimenti dell'Antelao-Selva di Cadore presenta una geometria ed una cinematica molto differenti, e in generale estremamente più complesse, rispetto al settore orientale. In quest'area, infatti, affiorano numerose formazioni comprese tra il Permiano superiore (Fm. a Bellerophon BEL) ed il Carnico inferiore (Fm. di San Cassiano SCS), in cui le facies bacinali risultano prevalenti. Per tale motivo, le caratteristiche meccaniche predominanti sono duttili alla meso- e macroscale. Di conseguenza, la deformazione risulta maggiormente partizionata dando così luogo ad una fascia a deformazione diffusa simile a quella osservata nel settore orientale del sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei (Fig. 31).

Come discusso precedentemente, le numerose strutture tettoniche contrazionali osservabili in campagna hanno spesso dimensioni estremamente ridotte e, pertanto, sono difficilmente cartografabili alla scala 1:50.000. La maggior parte dei sovrascorrimenti disegnati in carta e nello schema tettonico (Fig. 31), infatti, sono fondamentalmente basati sull'entità dei rigetti stratigrafici e manca quasi completamente il controllo geometrico e soprattutto cinematico delle singole strutture deformative. Nello schema tettonico sono state tracciate soltanto tre zone di taglio principali (sovrascorrimenti), la cui continuità laterale, però, è frutto di un processo di interpolazione stratimetrica. Tali sovrascorrimenti, quindi,

rappresentano una necessaria semplificazione della realtà indotta dalla volontà di evidenziare la geometria, a scala regionale, del sistema di sovrascorrimenti dell'Antelao-Selva di Cadore. In particolare, i settori dove è possibile stimare i raccorciamenti di entità maggiore sono i seguenti, descritti da est ad ovest: a) in località Forcella Costantiol, a nord del Monte Pelmo (fm. del M. Fernazza IMF - fm. di Heiligkreuz HKS); b) in località Forcella Roan, a sud delle Rocchette (fm. del M. Fernazza IMF - Fm. di Wengen - La Valle WEN); c) in località Le Sale, a sudovest delle Rocchette (arenarie di Zoppè ADZ - Fm. di Wengen - La Valle); d) a forcella Staulanza, a ovest del Monte Pelmo (formazione dello Sciliar SCI - Fm. di S. Cassiano SCS); e) lungo Rio Stretto, a sud di Monte Cernerera (Fm. di Werfen WER - fm. di Heiligkreuz HKS); f) in località Codalonga, a sudovest del Cernerera, (Fm. a Bellerophon - fm. del M. Fernazza); g) in località Forcella, a sud del Monte Pore (Fm. di Werfen - fm. del M. Fernazza).

Verso occidente, il fascio deformativo tende a cambiare orientazione diventando circa NNO-SSE. È ragionevole supporre che tale virgazione sia controllata dalla presenza di strutture ereditate come, ad esempio, la Linea di Livinè già attiva durante il Triassico (ACCORDI, 1959). Durante i raccorciamenti tardo cenozoici, quest'ultima porzione del sistema di sovrascorrimenti Antelao-Selva di Cadore rappresentava, quindi, una rampa complessa mediamente con cinematica obliqua.

2.3. - SISTEMA DELLA VALSUGANA

La Faglia della Valsugana rappresenta il limite geologico meridionale delle Dolomiti ed è quindi fra le strutture più importanti di tutta la regione. Lungo questa struttura, in settori sia sudoccidentali (zona di Agordo) che orientali (Cadore), il basamento metamorfico (blocco di tetto) è posto in diretto contatto con le formazioni del Triassico superiore (blocco di letto). Nel Foglio Cortina, la fascia deformativa associata alla Faglia della Valsugana attraversa per pochi chilometri soltanto l'estremità sudorientale avendo un andamento medio N060°. In questo settore, sono posti a contatto la Fm. a Bellerophon (BEL), nel blocco di tetto settentrionale, con la Dolomia Cassiana (DCS) del blocco di letto. Il rigetto stratigrafico è notevole anche se a tutt'oggi non è stato possibile stimare l'entità reale della dislocazione e soprattutto la cinematica esatta di questa struttura. In ogni caso, le complessità strutturali presenti in questa fascia deformativa ed osservate sia alla meso- che alla macroscale confermano un'evoluzione polifasica.

A nord del piano di faglia principale, sono presenti alcuni sovrascorrimenti che coinvolgono la successione permo-ladinica (Fm. a Bellerophon- fm. di Livinallongo LVN) causandone parziali raddoppi. Tali strutture sono probabilmente parte integrante della fascia deformativa del sistema della Valsugana anche se non è stato possibile associarle ad uno (o più) degli eventi tettonici principali.

2.4. - STRUTTURE A VERGENZA SUDOCCIDENTALE

Nelle pagine precedenti, sono state descritte le principali strutture deformative associate agli eventi compressivi oligo-miocenici e che hanno prodotto i maggiori raccorciamenti in questo settore dolomitico. È evidente, pertanto, che strutture tettoniche più antiche, come quelle a vergenza sudoccidentale formatesi durante la compressione del Cretacico superiore-Paleogene, siano difficilmente ricostruibili nella loro interezza. Se da un lato, quindi, diverse mesostrutture sono state osservate in più punti del Foglio Cortina (figure 28-29), le strutture maggiori sono cartografabili soltanto per piccoli tratti o possono essere ricostruite sulla base di considerazioni geologiche e stratigrafiche.

2.4.1. - *Sistema del Boite*

Con tale denominazione, indichiamo una struttura tettonica plurichilometrica che attraversa il Foglio Cortina da nord a sud e con una direzione media (N)NO-(S)SE. Si tratta di un insieme di faglie contrazionali che sollevano il blocco nord-orientale generando dei rigetti stratigrafici dell'ordine di alcune centinaia di metri (es. fm. di Heiligkreuz su Dolomia Principale o arenarie di Zoppè su Fm. di Wengen - La Valle). Il segmento settentrionale coinvolge il versante orientale del massiccio delle Tofane-Col Rosà raddoppiando parzialmente la Dolomia Principale (DPR) e giustapponendo i membri basali della fm. di Heiligkreuz (HKS) sulla stessa Dolomia Principale. L'orientazione del piano è circa N160° con un'inclinazione di 45°-55°. Verso sud, la struttura è tagliata dal sovrascorrimiento del Falzarego.

Il settore centrale è senza dubbio quello meno definito, in quanto gli affioramenti sono generalmente scarsi e poco significativi. La zona di deformazione coincide con la Valle del Boite nel tratto compreso fra Cortina e San Vito di Cadore. Da notare che le facies della fm. di Heiligkreuz affioranti ad ovest del Faloria presentano caratteristiche marcatamente differenti nei due blocchi di faglia. In prossimità di San Vito, il sistema del Boite è nuovamente segmentato ed interrotto dal sistema di sovrascorrimenti Antelao-Selva di Cadore. In questo settore, l'interferenza fra strutture plicative associate ai due sistemi contrazionali è probabilmente testimoniata da una struttura a duomo, immediatamente ad ovest di San Vito di Cadore, dove al nucleo affiorano le arenarie di Zoppè (ADZ).

Nel settore meridionale, il piano di faglia ha un'orientazione circa NO-SE ed il massimo rigetto stratigrafico è rappresentato dalla giustapposizione tra la formazione delle arenarie di Zoppè e la parte alta della Fm. di Wengen - La Valle (Rio Orsolina e in prossimità di Borca di Cadore-alveo torrente Boite). Sul versante sudoccidentale del Monte Antelao, alcuni piani di faglia inversa a ver-

genza nordorientale (retroscorrimenti), sono probabilmente da associare, da un punto di vista cinematico, al sistema del Boite mettono a contatto la Dolomia Cassiana (DCS) con la Dolomia Principale (DPR) e quest'ultima con i Calcari Grigi (CG).

In prossimità di Vodo di Cadore, il piano di movimento ruota bruscamente assumendo una direzione circa ENE-OSO. Tale geometria è interpretabile come dovuta al passaggio tra la rampa frontale (segmento NO-SE) ad una rampa obliqua-laterale. Una possibile spiegazione alternativa tiene conto della vicinanza e del parallelismo con il sistema della Valsugana ed ipotizza che tale segmento si sia sviluppato come *flat* o rampa a bassissimo angolo e che sia stato basculato verso nord durante le successive e più intense fasi deformative (Oligocene-Miocene).

2.4.2. - *Klippe delle Tofane e di Croda del Vallon Bianco*

Nel settore nordoccidentale del foglio, in cima alla Tofana di Dentro ed alla Croda del Vallon Bianco, è ben nota la presenza di alcuni sovrascorrimenti di vetta (*klippe*) a vergenza sudoccidentale (SIORPAES, 1990) che giustappongono, lungo un piano di rampa a basso angolo (30°), i Calcari Grigi sul Rosso Ammonitico Veronese e sulle Marne del Puez (Giurassico superiore-Cretacico inferiore). Tali strutture sono state intensamente deformate durante le successive fasi.

2.4.3. - *Faglia di Campoduro*

Un'ultima struttura probabilmente associata alla compressione tardo cretacea-paleogenica è rappresentata dalla faglia inversa che borda a sudovest il Monte Campoduro. La struttura, che ha una vergenza sudoccidentale, solleva la formazione dello Sciliar (SCI) ponendola a contatto con la parte alta della Fm. di San Cassiano (SCS). Il segmento cartografato è, purtroppo, piuttosto limitato (circa 1.5 km) in quanto la struttura risulta interrotta, a sudest, dal sistema di sovrascorrimenti dell'Ansiei e, a nordovest, da una famiglia di faglie trascorrenti subverticali.

2.5. - STRUTTURE TRASTENSIVE AD ANDAMENTO MERIDIANO

Come visto in precedenza, i diversi eventi tettonici mesozoici ed in particolare quelli tardo triassici e giurassici caratterizzati da una importante componente estensionale hanno generato numerose strutture deformative. L'orientazione prevalente, anche se non esclusiva, delle maggiori strutture estensionali, come faglie normali e *joint*, era probabilmente circa meridiana. D'altra parte, le diver-

se caratteristiche litologiche e, conseguentemente, la diversa risposta meccanica delle unità stratigrafiche coinvolte ha prodotto un grado di fratturazione ed una distribuzione delle strutture piuttosto variabile lateralmente e verticalmente.

Durante le successive fasi deformative contrazionali, molte fra tali strutture sono state riattivate con cinematiche generalmente oblique. Localmente, la coalescenza di faglie minori ha dato origine a numerose strutture a fiore di diverse dimensioni, dalla scala dell'affioramento fino ad alcuni chilometri di estensione. Le strutture maggiori sono di tipo trassensivo, associate, cioè, ad uno sprofondamento del settore centrale (fiore negativo), mentre la cinematica prevalente delle zone di taglio nel loro complesso è di tipo sinistro.

I rapporti di sovrapposizione degli indicatori cinematici sui piani di faglia ed i rapporti geometrici con altre faglie maggiori documentano che la formazione delle strutture trassensive può essere avvenuta sia durante le fasi di *thrusting* che successivamente in concomitanza con il regime trascorrente del Messiniano-Pliocene (Figg. 27 e 30).

2.5.1. - *Struttura a fiore di Vecio del Forame*

La struttura a fiore negativo di Vecio del Forame attraversa il massiccio del Cristallo nel suo settore occidentale (Fig. 38). Tale struttura ha una geometria allungata in direzione N-S ed una larghezza massima di circa 1 km. La struttura a fiore in senso stretto ha una lunghezza di 2-3 km anche se si estende come faglia ad assetto subverticale sia verso nord, fino a Cimabanche nel contiguo Foglio 016 Dobbiaco, che verso sud, fino al sovrascorrimento di Passo Tre Croci che fa parte del sistema dell'Ansiei. La struttura è bordata da un fascio di faglie ad alto angolo trassensive sinistre che progressivamente ribassano il blocco centrale dove affiora la base dei Calcari Grigi per circa 150 m a contatto sia ad est che ad ovest con la Dolomia Principale che costituisce quasi interamente il gruppo montuoso. Il fatto che la struttura sembra essere limitata in senso meridiano dalla Faglia di Prato Piazza, a nord (Foglio Dobbiaco), e dal sovrascorrimento dell'Ansiei, a sud, suggerisce una probabile riattivazione di strutture N-S ereditate dalle fasi distensive giurassiche. Inoltre, la presenza di cinematiche trascorrenti sinistre lungo le faglie bordiere orientali, documenta una successiva attivazione della stessa struttura nell'ambito della tettonica polifasica terziaria che caratterizza tutta la regione.

2.5.2. - *Strutture a fiore nell'area del Falzarego*

A nord del passo Falzarego, in corrispondenza del Lagazuoi e di Col del Bos, sono state cartografate due strutture a fiore negativo. Quella occidentale si esten-

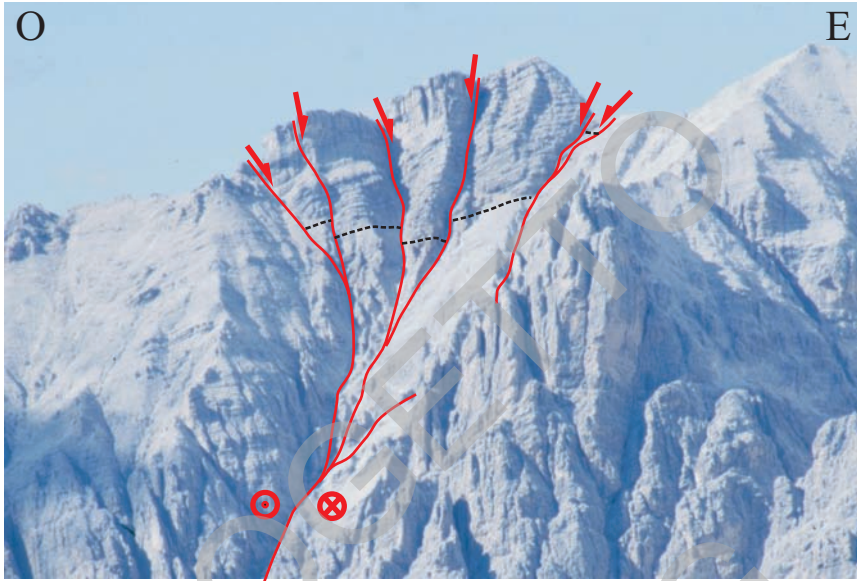


Fig.38 - La struttura a fiore negativo di Vecio del Forame nel gruppo del Cristallo particolarmente evidente grazie al contrasto litologico fra i calcari retico-liassici affioranti nella porzione centrale abbassata e la Dolomia Principale circostante. La cinematica prevalentemente trascorrente è ben documentata da numerosi tettofilii osservabili sui diversi piani di faglia.

de per diversi chilometri e pone in contatto laterale la fm. di Heiligkreuz con la Dolomia Cassiana. Quella di Col del Bos, invece, ha dimensioni minori ed abbassa la fm. di Travenanzes al livello della Dolomia Cassiana. Entrambe le strutture sono interrotte in corrispondenza del sovrascorrimento del Falzarego.

A sud del passo, in corrispondenza di Col Gallina la successione ladino-carnica è dislocata da un sistema di faglie normali ad andamento meridiano, riprese successivamente con una cinematica francamente sinistra. Anche in questo caso, le strutture sembrano essere tagliate dal sovrascorrimento principale, mentre a sud sono nascoste dai depositi quaternari.

Immediatamente a sudest, è presente un'altra importante struttura a fiore negativo, quella del Monte Averau. La struttura a fiore in senso stretto è circa 3-4 km di lunghezza, mentre la faglia trascorrente alla quale essa è associata si estende per quasi 20 km in senso meridiano. La cinematica generale è di tipo trastensivo sinistro. Il settore centrale si è notevolmente abbassato producendo un rigetto stratigrafico di circa 350 m e ponendo a contatto la Dolomia Principale con la Dolomia Cassiana.

2.5.3. - *Strutture a fiore della Croda da Lago-Rocchette*

Anche a sud di Cortina, in corrispondenza della Croda da Lago e delle Rocchette, sono state osservate delle strutture trasversive di notevoli dimensioni ed entità dei rigetti associati. Nel primo caso, si tratta di una struttura a fiore le cui dimensioni, geometria e cinematica sono molto simili a quelle dell'Averau, precedentemente descritte, mentre la faglia trascorrente associata, pur avendo una lunghezza comparabile, sembra avere una direzione circa NNO-SSE.

Similmente a quanto descritto per il Col Gallina, anche in corrispondenza delle Rocchette si osservano diverse faglie normali, a vergenza opposta ed andamento circa meridiano, i cui rigetti verticali sono dell'ordine di alcune centinaia di metri. Le faglie più occidentali potrebbero essere cinematicamente connesse con la struttura a fiore della Croda da Lago.

2.6. - SISTEMA REGMATICO TRASCORRENTE

Come discusso precedentemente, l'ultimo evento deformativo importante che coinvolge l'area dolomitica è caratterizzato da un regime tettonico di tipo trascorrente (Figg. 27 e 29) dove il σ_1 ed il σ_3 sono orientati rispettivamente NO-SE e NE-SO (CAPUTO, 1996). L'entità complessiva della deformazione associata a questa fase tettonica è relativamente limitata, soprattutto se confrontata con le precedenti fasi contrazionali del Chattiano-Burdigaliano e del Serravalliano-Tortoniano. Durante questo evento, sono state riattivate, con una prevalente cinematica trascorrente, numerose strutture fragili preesistenti e, in particolare, quelle ad assetto subverticale ed andamento meridiano (Fig. 39). La maggior parte di esse probabilmente rappresentavano grandi fratture estensionali e faglie normali ad alto angolo formatesi principalmente durante le fasi di stiramento litosferico che hanno coinvolto la regione dolomitica nel Triassico superiore-Lias (*ved. sopra*). Nonostante l'originaria estensione in profondità di tali strutture e le dimensioni crostali di alcune di esse, i grandi sovrascorrimenti, il cui livello di scollamento basale si è principalmente sviluppato nei gessi della Fm. a Bellerophon, hanno probabilmente "isolato" le porzioni più superficiali. Di conseguenza, è ragionevole supporre che buona parte delle faglie trascorrenti attivate nel Messiniano-Pliocene non coinvolgano il basamento cristallino.

3. - EFFETTI "COLLATERALI" DELLA TETTONICA

Come ampiamente discusso e documentato precedentemente, la regione dolomitica in generale e quella compresa nel Foglio Cortina in particolare sono state



Fig. 39: Esempi di faglie trascorrenti sinistre orientate circa N-S, associate ad una direzione dello sforzo principale massimo NO-SE (Messiniano-Pliocene). Strutture a fiore nell'area del Falzarego

coinvolte da più fasi deformative, per lo più in condizioni crostali superficiali, e dai più svariati regimi tettonici (estensionale, compressivo e trascorrente). La principale conseguenza è che tutte le rocce affioranti risultano intensamente fratturate. Le caratteristiche geometriche e cinematiche della fratturazione sono piuttosto variabili a causa della diverse proprietà meccaniche dei materiali coinvolti nella deformazione e delle diverse caratteristiche dei regimi tettonici (CAPUTO, 1997). Ad esempio, mentre le formazioni ladiniche bacinali (Fm. di Wengen e Fm. di San Cassiano) mostrano alla mesoscala un grado di plasticità elevato, i grandi corpi carbonatici che costituiscono le diverse generazioni di piattaforme sono caratterizzati da un comportamento tipicamente rigido-fragile. Nel primo caso, sono frequenti, anche se non esclusive, le strutture plicative; nel secondo caso, invece, la fratturazione è un processo meccanico estremamente diffuso.

La forte variabilità verticale e laterale della deformazione, sia in termini di intensità che di stile deformativo, ha causato diversi effetti “collaterali”.

3.1. - EFFETTI MORFOLOGICI

In primo luogo, la complessa distribuzione della deformazione ha senza dubbio avuto una notevole influenza sull'evoluzione morfologica dell'area. Ad esempio, le faglie sono spesso associate a fasce cataclastiche il cui grado di erodibilità è ovviamente elevato. Dove tali strutture tettoniche hanno un assetto subverticale, l'erosione è generalmente accelerata a causa degli alti gradienti topografici e della relativa facilità di allontanamento dei detriti prodotti dai processi di disgregazione. Nel caso di faglie suborizzontali, invece, gli stessi detriti tendono a ricoprire la struttura stessa quasi preservandola da ulteriori fenomeni erosionali. Pertanto, fasce cataclastiche subverticali sono comunemente associate ad incisioni profonde caratterizzate da una geometria lineare. Per questo motivo, l'orientazione e l'altezza delle pareti rocciose, l'andamento delle incisioni ed il reticolo idrografico in generale sono fortemente influenzati da questo tipo di strutture (Fig.40).

Gli effetti su descritti si verificano a prescindere dalla reale importanza cinematica delle faglie in termini di dislocazione totale fra i blocchi. Spesso, infatti, le strutture subverticali N-S sono associate a rigetti relativamente minori ma sono fra gli elementi morfologici dominanti dei massicci carbonatici maggiori.

3.2. - IL PROBLEMA DEGLI SPESSORI

La variabilità verticale e laterale della deformazione e, soprattutto l'esistenza di volumi di roccia dove la deformazione risulta particolarmente concentrata, pos-



Fig. 40 - *Influenza delle strutture tettoniche subverticali nell'evoluzione del rilievo.*

sono sicuramente creare problemi nelle ricostruzioni stratigrafiche. La stragrande maggioranza delle strutture deformative che coinvolgono tali settori, infatti, hanno dimensioni generalmente limitate e sono associate a dislocazioni massime dell'ordine delle decine di metri. Per questi motivi ed ai fini della carta geologica, tutte tali strutture non sono cartografabili, nemmeno ad una scala maggiore (1:10000). Questo fenomeno si può verificare sia in litologie a comportamento prevalentemente duttile che fragile. Nel primo caso, prevalgono le strutture plicative (Fig. 33a, 33c), mentre nel secondo caso i piani di scivolamento (Fig. 36, 41). Nello schema strutturale, sono stati evidenziati i settori del foglio dove questo fenomeno è particolarmente sviluppato, caratterizzandoli come "aree a deformazione diffusa". È da notare, quindi, che in corrispondenza di questi settori le diverse unità stratigrafiche affioranti hanno subito un ispessimento 'tettonico' più o meno importante. Di conseguenza, non è possibile ricavare, mediante semplice interpolazione stratigrafica, lo spessore reale delle diverse formazioni. In Val Anseie, ad esempio, alla Fm. di Wengen - La Valle era stato attribuito uno spessore di 410 m (CASATI *et alii*, 1982) mentre, a causa dell'intensa e diffusa deformazione, lo spessore reale probabilmente non supera i 200 m.

Un problema simile si può osservare anche all'interno della Dolomia Principale e della fm. di Heiligkreuz anche se, come si già detto, con uno stile deformativo differente (Fig. 41). Le pareti meridionali del Cristallo, infatti, risultano essere

coinvolte da numerosissimi piani di taglio a medio-basso angolo. In molti casi, soltanto un'attenta osservazione permette di distinguerli e, soprattutto, di riconoscere gli effetti della dislocazione. Particolarmente problematici sono i casi in cui una faglia pone a contatto due segmenti in rampa (*hanging-wall ramp on footwall ramp*) od il caso frequentissimo di scivolamenti che si producono parallelamente alla stratificazione (*flat*). La presenza e, specialmente, la densità di tali strutture contrazionali in determinate aree come i versanti meridionali del Cristallo, delle Marmarole e dell'Antelao, inducono cautela nella stima dello spessore della Dolomia Principale e dei calcari liassici. Nel Cristallo, ad esempio, la formazione norica probabilmente non supera i 500-600 m di potenza.



Fig. 41 - Esempio di strutture contrazionali osservabili nel settore meridionale del Cristallo che producono un discreto ispessimento meccanico della Dolomia Principale

PROGETTO
CARG

IV. - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - EVENTI FRANOSI

L'area in oggetto, come peraltro l'intera provincia di Belluno, è tra le aree venete più soggette a dissesti. L'analisi dei dati storici consente, a volte, di correlare gli eventi franosi con piogge di particolare intensità o durata. In alcuni casi si tratta di piccole celle temporalesche che generalmente si verificano in autunno o a fine estate e che danno luogo a piogge intense e di breve durata, spazialmente limitate, con conseguenze localizzate ma talvolta catastrofiche; in altri casi si è assistito a nubifragi di durata notevole ed estesi su un'area molto vasta, con danni ingenti che hanno interessato ampie porzioni del territorio. Tra i secondi sono da ricordare quello del 1882 che provocò "la grande alluvione" che colpì gran parte dell'Italia settentrionale, di intensità paragonabile, se non superiore, al fenomeno del 1966; il nubifragio del 4 – 5 novembre 1966, il più noto, che fece registrare, nei due giorni, valori massimi di precipitazione annua: 202,6 mm a Caprile, 218,6 mm a Cortina, 199,7 mm a S. Vito di Cadore, 200,4 mm ad Auronzo. Nel luglio 1987, in concomitanza con gli eventi della Valtellina, nel Bellunese alcune frane quiescenti fin dal '66 subirono riattivazioni e, contemporaneamente, molti canali furono interessati da eventi di *debris flow* (colate di detrito) coinvolgendo in alcuni casi la viabilità, con danni non ingenti; simili fenomeni si ebbero in conseguenza delle piogge del novembre 2000.

L'area compresa nel Foglio racchiude tre bacini idrografici: l'alta e media valle del Torrente Boite, affluente in destra del Piave, che taglia il foglio da NNW a SE; il bacino del Torrente Fiorentina che occupa il settore SW del Foglio, affluente in sinistra del Torrente Cordevole, a sua volta affluente destro del Piave;

l'alta valle del Torrente Ansiei, affluente in destra del Fiume Piave, che occupa il settore NE del Foglio. Per ciascuno di essi è di seguito riportata una descrizione del tipo di franosità e delle frane più note.

1.1. - IL BACINO DEL TORRENTE BOITE

In relazione ai differenti tipi di franosità ed ai differenti contesti geomorfologici, il bacino del Boite è stato suddiviso in tre settori da monte verso valle: l'area valliva racchiusa nella Conca di Cortina d'Ampezzo, il tratto di valle compreso tra località Acquabona e S. Vito di Cadore, il tratto di valle compreso tra Borca di Cadore e Vodo di Cadore.

1.2. - LA CONCA DI CORTINA

La *Conca di Cortina* è caratterizzata da una forte franosità attuale ed antica. Ciò in relazione alle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e tettoniche, nonché alle particolari condizioni climatiche cui l'area è stata soggetta nel corso del Quaternario.

Dal punto di vista geologico-strutturale, i versanti sono caratterizzati da alternanze di litotipi a differente comportamento geomeccanico, cosa che favorisce i processi d'erosione differenziale e predispone i pendii all'evoluzione per frana; a questo già sfavorevole contesto, si associa una forte tettonizzazione.

Dal punto di vista dell'evoluzione geomorfologica, è da considerare che l'area in questione ha rappresentato durante l'ultima glaciazione la zona di confluenza di più ghiacciai, cosa che ha determinato la creazione di potenti lingue glaciali, con conseguenti effetti di glaciopressione che hanno negativamente influito sulla stabilità dei versanti. A queste ultime considerazioni è da riferire la cospicua presenza, in questo settore della valle, di grossi accumuli di frana mobilizzati nell'immediato post glaciale per effetto dello scioglimento di ghiacciai. Questi grossi ed antichi fenomeni hanno talora rivoluzionato il contesto morfo-evolutivo delle valli: la loro presenza ha comportato notevoli riduzioni delle pendenze, deterioramento delle caratteristiche tecniche delle rocce, stravolgimento del reticolo idrografico, nuove dinamiche evolutive nei fondovalle, nuove morfologie; hanno innescato nuovi processi di modellamento dando vita a ulteriori cicli di franosità.

In tali contesti, i fenomeni gravitativi attuali si presentano principalmente come scivolamenti rotazionali e colamenti, per lo più lenti, che coinvolgono antichi depositi di frana.

Laddove vi è disponibilità di detrito e le pendenze sono elevate la franosità si esplica attraverso fenomeni di *debris flow* che alimentano conoidi talora di

notevoli spessori e dimensioni e che vengono generalmente innescati da intensi eventi piovosi.

È chiaro, da quanto sopra esposto, che i processi gravitativi rappresentano, dal tardo Quaternario, i principali agenti morfoevolutivi di questi versanti, determinandone l'arretramento progressivo, con il conseguente, particolare ampliamento della valle; è d'altro canto da segnalare, a supporto di quanto affermato, che la maggior parte dei depositi quaternari rilevati nell'area è da attribuire a processi da frana.

Tra i grossi eventi che, a partire dal Tardoglaciale, hanno rivoluzionato l'assetto geomorfologico di quest'area, sono di seguito descritti i fenomeni di *Pierosà*, *Col Drusciè*, *Formin*, *Tofane*, *Lacedel* e *Zuel*. Tra i fenomeni di *debris flow*, di particolare rilievo è quello che interessa *Fiammes* e le zone limitrofe.

L'accumulo che caratterizza l'area di *Pierosà*, in sinistra idrografica del Boite, è costituito da blocchi di Dolomia Cassiana e Dolomia Principale immersi tra i depositi prevalentemente argilloso-limosi della Formazione di S. Cassiano. Le caratteristiche morfologiche e le affinità litostratigrafiche fanno ritenere che esso costituisca il prodotto di una grande frana di scivolamento staccatasi dalla sovrastante Forcelta Zumelles. Misure topografiche di precisione hanno dimostrato che il rilievo di *Pierosà* si muove verso S con una velocità di circa 0,5 cm/anno (PASUTO *et alii*, 1997). A seguito di quest'evento, in corrispondenza della fine dell'optimum climatico dell'Atlantico superiore (tra i 5000 e i 4000 anni fa) PASUTO *et alii* (1997), l'area è stata interessata da grossi fenomeni di colata, le cui evidenze morfologiche sono tuttora ben visibili lungo il versante, nonostante i processi di rimodellamento e l'intervento antropico (Fig. 42). Tra questi il più evidente è il corpo di frana su cui sorge il centro di *Chiamulera* e su cui s'estende, più a valle, la porzione settentrionale dell'abitato di Cortina. Si tratta di un grosso accumulo di colata, attualmente quiescente, la cui parte alta presenta indizi di attività recente, benchè piuttosto superficiale. Lungo lo stesso versante è presente inoltre la colata di *Mietres Gran*. L'area su cui sorge l'abitato di *Cortina* è infine costituita da un grosso accumulo di frana. PASUTO *et alii* (1997) ritengono che questa sia, come i due descritti, il risultato di processi gravitativi che hanno caratterizzato il versante tra i 5000 e i 4000 anni fa, rimobilizzando parte del grande accumulo di *Pierosà*; PANIZZA (1990) ritiene invece che essa costituisca parte dell'accumulo della grossa frana del Bigontina che, staccatasi presso l'attuale Passo Tre Croci, avrebbe percorso tutto l'attuale corso del Torrente.

Di particolare rilievo è il dissesto che interessa la frazione di *Staulin*. Si tratta di un'area franosa in cui prevalgono due grossi fenomeni. Quello più occidentale è un colamento lento attivo. Il fenomeno più orientale, anch'esso classificabile come colamento attivo, rappresenta il rimaneggiamento di precedenti accumuli di fenomeni di scorrimento rotazionale, come è testimoniato dalle caratteristiche morfologiche delle nicchie di distacco presenti in località Boa Grande e dalla con-



Fig. 42 – Esempio di frane di colata nella conca di Cortina d'Ampezzo (località Mortisa).

tropendenza evidente in località Vargignan. Le due colate con i loro movimenti determinano deformazioni plastiche nelle zone limitrofe, che costituiscono fonte di rischio per l'abitato di Staulin. L'evento più antico che si ricordi è quello del 1879, durante il quale dalla Boa Grande si attivò, con un movimento di circa 9 centimetri al giorno, una colata di 1200 m di lunghezza e 120 m di larghezza. Altre piccole frane, si verificarono più ad Est. A Staulin due case andarono distrutte ed altre 5 riportarono notevoli danni. Ad Alverà tre case furono danneggiate. Nel 1927, secondo quanto riportato nei documenti dell'Archivio storico del comune di Cortina, i movimenti erano valutati, in alcune zone, di circa 3 metri/anno.

L'area è stata oggetto di monitoraggio dal 1987 al 1991 ed in questo periodo si sono riscontrati spostamenti fino a 7 cm/anno.

Tra i grossi accumuli che caratterizzano la morfologia di questo settore della valle dal periodo post glaciale, per le sue grandi dimensioni, è da segnalare quello che costituisce il rilievo di *Col Drusciè* (PANIZZA, 1990; PASUTO *et alii*, 1997), la cui zona di distacco è stata individuata in corrispondenza del Doss de Tofana, dove affiora la Dolomia Principale. Il deposito è costituito da enormi blocchi di dolomia, disposti in maniera caotica. Tale fenomeno ha predisposto l'area ai più recenti e limitati movimenti di colata che interessano l'abitato di Ronco.

Il versante a sud ovest dell'abitato di Cortina, presso i *Lastoni di Formin*, è stato interessato da un fenomeno di DGPV (Deformazione Gravitativa Profonda di Versante), la cui peculiarità è nella contemporanea presenza di più tipi di deformazione. La porzione più alta del versante è interessata da un *lateral spread* (espandimento laterale). Qui, infatti, la Dolomia Cassiana e le dolomie della formazione di Heiligkreuz, interessate da un sistema di discontinuità NW-SE, sono sovrapposte a franapoggio inclinato come il pendio alle marne, areniti ed argille della Formazione di S. Cassiano. Nella parte media del versante, il fenomeno di *lateral spread* si evolve in *block slide* (scorrimento); mentre, nelle porzioni più basse, si rilevano frane da scivolamento, crollo e ribaltamento (MENOTTI *et alii*, 1990; PASUTO *et alii*, 1997).

Il versante meridionale delle *Tofane*, ad ovest di Cortina, dove la Dolomia Principale è sovrapposta ai terreni della formazione di Travenanzes, è stato interessato da un fenomeno di *block slide* che ha modificato radicalmente la morfologia del versante, dando luogo a scarpate, contropendenze e rigonfiamenti. A tale fenomeno sono collegati i colamenti che interessano la zona di *Lacedel* (MENOTTI *et alii*, 1990). Questi ultimi si sviluppano lungo il versante tra le Tofane ed il Torrente Boite, dove affiorano i terreni delle formazioni di Travenanzes (TVZ) e di S. Cassiano (SCS). Elementi morfologici evidenti sono due grossi conoidi il cui spessore è stato valutato intorno agli 80 m, presso *Mortisa*. Tale fenomeno si presenta tuttora attivo, benchè più superficialmente. Da una campagna di monitoraggio del 1989-1990, risulta che gli spostamenti sono stati notevoli, dell'ordine di circa 2 m/anno.

La frana di *Zuel*, staccandosi dalle pendici sudoccidentali dell'Alpe Faloria, ha determinato, nell'immediato post glaciale, la messa in posto di un enorme accumulo il cui piede si estende dall'attuale abitato di Pezziè fino ad Acquabona. Si tratta, secondo PASUTO *et alii* (1997) di un fenomeno di *sacking* (insaccamento o colamento in roccia) la cui parte settentrionale è evoluta in una frana di tipo *rock slide/rock avalanche* (scorrimento in roccia/valanga di detrito), che ha coinvolto terreni appartenenti alla formazione di Travenanzes ed alla Dolomia Principale, sbarrando e successivamente deviando il corso del T. Boite.

A nord di Cortina, presso *Fiammes*, si individua un imponente conoide ori-

ginato da ripetuti eventi di *debris flow*. Qui il versante si presenta piuttosto acclive e la Dolomia Principale che vi affiora, appare piuttosto tettonizzata. In corrispondenza a tali fratture, su cui si impostano stretti canali, si accumulano ingenti quantità di detrito che in occasione di precipitazioni intense fluiscono con meccanismi da *debris flow*. Si tratta di fenomeni il cui percorso non è ben definito, ma varia da evento ad evento, spaziando per tutta la superficie del conoide. L'andamento sinuoso che il T. Boite ha assunto lungo questo tratto e la presenza di un'estesa piana lacustre a monte (originata per sbarramento del torrente), testimoniano l'intensità che tale fenomeno ha assunto in passato, suggerendo possibili scenari di pericolosità. D'altro canto in tempi recentissimi, il 5 settembre 1997, si è verificato un evento di particolare intensità che ha coinvolto un volume di detrito compreso tra i 10.000 e 12.000 m³ (GENEVOIS *et alii*, 1999), il quale si è riversato sulla Strada Statale e nel torrente. Ciò in occasione di un'intensa precipitazione che portò al suolo per oltre 15 minuti più di 1 mm/min di pioggia, come registrato presso la stazione di Podestagno ad 1,5 km di distanza. Nel 1998 è seguito un fenomeno di minore intensità che ha coinvolto circa 1500 m³ di materiale non raggiungendo la sede stradale. A difesa della strada statale e degli edifici a rischio sono stati recentemente realizzati degli interventi di protezione.



Fig. 43 – Panoramica sull'area interessata al ribaltamento della Torre Trephor (5 Torri).

Val la pena infine di ricordare il fenomeno noto come *frana delle 5 Torri*, una grande DGPV in cui si possono individuare due aree più attive. La prima, coincidente con l'articolato edificio rupestre delle 5 Torri s.s., è uno splendido esempio di *lateral spreading*, in cui i torrioni dolomitici (DPR) reciprocamente si allontanano "scivolando" sulle argilliti della fm. di Travenanzes fino a crollare e/o ribaltare (vedi il ribaltamento della Torre Trepfor del 2004 in figura 43); la seconda, ubicata poco distante a NE è una frana complessa (scorrimento-colata), impostasi sulle stesse argilliti della fm. di Travenanzes, che ha avuto la fase parossistica nel 1976, ma che era già in movimento lento e più superficiale durante il ventennio precedente.

1.3. - DA ACQUABONA A S. VITO DI CADORE.

Lungo questo settore la valle del Boite si presenta asimmetrica, caratterizzata da forti pendenze in sinistra orografica. Nelle parti alte sono presenti pareti sub verticali mentre più in basso le pendenze sono tra il 30 e il 45%, si rilevano grossi conoidi da *debris flow*, in parte tuttora attivi. Ciò in relazione anche alla forte tettonizzazione della roccia dolomitica, alla conseguente ingente quantità di detriti che si accumula nei canali, e non ultimo alla particolare distribuzione dei rilievi rispetto alla direzione dei venti principali, che espone questi versanti a precipitazioni di particolare intensità. Lungo il versante occidentale la Dolomia Cassiana a reggipoggio o traversopoggio, è estesamente ricoperta da depositi glaciali, e la infrequente presenza di depositi di frana indica la poca influenza che tali processi hanno avuto sull'evoluzione di questa zona della valle. In relazione alla loro pericolosità, vengono di seguito descritti i fenomeni di *Acquabona* e *Chiapuzza*.

Il *debris flow* di Acquabona a Sud dell'abitato di Zuel ha prodotto danni alla strada ed alla ferrovia piuttosto frequentemente, fin dal 1928, come risulta da notizie storiche. È un fenomeno dal percorso ben definito che percorre un canale profondamente inciso in depositi da debris flow, caratterizzato da un range di pendenza tra i 40° e 50°. Due gli eventi particolarmente intensi dal 1997: quello del 12 giugno 1997 e quello del 17 agosto 1998. Il primo seguì una precipitazione che portò al suolo 22 mm di pioggia in circa 30 minuti, con picchi di intensità superiori a 1 mm/min. Il volume totale del materiale mobilizzato è stato stimato intorno ai 6000 m³. Il secondo evento, per intensità, può essere paragonato al primo e, come il primo, seguì un evento meteorico particolarmente intenso. Caddero, infatti, 25,4 mm di pioggia in 30 minuti. Il volume dei materiali coinvolti in questo fenomeno è stato valutato intorno agli 8000-9000 m³ e non si sono verificati danni alla strada solo grazie alla vasca di contenimento che è stata progettata e messa in opera a difesa di quest'ultima.

Lungo lo stesso versante, ai confini col comune di S. Vito di Cadore, si svi-

luppa il *debris flow* di Chiapuzza, un fenomeno ben conosciuto dai locali per i frequenti eventi che si sono succeduti. Le notizie più recenti risalgono al 1960, quando si attivò una frana da crollo di grandi proporzioni lungo il versante SO di “Punta dei Ross”, dando luogo ad un accumulo di 800.000 m³ di roccia che andò a sommarsi ai detriti già presenti ai piedi della parete e lungo il canale che sovrasta l’abitato di Chiapuzza. Esso non ha causato direttamente dei danni, ma ha determinato nuove condizioni geomorfologiche che hanno predisposto il versante ad una nuova modalità evolutiva attraverso colate di detrito.

Infatti, tali depositi, già in equilibrio precario, durante gli eventi meteorici del 4 novembre 1966, furono mobilizzati, fluendo lungo il pendio, scavando un canale profondo 4-5 metri e largo 8-10 metri, e riversandosi infine sulla strada statale fra alcuni manufatti della frazione (BRUGNER *et alii*, 1975). Tale evento seguì un periodo di precipitazioni intense e di lunga durata. Il picco si ebbe il 15 agosto, quando si misurarono 12,8 mm di pioggia in 45 minuti (COSÌ *et alii*, 1998).

Seguirono numerosi eventi scatenati da precipitazioni mediamente superiori a 10 mm di pioggia per ora. Tra questi, rilevante fu quello del 24 luglio 1972 che portò detrito sulla strada ed interessò un edificio già coinvolto, per altro, dall’evento del ’66. Nel 1973 fu eretto un muro di contenimento, crollato poi nel settembre 1994 con un episodio di colata, e furono eseguiti altri interventi di sistemazione che hanno consentito un periodo di stasi, fino al 1987, quando sono ricominciati gli episodi di colata a danno della sottostante Strada Statale. Il 14 luglio 1994 un nuovo episodio investì la Strada Statale, con circa 14.000 m³ di materiale.

Contemporaneamente, frequenti sono stati gli episodi di crollo lungo la parete SO della Punta del Ross. L’ultimo risale al febbraio 1998.

1.4. - DA BORCA DI CADORE A VODO DI CADORE.

Questo settore conserva l’asimmetria che caratterizza il precedente. In destra, il versante dominato dal Monte Pelmo è meno acclive, articolato da un reticolo idrografico piuttosto maturo, ed interrotto da rotture di pendenza. Qui, e lungo i valloni secondari, la franosità attuale si esplica in prevalenza attraverso colamenti lenti e scorrimenti rotazionali, che talvolta evolvono in colata rapida. È il caso della frana in località La Rocchetta Sacoi, nel comune di S. Vito di Cadore, che nei giorni 27-28 aprile 1992, portò circa 0,5 milioni di m³ di materiale nel torrente Orsolina; i detriti investirono l’intero corso del torrente, fluendo fino alla confluenza col Boite. Sono presenti inoltre tracce di franosità passata, caratterizzata da fenomeni di notevoli dimensioni, attualmente relitti. Pendenze elevate caratterizzano, invece, le pendici SO del Monte Antelao, dove si verificano alcuni tra i fenomeni franosi meglio conosciuti in questa valle, per gli ingenti danni prodotti e per la perdita di vite umane: la grande frana che distrusse nel 1814 i villaggi di *Marceana* e *Taolen*, la frana di *Cancia*, e quella del Torrente *Rudàn*.

Il 21 aprile 1814 si verificò l'evento più disastroso per il quale morirono ben 314 persone e furono spazzati via due villaggi: *Marceana e Taolen*. Il fenomeno, il cui accumulo è stato stimato in circa 35.000.000 m³ su una superficie di circa 1,5 kmq, provocò anche la formazione di un lago temporaneo (PANIZZA *et alii*, 1998).

L'evento più disastroso che si ricordi a *Cancia* è quello del 27 luglio 1868, quando una colata stimata in oltre 100.000 m³, seppellì l'abitato provocando 12 vittime. A quell'evento ne sono seguiti fino ad oggi molti altri, sebbene di intensità non paragonabile, che hanno comunque comportato ingenti danni agli edifici ed alle infrastrutture, spesso in concomitanza con eventi temporaleschi di particolare intensità. Si tratta infatti di una porzione di versante dove alla forte acclività (30°-35°) si associa la presenza di una coltre quaternaria spessa alcune decine di metri, costituita da detrito di versante e da depositi cementati di antichi *debris flow*. Tra gli eventi più recenti, significativi, per i danni riportati, sono stati quello del 12 agosto 1973, quando la colata raggiunse il piazzale di quota 1012; quello del 2 luglio 1994, quando in meno di 4 ore si mobilitarono circa 25.000 m³ di materiali e blocchi fino a 15 m³, causando danni ad edifici ed infrastrutture ed interrompendo la S.S. n. 51; quello del 7 agosto 1996, quando in pochi minuti, una massa di circa 40.000 m³ di acqua, fango e detriti, dopo aver viaggiato confinata nell'alveo del canalone, ha invaso a ventaglio l'abitato e la S.S. n. 51 con un fronte di 250 m (PANIZZA *et alii*, 1998). Quest'ultimo fenomeno si verificò a seguito di un temporale che fece registrare, alla stazione di Villanova, 25mm di pioggia in 30 minuti, mentre ben maggiori furono le precipitazioni in quota che provocarono numerose frane. Eventi minori si sono avuti nel 1997 e nel 1998.

Il torrente Rudan è frequentemente interessato da fenomeni di *debris flow*. L'evento più antico che si ricordi è quello del settembre 1882, quando la potenza della piena distrusse alcuni mulini ed una segheria e trasportò a valle un enorme macigno oggi situato nell'alveo del torrente Boite, in prossimità della confluenza del Rudan. Nel settembre 1983 un grosso evento distrusse il ponte in calcestruzzo realizzato nel 1952 sulla strada regia. I materiali ostruirono il corso del Boite dando luogo ad un lago temporaneo. Il 19 luglio 1987 un ulteriore grosso evento apportò notevoli danni alle opere di regimazione delle acque del torrente e circa 10.000 m³ di materiali fluirono alla confluenza col Boite. Negli anni 90 numerosi altri eventi si sono succeduti, sebbene di minore entità.

1.5. - IL BACINO DEL TORRENTE FIORENTINA

Il torrente Fiorentina forma una valle asimmetrica, con versanti più ripidi in sinistra idrografica. In destra, invece, il paesaggio è più articolato ed il reticolo idrografico ben sviluppato. Rio d'Entremont, Rio Cordon, Rio Loschiesuoi, Rio

Codalonga e Rio Stretto formano i valloni più profondi, ampi e gerarchizzati, lungo i quali si concentrano i fenomeni franosi più importanti. In particolare, in corrispondenza di una spessa coltre detritico-morenica con abbondante matrice limoso-argillosa che occupa un'ampia fascia di questo versante, si rileva che considerevoli condizioni di instabilità possono essere innescate da modesti eventi meteorici. Ciò in relazione anche alla presenza di sorgenti a monte che saturano la coltre quaternaria. In prevalenza le frane si manifestano come scorrimenti rotazionali, superficiali o profondi: nel secondo caso, è tuttavia raro che la superficie di scorrimento si attesti nel substrato; più frequentemente essa interessa la coltre quaternaria, specie quella morenica. In secondo luogo, si rinvengono colate rapide e di breve durata che avvengono in materiali incoerenti, a seguito di piogge molto intense.

Lungo la sponda destra si concentrano i centri abitati costretti fin dal 1851 a frequenti sfollamenti, alla ricostruzione delle vie di comunicazione danneggiate, al continuo ripristino delle abitazioni e dei pascoli. Nel 1917, in primavera, a seguito delle abbondanti nevicate invernali, dalla Val di Fuori si staccò una massa detritica di circa 4-5 milioni di metri cubi che causò la morte di 21 militari e 7 civili e la distruzione di 6 edifici situati lungo Rio Loschiesuoi (FENTI *et alii*, 1984). Nel 1966 tutta l'area del torrente fu colpita in maniera catastrofica, ma i danni più consistenti si concentrarono nella porzione di versante tra Rio Stretto e Rio Codalonga, dove sono ubicati il centro di Selva di Cadore e le sue frazioni. Qui si attivarono scorrimenti rotazionali e colate di fango che interessarono principalmente la coltre quaternaria, ed in misura minore anche il substrato. In sinistra, invece, all'altezza dei tornanti della strada Selva – Caprile, si attivò un movimento che interessò una vasta zona, compresa la piccola frazione di Fiorentina. Il letto del torrente fu ristretto dalla massa in movimento, ma non si ebbe una vera e propria ostruzione grazie all'enorme quantità di detriti portati dalla corrente che sollevò l'alveo, creando, allo stesso tempo una barriera che smorzò lentamente il movimento in sinistra. Il risultato fu però la distruzione quasi totale della strada di fondovalle Selva – Caprile (BRUGNER *et alii*, 1975). Attualmente i fenomeni che interessano il versante a monte di Selva risultano attivi ed in lenta evoluzione, con locali accelerazioni in occasione di piogge intense.

Nel 1978 e nel 1981, si verificarono due eventi simili, particolarmente devastanti. Nel 1978, a seguito di intense precipitazioni localizzate su Piz del Corvo, si ebbe un forte ruscigliamento lungo i canali che causò erosione al piede lungo le pareti rocciose e conseguenti crolli dell'ordine di parecchie migliaia di metri cubi. La massa detritica si incanalò lungo rio Giavaz e rio Penazogn, e qui la presenza di strozzature e di materiali lungo gli alvei aumentò la forza della colata ed il suo potere distruttivo: l'abitato di S. Fosca e la strada statale 251, riportarono notevoli danni. Nel 1981 l'evento fu molto simile, ma limitato al solo Rio Giavaz (FENTI *et alii*, 1984).

1.6. - IL BACINO DEL TORRENTE ANSIEI

Il torrente Ansiei incide i depositi morenici e alluvionali che riempiono la valle, in questo tratto, piuttosto ampia e simmetrica. I versanti sono piuttosto acclivi e, specie in destra, conservano evidenze che ne testimoniano l'origine strutturale. Lungo il versante destro sono prevalenti modesti fenomeni di debris flow, che si impostano lungo gli stretti valloni. Tra questi il fenomeno che interessa il torrente Rudavoi, un *debris flow* che nel settembre 1997 ha investito la S.S. n. 48, provocando una vittima.

In sinistra, di particolare rilievo per il rischio connesso, è il fenomeno che interessa Rio Vaccia: si tratta di uno scorrimento rotazionale che interessa la Fm. di S. Cassiano e la sottostante Fm. di Wengen, che evolve in colata detritica, minacciando la Strada Statale e le abitazioni in località Tornede e Stabizione (Archivio del Servizio Geologia – Regione del Veneto). Non mancano tracce di importanti fenomeni franosi antichi come quello che ha sbarrato il Torrente Ansiei determinando la piana di Palù S. Marco.

2. - CENNI SULLA SISMICITÀ

La normativa nazionale che determina il grado di sismicità e, quindi, l'inserimento nelle zone sismiche dei comuni è il Decreto del Ministero dei Lavori Pubblici 14 maggio 1982 in applicazione della Legge 2 febbraio 1974, n. 64.

Il medesimo decreto non ha classificato in zona sismica alcun territorio comunale ricadente all'interno del Foglio Cortina.

Tuttavia, la recente Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 20 marzo 2003, n. 3274, riclassifica dal punto di vista della sismicità l'intero territorio nazionale ed inserisce i comuni compresi nel Foglio Cortina nella zona sismica 3 per quanto riguarda il territorio veneto e nella zona sismica 4 per i comuni della provincia di Bolzano. Tale riclassificazione, adottata dalla Regione Veneto con D.G.R. n. 66/CR del 24/6/2003, è stata determinata in base alla distribuzione dei valori di accelerazione orizzontale di picco del suolo corrispondente ad una probabilità di superamento non superiore al 10% in 50 anni.

Peraltro, il modello sismotettonico disponibile (SLEJKO *et alii*, 1987) comprende l'area in questione nelle Alpi s.s. e settore settentrionale delle Alpi Meridionali, unità caratterizzata da un generalizzato sollevamento differenziale, accompagnato da diffusi ma non rilevanti movimenti trascorrenti. Lo stesso modello considera in una zonazione sismotettonica che prende in considerazione l'evoluzione geodinamica nell'intervallo Pleistocene medio – Olocene, la zona interessata dal Foglio Cortina nell'Area Alpina Settentrionale dove la sismicità è in genere di basso livello senza particolari concentrazioni di epicentri, mentre i pochi terrem-

ti del Cadore settentrionale sono riferibili probabilmente a varie linee tettoniche di orientazione valsuganese.

3. - DIGHE E IMPIANTI IDROELETTRICI

Nel territorio compreso dal Foglio Cortina sono presenti tre importanti opere di sbarramento a servizio degli impianti idroelettrici dell'ENEL.

Queste opere sono: il lago – bacino di Alleghe che, attraverso una galleria in pressione lunga 7074 metri alimenta la centrale di Cencenighe; la diga e bacino di Vodo di Cadore (volume totale di 9950 m³ di invaso e diga alta 42 metri) che alimenta la centrale di Pontesei con una galleria di 9258 metri; la diga e bacino di Valle di Cadore (volume di invaso di 4600 m³ ed altezza di 61.25 metri) le cui acque contribuiscono all'alimentazione della centrale di Soverzene.

Le centrali idroelettriche citate ricadono all'esterno del Foglio; in territorio comunale di Cortina, peraltro, è situata la centrale di Campo di Sotto che deriva l'acqua del torrente Costeana in destra Boite.

4. - SORGENTI E DERIVAZIONI

Il territorio del Foglio “Cortina d'Ampezzo” è interessato dalla presenza di numerose sorgenti, e tra queste quelle che presentano le maggiori portate vengono captate per uso potabile. A titolo di esempio, citiamo la sorgente del “Festinel” per affioramento della piezometrica (portata stimata 5 l/s) e localizzata nel territorio comunale di San Vito di Cadore.

Le sorgenti presenti nel Foglio sono caratterizzate da portate che vanno da pochi l/s a qualche centinaio di l/s. Alcune di queste, nonostante abbiano un regime perenne, mostrano una notevole variabilità stagionale, legata soprattutto alla tipologia di acquifero e alle caratteristiche del bacino di alimentazione.

Le formazioni che sono maggiormente interessate da emergenze con portate significative, sono quelle del Gruppo dei Calcari Grigi e della Dolomia Principale, situate nel quadrante NE del Foglio “Cortina d'Ampezzo” (tavolette I.G.M. “Lago di Misurina” e “Croda Rossa” in scala 1:25.000). Per quanto riguarda il Gruppo dei Calcari Grigi vanno menzionate la sorgente puntuale carsica di “Soccento” classificata come tipologia per soglia di permeabilità (portata stimata di 200 l/s) e quella “Sorapis” (portata misurata di 300 l/s) che probabilmente viene alimentata anche dal lago Sorapis. All'interno della Dolomia Principale troviamo la sorgente perenne di tipo diffuso “Meduce” che è stata classificata per soglia di permeabilità per la presenza di una faglia (250 l/s di portata stimata) e “Fontana del Felizon” (portata misurata di 200 l/s) emergenza diffusa che alimenta il Torrente Boite, che

è stata interpretata come sorgente per soglia sottoimposta di tipo tettonico; più precisamente “Felizon” e “Sorapis” ricadono nel territorio comunale di Cortina, mentre “Meduce” e “Soccento” si trovano all’interno del comune di Auronzo di Cadore.

Altre sorgenti sono localizzate all’interno della Formazione di Werfen, costituita da un’ampia varietà di litotipi carbonatici e terrigeni; queste sono ampiamente rappresentate nella tavoletta I.G.M. “Selva di Cadore” ed in quella dell’ “Antelao”, dove si trova la sorgente puntuale per affioramento della piezometrica di “Chiarada bassa” (portata misurata 0.57 l/s) in prossimità di una linea tettonica trascorrente (Valle di Cadore). Sotto il profilo geologico risulta significativa la sorgente puntuale per affioramento della piezometrica “La Palata” (Colle Santa Lucia) che si trova in corrispondenza del limite tra il Membro di Campil, costituito da arenarie quarzoso-micacee, ed il Membro di Val Badia, caratterizzato dalla presenza di calcari micritici. Nella porzione SO del Foglio sono presenti scaturigini all’interno dei calcari della Formazione di Livinallongo (sorgente diffusa per limite di permeabilità “Forcella” in prossimità del limite con le arenarie di Zoppè nella tavoletta I.G.M. “Selva di Cadore” e ricadente nel comune di Alleghe) e della formazione di Wengen - La Valle.

Altre sorgenti sono localizzate all’interno di depositi quaternari quali corpi franosi, detrito di versante, corpi morenici, conoidi o depositi alluvionali. In alcuni casi, bisogna precisare che gli acquiferi che alimentano queste sorgenti sono costituiti da rocce afferenti al substrato mesozoico e solo la parte più superficiale è costituita da depositi quaternari che hanno una discreta permeabilità. Tra queste, sono degne di menzione per la loro portata, quella puntuale del “Crot” (portata nominale 13 l/s e stimata 40 l/s), ubicata all’interno di depositi alluvionali costituiti da sabbia e ciottoli (tavoletta I.G.M. “Monte Pelmo”, comune di Borca di Cadore) e quella diffusa di “Fontanies” (40 l/s di portata stimata) che scaturisce da depositi ghiaiosi di origine alluvionale (comune di S. Vito di Cadore); ambedue le sorgenti sono come tipologia di emergenza per affioramento della piezometrica. (Fonte dei dati sulla portata delle sorgenti ARPAV - Regione del Veneto, 2005).

5. - CARSISMO – GROTTI

Le ricerche sul carsismo nella regione dolomitica sono iniziate da relativamente pochi anni, principalmente per la scarsa accessibilità dei luoghi (MIETTO, 2004).

Il carsismo in quest’area risente delle caratteristiche litologiche e strutturali delle formazioni interessate, con un discreto sviluppo di forme ipogee ed epigee. L’elevata altitudine ha favorito infatti lo sviluppo di forme glaciocarsiche di media-alta quota caratterizzate da scarse forme superficiali, limitate prevalentemente alle microforme con rari campi carreggiati (p.e. Sorapis o Monte Pelmo).

I litotipi più sensibili al fenomeno appaiono i Calcari Grigi, la Dolomia Principale, la dolomia dello Sciliar ed il calcare della Marmolada. Le forme carsiche di maggiori dimensioni sono favorite laddove le superfici sono poco inclinate e, quindi, negli ambiti morfologici di altopiano, di spianata sommitale, di fondi di circo e vallone glaciali; mentre altre tipologie si manifestano in preferenza sulle scarpate e sulle pareti rocciose.

Nell'ambito del Foglio Cortina si possono distinguere diversi complessi o unità morfocarsiche: il Pelmo – Croda da Lago, le Marmarole – Sorapis – Antelao, le Tofane, il Cernerà; ancora poco conosciuto è invece il Gruppo del Cristallo – Pomagagnon.

Tra i tanti aspetti mostrati dal carsismo uno dei più interessanti è rappresentato senz'altro dalle grotte. Consultando il Catasto delle Grotte del Veneto, istituito in riferimento alla L.R. 8/5/1980 n. 54 “Interventi per lo sviluppo della ricerca speleologica e per la conservazione del patrimonio speleologico del Veneto”, si rilevano i seguenti dati indicativi (forniti dalla Federazione Speleologica Veneta – aggiornamento anno 2005):

COMUNE	Cortina	S. Vito	Borca	Selva	Auronzo	Zoldo Alto	Calalzo	Vodo	Alleghe
N° GROTTA	180	44	2	37	106	29	1	17	6

Le cavità a maggior dislivello presenti nel territorio compreso nel Foglio Cortina sono l'Abisso Tiziano (5000 V BL) sulle Marmarole, con una profondità di 301 m ed uno sviluppo di 790m e l'Abisso Gianni Conforto al Pelmo (6544 V BL), con una profondità di 245 m ed uno sviluppo di 341m. Tra le altre più significative cavità si ricordano: in comune di Cortina d'Ampezzo, la Grotta di Tofana (3493 V BL) con uno sviluppo spaziale di 302 metri ed un dislivello di 22 metri attraverso un percorso elicoidale, l'Abisso delle Tofane con un pozzo da 150 m ca., la Grotta di Lagazuoi Grande (6148 V BL) con galleria ascendente lunga 65 metri e la Grotta delle Bambole di Travenanzes (6153 V BL), enorme condotta di 175 metri con dislivello di oltre 60 metri (COCCIMIGLIO *et alii*, 2004), nonché molte altre grotte individuate recentemente nel sistema Croda da Lago-Formin-Cernerà.

Generalmente si tratta di cavità ad andamento verticale con pozzi anche notevoli (Pelmo, Tofane) e più raramente di grotte più complesse (Marmarole, COSTA *et alii*, 2004). Spesso queste grotte presentano riempimenti interni di ghiaccio che possono stagionalmente ostruire gli ingressi e costituiscono certamente una discreta riserva d'acqua per gli acquiferi carsici.

6. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E MINERARIE

Il territorio compreso nel Foglio Cortina non è sostanzialmente caratterizzato dalla presenza di attività estrattive connesse all'utilizzo di materiali da costruzione. Le uniche attività, peraltro amministrativamente scadute od estinte, riguardano cave di materiali detritici: nel territorio del Comune di Cortina nelle località Verra di Sopra e Pies de Ra Mognes, in quello di S. Vito di Cadore in località Vallesella, infine in quello di Selva di Cadore in località Crot.

Relativamente alle attività estrattive di materiali di miniera, fin dal XII secolo si hanno citazioni sulla presenza di giacimenti di ferro e di rame nella zona del Cadore ed in particolare nell'area del territorio di Colle S. Lucia.

Sul versante sud del Monte Pore, nell'area denominata "Wersil" o "Fursil" venne scoperto un giacimento di minerale ferroso che rese il territorio assai importante e appetibile: intervenne perfino l'imperatore Federico I Barbarossa, che, con un decreto del 1177, riconobbe le miniere del Fursil di proprietà del Convento di Novacella. Questo a sua volta le cedette al Vescovo di Bressanone, privilegio ribadito da Papa Innocenzo III nel 1490. Il massimo rendimento si ebbe intorno alla metà del 1600, quando il materiale estratto permetteva il funzionamento contemporaneo di ben nove forni, otto veneti e uno vescovile. Le miniere vennero chiuse nel 1753 e furono riaperte per un breve periodo nel 1837. Un tentativo più consistente di sfruttamento lo effettuò la Breda nel periodo autarchico 1938/43; la chiusura definitiva avvenne nel 1945. La mineralizzazione a siderite è localizzata entro i terreni delle Formazioni a Bellerophon e di Werfen. Gli imbocchi delle gallerie sono tuttora ritrovabili a valle della località Ru e a monte del ponte sul Rio Codalonga in destra idrografica. Le mineralizzazioni piombo-zincifere ($Zn/Pb=5/1$) si concentrano nelle unità di piattaforma carbonatica anisico ladiniche e sono localizzate in corrispondenza di dislocazioni che interessano unità portatrici di zolfo del Permiano superiore o dell'Anisico inferiore.

Fin dal XVI secolo sono conosciuti depositi presso il Passo Giau ed esplorati intensivamente negli anni '50 dalla Compagnia S. Marco (ASSERETO *et alii*, 1977). La più importante di queste miniere è situata sul versante N del Col Piombin (Costa dei Canopi).

La mineralizzazione del Col Piombin interessa una breccia di frizione di calcari dolomitici dell'Anisico al contatto con tufi ladinico-carnici (IMF-WEN) in corrispondenza di una anticlinale fagliata in senso NS. La metallizzazione con molta probabilità ha avuto luogo in una sola fase, comprensiva di due venute: la prima con galena, blenda I° cristallina, calcopirite I°, quarzo, pirite I° e marcasite I°; la seconda con blenda II° colloidale, pirite II°, marcasite e dolomite. Il giacimento è stato classificato come meso-epitermale; la sua età di formazione è attribuibile all'Oligocene-Miocene secondo LEONARDI (1967) mentre ASSERETO *et alii* (1977) propendono per una mineralizzazione legata ad emersione e paleocarsismo di età ladinica.

Mineralizzazioni di minor interesse sono localizzate presso le località Coi e Brusadaz nei pressi di Col de Baldi (barite e minor percentuale di galena) nelle formazioni del M. Fernazza (IMF) e di Wengen - La Valle (WEN).

7. - DISCARICHE

Per quanto riguarda le discariche, nel territorio del Foglio Cortina, è presente un sito interessato da impianto di discarica di R.S.U. in località Pies de Ra Mognes in Comune di Cortina, gestito dalla Comunità Montana "Valle del Boite". Altre due discariche di tipo 2° per materiali inerti sono ubicati in località Vallesella del Comune di S. Vito di Cadore, gestita dall'Amministrazione comunale, ed in località S. Fosca, gestita dal Comune di Selva di Cadore (Fonte: Provincia di Belluno, 2004).

LEGEND

Quaternary Stratigraphic Units

POSTGLACIAL ALPIN SYNTHEM – PTG

Eluvial colluvial and detrital colluvial blankets (PTGb2); debris slope with large blocks (PTGa); present, sub actual and ancient debris slide (PTGa1 and PTGa1a); diamicton with sandy matrix with sandy gravelly intercalations and plurimetric sub angular and angular blocks (deposits of mixed origin -PTGi); marsh, peat-bog and lacustrine deposits (PTGe4 and PTGe2); carbonate stratified concretions (travertine-PTGf1); sandy-gravelly sediments with pebbles and subrounded and rounded blocks and sporadic intercalations of sandy –muddy levels sometimes discontinuously terraced (terraced and not-terraced torrential-fluvial deposits-PTGb); debris flow deposit.

Holocene

AMOLA SUBSYNTHEM (P.E.G.) - PTG1

Recent glacial deposits: chaotic accumulations of blocks with a partially open pockets texture and diamicton with sandy-muddy matrix with subangular and angular clasts (undifferentiated – ablation till and skeletal till) (PTG1c1 and PTG1c3); diamicton with sandy matrix with sandy gravelly intercalations (deposits of mixed origin) (PTG1i); muddy gravel, pebbles and sands with rare subrounded and rounded blocks moderately sorted which form small sandar (fluvioglacial deposits) (PTG1b). Glacial-lacustrine deposit (PTG1c6).

Holocene

PIAVE SYNTHEM – PVI

Massive diamicton with rounded or subrounded clasts, polished and sometimes striated, dip in an over-consolidated matrix of argillaceous mud, (lodgement till) (PVIc4); diamicton with sandy-muddy matrix with clasts ranging from subangular to subrounded (undifferentiated-ablation till) (PVIc1). Generally moderately altered clasts and with an heterogeneous petrographic composition.

Pleistocene p.p. (indistinct LGM)

VAL CERNERA SUBSYNTHEM – PVI2

Clastsupported-matrixsupported diamicton, with sandy-muddy and coarse sand matrix, never argillaceous; heterometric angular-subangular clasts of local lithologies; they form moraine rampart (ablation till -PVI2c1 and skeletal till). Sandy gravels with subrounded pebbles and blocks, roughly stratified and moderately sorted; locally cemented and terraced. (Fluvioglacial deposits-PVI2b). Chaotic accumulations with calcareous-dolomitic angular heterometric (>1 m³) clasts. (Debris slide-PVI2a1a). Massive diamicton supported by muddy matrix, organized in concavo-convex strata, often cemented and sorted gravels (Deposits of mixed origin-PVI2i).

Late Pleistocene p.p. (Upper Late Glacial)

CANCIA SUBSYNTHEM – PVI1

Matrix supported diamicton; matrix of mud and argillaceous sand (50-60%) hazel-brown and accumulations of dolomitic subangular megablocks with a clast-supported structure organized in lateral and saddle moraine ramparts (ablation till-PVI1c1 and skeletal till PVI4c3). Sandy-muddy gravels and pebbles with rare blocks, clast-supported texture, clinostratified, sorted horizons well cemented; with erosive surfaces and traces of channels (Deposits of mixed origin-PVI1i). Sands and muds with gravels and pebbles clast-supported; sorted horizons or with iso-oriented pebbles (fluvioglacial deposits-PVI1b). Sandy-muddy matrix-supported deposits with angular-subangular heterometric clasts, alternated with tabular bodies of sorted and cemented gravels and lenses of laminated muds and sands (deposits of glacial contact-PVI1b5).

Late Pleistocene p.p. (Lower Late Glacial)

MT. SORAPIS SUBSYNTHEM – PVI4

Diamicton (clastsupported-matrixsupported), with matrix of muddy and coarse sand; angular-subangular heterometric (dm.> 1 m) clasts with homogeneous petrography (Calcarei Grigi, Dolomia Principale and Dolomia Cassiana) (ablation till-PVI4c1). Gravels with pebbles and medium to coarse sand, stratified, locally massive or clast-supported; rounded-subrounded clasts, often tiled; lenses of laminated sand (terraced and not terraced, fluvioglacial deposits-PVI4bna e PVI4b). Diamicton ranging from matrix-supported to partially open pockets sometimes cemented; angular-subangular heterometric clasts; horizons with iso-oriented clasts and wavy, erosive boundaries are also recognizable. (deposits of mixed origin-PVI3i). Glacial-lacustrine deposit (PVI4c6)

Late Pleistocene p.p. (Upper Late Glacial)

LADIERE SUBSYNTHEM – PVI3

Diamicton muddy-sandy matrix supported with blocks (> 1mc) of D. Cassiana, subangular-angular (ablation till-PVI3c1). Diamicton matrix or clast supported, normal consolidated, intercalated to levels of moderately sorted gravels and muddy sands with pebbles and blocks iso-oriented; widespread conglomeratic lenses; diamicton clast-supported with sandy matrix alternated with well sorted horizons with partially open sandy-gravelly texture, often cemented (deposits of glacial contact-PVI3b5). Muddy sands slightly gravelly, pebbly and sandy gravels, coarsely stratified; subrounded clasts and, if tabular, tiled. (terraced and not terraced fluvioglacial deposits-PVI3b). Lacustrine deposit (PVI3e2).

Late Pleistocene p.p. (Early Late Glacial)

SANTA FOSCA SUBSYNTHEM – PVI6

Diamicton (clastsupported-matrixsupported); sandy-muddy matrix (25%-60%). Heterometric clasts, from subangular to subrounded (ablation till-PVI6c1 and skeletal till PVI6c3). Gravels and sandy gravels, sometimes well sorted, with polygenic clasts, alternated with concavo-convex bodies of diamicton with angular-subangular clasts of local petrogenesis, and with levels of accumulated sand and silt with plane-parallel lamination with dropstones (fluvioglacial deposits-PVI6b). Diamicton with a texture from partially open to open, made of blocks and megablocks, and subordinated fine gravel, angular and monogenetic (D. Cassiana) (Debris slide on ice-PVI6a5). Diamicton clast supported, with large blocks with sandy-muddy matrix concentrated in the deeper part (ancient debris slide PVI6a1a), (Rockglacier).

Late Pleistocene p.p. (*Upper Late Glacial*)

MALGA FIORENTINA SUBSYNTHEM – PVI5

Diamicton supported by a sandy-argillaceous dark hazel-brown mud (50-60%); clasts are heterometric with some blocks larger than a cube-meter, rounded to subangular. They formed lateral moraine ramparts which are now isolated shreds (ablation till-PVI5c1). Massive or coarsely stratified gravels, well cemented, of braided marginal glacial environment with light hazel-brown muddy matrix; sorted bodies or with iso-oriented pebbles and blocks (Deposits of glacial contact-PVI5b5). Terraced and not terraced fluvioglacial deposits (PVI5bn).

Late Pleistocene p.p. (*Lower Late Glacial*)

VAL D'OTEN UNIT – UVD

Glacial deposits (ablation till – UVDc1); fluvioglacial terraced and not terraced deposits (UVDb); mixed deposits (UVDi) related to the first phase of glaciers retreat (Lower Late Glacial).

Late Pleistocene p.p. (*Upper Late Glacial*)

COL VALLON UNIT – UCV

Glacial deposits (ablation till – UCVc1); fluvioglacial terraced and not terraced deposits (UCVb); mixed deposits (UCVi) related to the first phase of glaciers retreat (Lower Late Glacial).

Late Pleistocene p.p. (*Lower Late Glacial*)

GARDA SYNTHEM SGD

Massive diamicton clast supported with sandy matrix, grain size ranges from gravel to metric blocks, subangular, of exclusively local petrography. Massive diamicton matrix supported (40-60%), with polygenic subrounded clasts often striated (ablation till-SGDc1).

Pleistocene p.p. (*indistinct local LGM*)

PODESTAGNO SUBSYNTHEM – SGD11

Diamicton with texture from clastsupported to matrixsupported, with muddy-sandy matrix (35-50%) light grey-pinkish; heterometric clasts sometimes huge subangular; the petrography of both clasts and matrix is exclusively related to the lithologies outcropping in the area. (ablation till-SGD11c1 and skeletal till – SGD11c1). Gravels with pebbles and sands from coarse to medium size, stratified and now and then well cemented. Clasts are carbonate in nature (95%) with some marly elements. Tractive structures are frequent, also with bidirectional trend. (Fluvioglacial deposits terraced and not terraced-SGD11b). Glacial-lacustrine deposit (SGD11c6).

Late Pleistocene p.p. (*Upper Late Glacial*)

VAL PADEON SUBSYNTHEM – SGD10

Diamicton from matrix to clast supported, with muddy-sandy (50-60%) light brown-pinkish matrix; heterometric clasts with blocks larger than 1 m³, from subangular to subrounded of local origin (ablation till-SGD10c1). Gravels and sandy pebbly gravels with rare blocks, often cemented, in decimetric

to metric thick bodies with tabular or lenticular geometry: frequent sorted horizons and alignments of pebbles and blocks, numerous erosive surfaces. (fluvioglacial deposits -SGD10b). Deposit of glacial conctat (SGD10b5).

Late Pleistocene p.p. (*Lower Late Glacial*)

MT. ANTELAO UNIT- ATL

Conglomerate with carbonate clasts including two facies:

- a) massive diamicton matrixsupported with sandy-muddy matrix and rare subangular clasts of metric size, not well stratified with erosive boundaries (cemented deposit of mixed origin – ATLi);
- b) body organized in strata and low angle lamina (fluvial bars braided type), of gravel and pebbles well rounded and sorted, with variable texture from open to clast supported (cemented alluvial deposit – ATLb).

?Pliocene p.p. – Middle Pleistocene

Mesozoic Stratigraphic Units

DEEP WATER JURASSIC-CRETACEOUS SUCCESSIONS

MARNE DEL PUEZ – PUE

Grey-green marls alternated with micritic limestones and calcarenitic turbidites, with frequent ammonoids; black-shales; reddish calcareous marls with planktonic foraminifers.

Thickness 0-70 m.

Hauterivian – Barremian

ROSSO AMMONITICO VERONESE - ARV

Nodular reddish micritic limestones, moderately marly, rich in internal molds of ammonoids; at the base, thin shell bivalves horizons (*Lumachella a Posidonia alpina* Auct).

Thickness 35 m.

Dogger p.p. – Malm

ENCRINITE DI FANES PICCOLA – FAS

Cross laminated, dark encrinal calcarenites in discontinuous lenses, sometimes associated with sub-ordinated micrites, at the top of Calcari Grigi. Fauna: brachiopods (*Rhynchonellida*, *Terebratulida*, *Spiriferida*), bivalves, cephalopods.

Thickness 0 - 20 m.

Pliensbachian p.p. (Domerian)

LATE TRIASSIC – LOWER JURASSIC PLATFORM SUCCESSIONS

CALCARI GRIGI - CG

Prevailing light grey micritic limestones and oolitic bioclastic calcarenites, densely stratified, sometimes with thin marly layers interbedded, organized in peritidal cycles. The lower part which is not lithostratigraphically separable from the rest of the unit, it's characterized by levels with corals, large megalodontacea and dicerocardiida and it partly corresponds to the so called Calcare di Dachstein Auct (Norian p.p. – Rhaetian). The middle-upper part corresponds to the liassic Calcari Grigi ss.

Thickness 450 - 550 m.

?Rhaetian p.p. - Pliensbachian p.p.

DOLOMIA PRINCIPALE - DPR

Light grey dolomites, well stratified, prevalently made by the cyclic alternation of bioturbated units, locally fossiliferous (*Neomegalodon*, *Worthenia* sp.), with inter-supratidal layers with stromatolitic laminites; locally (Mt. Pelmetto) footprints of *Ornithischia* and *Saurischia* dinosaurs and tetrapods. Thickness 500 - 1000 m.

Carnian – Rhaetian

TRAVENANZES FORMATION (Fm. di Raibl Auct.) - TVZ

Vary colour (red, green, grey) siltites, argillites and marls alternated with fewer aphanitic white dolomites and with subordinated sandstones and conglomerates (in the lower part of the formation). Intervals of laminated gypsum layers and vuggy dolomites are locally present. In the south-western areas, breccias and paraconglomerates are found at the contact with HKS. Fossils: megalodontes. Thickness 2 - 150 m.

Carnian (Tuvalian p.p.)

HEILIGKREUZ FORMATION - HKS (Fm. di Dürrenstein Auct.)

In the area of the „Cortina“ Sheet, this unit presents a considerable lateral and vertical variability, which locally allows its subdivision in members which are possible to map.

Thickness from 0 to 160 m.

Carnian (Julian p.p. – Tuvalian p.p.)

Lagazuoi member – HKS 3

Arenitic dolomites, doloarenites and oolitic-bioclastic grey and light brown calcarenites, with bi-directional cross lamination. Towards east it gradually passes to thin calcarenites and micrites, although, at the base, high energy structures are still evident. In the upper part, a peritidal cycles organization with stromatolites is possible. In the north western area (Falzarego Pass, Mt. Nuvolau, Lastoni di Formin), grey bi-directional cross laminated and hummocky sandstones outcrop, and those are assigned to the arenarie del Falzarego Auct., which are not distinguishable in maps. **Carnian (Tuvalian p.p.)**

Areniti del Dibona member - HKS2

Polygenic conglomerates, dark cross laminated sandstones, light brown, grey or black pelites with frequently micritic to ruditic calcareous layers interbedded, progressively more frequent to the north and to the east. Vegetable rests are frequent, sometimes represented by centimetric coal horizons. Fossils: bivalves (*Lopha montcaprilis*, *Physocardia ogilviae*, *Cornucardia hoernigi*, *Costatoria vestita*) and rare ammonoids (*Shastites* sp.).

Carnian (Julian p.p. - Tuvalian p.p.)

Borca member - HKS1

Dolomitic limestones, arenitic dolomites and well stratified hybrid arenites with frequent pelitic layers interbedded; sometimes a large scale cross lamination is recognizable; at the base dark coarse sandstones with frequent rests of plants, interbedded with calcarenites and sometimes boundstones with stomatoporoids and colonial corals. At the top, a few meters interval of light dolomites is present, well stratified, with centimetric grey or green marly interstrata and stromatolitic levels. Fossils: bivalves (*Trigonodus* sp. *Physocardia* sp.), nautiloids and tetrapods' footprints in the uppermost part.

Carnian (Julian p.p.)

POSTVULCANIC AND CASSIAN SUCCESSIONS

DOLOMIA CASSIANA - DCS

Massive crystalline dolomites, light brown and grey, dominated by slope deposits characterized by

original cross stratification with angles reaching up to 30-35°; locally a megabreccia texture is visible, while all the other structures and depositional textures are obliterated by dolomitization. Fossils: rare and not well preserved colonial coral heads.

DCSa: well stratified crystalline dolomites with stromatolites, pisolites, tepee, which represent the inner platform facies.

Thickness 0 - 800 m

Upper Ladinian – Lower Carnian (Longobardian p.p. – Julian p.p.)

SAN CASSIANO FORMATION - SCS

Alternation of grey and black pelites and marls with micritic limestones and turbiditic oolitic-bioclastic calcarenites; in the middle-lower part of the formation vulcanodetrritic litharenites are frequent. Calcareous olistoliths (Calcarei di Cipit Auct.) of metric and decametric size are present: those derive from the cassian platforms and are made of microbialitic boundstones with subordinated metazoa builders (corals, stromatoporoids, sponctozoa). Fossils: ammonoids (*Daxatina canadensis*, *Trachyceras aon*, *T. aonoides*), bivalves, gastropods, echinoids, crinoids.

Thickness 60 - 500 m.

Upper Ladinian – Lower Carnian (Longobardian p.p. – Julian p.p.)

WENGEN - LA VALLE FORMATION - WEN

Dark grey or black turbiditic sandstones, deriving mainly from the erosion of the vulcanites, alternated with black marly siltites and pelites. In the south western sector, levels of vulcanoclastic paraconglomerates. Carbonatic olistoliths are locally present (calcarei di Cipit Auct.). Fossils: bivalves (*Daonella lommeli*), ammonoids (*Protrachyceras archelaus*, *Frankites regoledanus*), rests of continental plants.

Thickness 50 - 200 m

Upper Ladinian (Longobardian p.p.)

PRE- AND SYN-VULCANIC LADINIAN SUCCESSIONS

M. FERNAZZA FORMATION – IMF

Mainly vulcanoclastic black sandstones, sometimes with subordinated fine intercalations (calcsiltites and calcilitites with *Daonella* sp. and ammonoids); they correspond to “Ialoclastiti” Auct. In the higher part of the Cordevole Valley, submarine basaltic lava flows and pillow-breccias are present. a) IMFa: chaotic megabreccias and graded breccias with polygenic clasts deriving from the prevulcanic and synvulcanic formations.

Fossils: pelagic bivalves (*Daonella lommeli*, *Posidonia* sp.) and ammonoids (*Protrachyceras longobardicum*, *P. neumayri*).

Thickness 40 - 400 m.

Upper Ladinian (Longobardian p.p.)

ACQUATONA FORMATION – AQT

Dark grey colour siliceous calcsiltites and micrites, with plane-parallel lamination, with intercalations of tuffites like “Pietra Verde” and subordinated horizons of grey sandstones in the upper part.

Fossils: pelagic bivalves (*Daonella* sp., *Posidonia* spp.) and ammonoids (*Protrachyceras longobardicum*, *Meginoceras* sp.).

Thickness 10 - 30 m

Upper Ladinian (Longobardian p.p.)

ARENARIE DI ZOPPE’ - ADZ

Grey and dark grey turbiditic sandstones, with quartz of both magmatic and metamorphic derivation

and lithic fragments derived from metamorphites; intervals of arkosic arenites in plurimetric and amalgamated banks alternate with levels dominated by dark grey pelites with plants remains. Fossils: pelagic bivalves (*Daonella* sp., *Posidonia* sp.) and ammonoids (*Protrachyceras* spp.). Thickness 20 - 500 m.

Upper Ladinian (Longobardian p.p.)

SCILIAR FORMATION - SCI

Prevailing massive dolomites and/or dolomitic limestones with coarse inclined stratification (margin and slope facies) which laterally pass to dolomites and subordinated limestones with horizontal stratification (inner platform facies). Locally (Gruppo del Cernerà), at the top of the formation drowning facies are present and those are made of micritic limestones with pelagic bivalves and ammonoids: (*Protrachyceras margaritosum*, "*Anolcites*" *recubariensis*, *Eoprotrachyceras curionii*, *Chieseiceras chiesense*, *Ticinities* sp., *Nevadites* sp.).

Thickness 0 - 800 m.

Anisian - Ladinian (Illirian p.p. - Longobardian p.p.)

LIVINALLONGO FORMATION (BUCHESTEIN) - LVN

From the base to the top it consists of: i) black siliceous limestones in centimetric tabular strata with millimetric plane-parallel lamination, with thin pelitic interstrata (Plattenkalke); ii) nodular siliceous limestones in decimetric and amalgamated strata (Knollenkalke); iii) dark siliceous limestones with parallel laminae and current ripples, sometime in centimetric strata (Bänderkalke). Intercalations of green coloured acid tuffites ("Pietra Verde" Auct.) distributed in the whole formation. Fossils: ammonoids (*Protrachyceras margaritosum*, *Arpadites* spp., *Chieseiceras chiesense*), *Daonella* spp. Thickness 0 - 200 m.

Anisian - Ladinian (Illirian p.p. - Longobardian p.p.)

ANISIAN SUCCESSIONS

AMBATA FORMATION - MBT

Calcisiltites with thin shell lamellibranchs and nodular limestones alternated with grey silty marls; towards the top, siltites and dark silty marls, in laminae and thin layers (from millimetric to centimetric size) separated by films of argillites (Marne a *Daonella* Auct.), follow.

Fossils: rests of plants, *Daonella* sp. and ammonoids (*Aplococeras avisianum*, *Reitziites reitzi*).

Thickness 20 - 50 m.

Anisian (Illirian p.p.)

MOENA FORMATION - MNA

Bituminous dark micritic limestones, frequently laminated and deformed by slumps; breccias with flattened clasts deriving from the laminites cited above; carbonatic breccias and megabreccias with decametric to metric clasts deriving from the surroundings carbonate platforms (CTR).

Thickness 0 - 60 m.

Anisian (Illirian p.p.)

CONTRIN FORMATION - CTR

Prevailing light dolomites with plane-parallel stratification which is thin at the base and with thick banks in the middle-upper part. Locally it is represented by strongly re-crystallized limestones made of grainstones with calcareous algae thalli (margin facies) and of subordinated boundstones with *Tolypamma* and *Tubiphytes*. Fossils: Dasycladacea (*Diplopora annulatissima*).

Thickness 0 - 150 m.

Anisian (Illirian p.p.)

MORBIAC LIMESTONE - MRB

Nodular, grey, marly, silty and arenaceous limestones, intensely bioturbated, with thin marly-pelitic lenses. The terrigenous content decreases upwards. Fossils: bivalves (*Neoschizodus ovatus*, *N. laevigatus*). At the base reddish and yellowish polygenic conglomerates are present (Richthofen Conglomerate - RIC), with generally reworked clasts deriving from the underlying formations. Towards the top it passes to red and grey lithic sandstones and siltites with tetrapods' footprints: *Rhynchosauroides tirolicus*, *Chirotherium* sp., *Brachychirotherium* sp.

Thickness 0 - 50 m.

Anisian (Illirian p.p.)

MONTE BIVERA FORMATION - BIV

Nodular micritic limestones with vary colours silty marls, with pelagic lamellibranchs and ammonoids (*Flexoptichites* spp. *Paraceratites trinodosus*, *P. elegans*). Possible intercalations of thin to coarse bioclastic calcarenites and grey tuffites.

Thickness 0 - 20 m.

Anisian (Illirian p.p.)

DONT FORMATION - DON

Grey, medium-thin micaceous sandstones and silty limestones in centimetric to decimetric strata with wavy joints, towards the top pass to pure to marly, nodular, brown micritic limestones alternated with marls. In the upper part, alternation of grey calcisiltites and marls. Locally (SE sector) olistolitic clusters fedded by a carbonate platform (NTR) are present. Fossils: brachiopods (*Coenothyris*, *Mentzelia*, *Tetractinella* sp., *Punctospiriferella* sp.), bivalves (*Hoernesia*, *Plagiostoma*), ammonoids (*Paraceratites trinodosus*, *P. cimaganus*, *Schreyerites abichti*, *S. binodosus*, *Bulogites* spp., *Balatonites* spp., *Acrochordiceras* spp.), crinoids.

Thickness 20 - 160 m.

Anisian (Pelsonian p.p. - Illirian p.p.)

SERLA SUPERIORE FORMATION - SLS

Dolomites, dolomitic limestones and light grey limestones, massive to coarsely stratified; the prevalent calcareous lithofacies are made of microbialitic boundstones, associated to bioclastic calcarenites with calcareous algae and skeletal remains of invertebrated (bivalves, brachiopods, crinoids) and fossiliferous micrites.

Thickness 40 m.

Anisian (Pelsonian p.p.)

RECOARO LIMESTONE - REC

Nodular, dark bioclastic and micritic limestones with thin marly lenses; thin to coarse sandstones, in centimetric to pluridecimetric strata, biocalcarenes with crinoids are frequent, calcareous algae, brachiopods (*Coenothyris vulgaris*, *Mentzelia mentzeli*, *Tetractinella trigonella*, *Decurtella decurtata*) and bivalves (*Plagiostoma* sp.). Patch-reef of metric size are locally present.

Thickness 20 - 50 m.

Anisian (Pelsonian p.p.)

VOLTAGO CONGLOMERATE - VTG

Conglomerates with subangular and rounded clasts deriving from the Serla Inferiore dolomite, from the Gracilis formation, from the Monte Rite formation and from the upper terms of the Werfen formation; towards the top pass to sandstones and red and grey bioturbated siltites; siltites with carbonaceous fragments; tetrapods' footprints.

Thickness 0 - 70 m.

Anisian (Bitinian p.p. - ?Pelsonian p.p.)

MONTE RITE FORMATION– NTR

Dolomitic limestones and light coloured dolomites in tabular strata of decimetric to metric thickness; among the prevailing lithofacies: microbialitic boundstones and bioclastic horizons with algae and crinoids.

Thickness from 0 to 100 m.

Anisian (Bithynian p.p.)

CALCARI SCURI DEL COLL' ALTO - FCL

Limestones and subordinated dark, nodular dolomites in centimetric to decimetric strata, with minor marly interstrata, alternated with sandstones and bioclastic calcarenites with foraminifers, dasycladacean, crinoids, bivalves and gastropods.

Thickness 40 - 80 m

Anisian (Bithynian p.p.)

PIZ DA PERES CONGLOMERATE - PPS

Conglomerates sometimes in lenses and pockets, with pebbles of dolomites and light dolomitic limestones (Serla Inferiore dolomite) and subordinated pebbles of micritic limestones, calcarenites and oolitic-bioclastic dolarenites, siltites and sandstones deriving from the Werfen formation; sometimes reddish sandstones and argillaceous siltites are also present.

Thickness 0 20 m.

Lower Anisian (Aegean– Bithynian p.p.)

PERMO-SCITIAN SUCCESSIONS

DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE - SLI

Fine grain dolomites, light grey or whitish colour, well stratified, with subordinated grey or greenish marly layers in the lower part and horizons with tepee and stromatolitic laminas. Fossils are rare, limited to foraminifers of the *Glomospira-Glomospirella* group and some bivalves.

Thickness 50 - 100 m.

Upper Olenekian – Lower Anisian (Spathian p.p. - Aegean p.p.).

WERFEN FORMATION - WER

It comprises a wide range of carbonatic and terrigenous lithotypes, and they all present peritidal to shallow marine water facies associations. It has been divided in 9 lower rank units partly combined in this legend, which provides five main units. The plain colour, without patterns, has been used to map this formation where the lower rank units have not been recognized.

Thickness 500 - 600 m

Changhsingian p.p.- Olenekian p.p.

Cencenighe member and San Lucano member

S. Lucano Member WER9: red cross laminated sandstones; red siltites with mud cracks; more or less marly limestones, red and purple, with little tepee; dolomites and grey-green dolomitic marls, bioturbated and fossiliferous, with *Costatoria costata*.

Cencenighe Member WER8: limestones and oolitic and bioclastic dolomites yellow and red coloured; grey and red fossiliferous marls with *Dinarites* sp., *Eumorphis telleri*, *Turbo* sp., *Natiria* sp. e *Neoschizodus* sp.; red siltites with mud-cracks.

Olenekian (Spathian p.p.)

Val Badia member

Nodular, grey, micritic limestones, bioturbated with large burrows like *Planolites* and *Thalassinoides*, frequently marly; cm to dm scale alternations of oolitic-bioclastic calcarenites. Fossils: *Tirolites casianus*, *Natiria costata* and *Turbo rectecostatus*.

Olenekian (Spathian p.p.)

Oolite a gasteropodi member and Campil member

Campil member WER6: red quartzose-micaceous sandstones in few centimeter thickness strata, with parallel lamination, hummocky and wave ripples, alternated with red siltites and pelites. Load cast structures like ball-and-pillows are frequent.

Fossils: *Eumorphotis hinnitidea*; at the top: *Costatoria subrotunda* and *Asteriacites*.

Oolite a Gasteropodi member WER5: grey arenaceous limestones and sandstones with calcitic cements with hummocky and wave ripples; reddish oolitic-bioclastic calcarenites with microgastropods, intraclastic breccias with flat muddy clasts (*Koken Conglomerate* Auct.).

Fossils: *Eumorphotis hinnitidea*

Induan - Olenekian (Dienerian p.p. – Smithian)

Andraz member and Siusi member

Siusi member WER4: grey, marly, micritic limestones; grey reddish marls, bioclastic and oolitic calcarenites; in the upper part red and grey sandstones with *Diplocraterion*, red siltites with mud cracks; fossils: *Claraia clarai*, *C. aurita*.

Andraz member WER3: massive yellowish dolomites, generally sterile, alternated with vary colour silty-marly dolomites, with small tepee.

Induan - Olenekian (Griesbachian p.p.? -Dinerian)

Tesero member and Mazzin member

Mazzin member WER2: grey marly and silty limestones intensely bioturbated, micronodular; micrites and dark laminated marls, with pyrites; bioclastic calcarenites with ostracods and bivalves in centimetric strata. Fossils: ostracods, *Lingula* sp. and, in the upper part, *Claraia wangi*.

Tesero member WER1: at the base it presents a thin layer of oolitic calcarenites, sometimes with microfaunas and permian brachiopods. Light grey micrites follow, with minor intercalations of bioclastic calcarenites, small oolites and peloids.

Changhsingian p.p. - Induan p.p. (Griesbachian p.p.)

BELLEROPHON FORMATION- BEL

Dark fossiliferous limestones, with algae, foraminifers, nautiloids, bivalves, gastropods (*Bellerophon* spp.), in decimetric bioturbated strata with marly intercalations. Possible intercalations of light colour dolomites with roots traces and fenestrae. At the top: dark limestones with fusulinids (*Nankinella*) and large brachiopods (*Comelicania*).

Thickness 150 m

Changhsingian p.p.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1955) – *Calcareous Algae from the upper Permian of the Dolomites (Italy) with Stratigraphy of the Bellerophon - Zone*. Jour. Palae. Soc. India, **1**(1): 75-84, pl. 6-12.
- ACCORDI B. (1959) – *Geologia dell'alta Valle del Cordevole (Dolomiti)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **21**: 1-30.
- AIRAGHI C. (1905) – *Ammoniti triasici (Muschelkalk) di M. Rite in Cadore*. Boll. Soc. Geol. Ital., **24**: 237-256, pl. 1.
- ANGELI M., GASPARETTO P., PASUTO A. & SILVANO S. (1990) – *Analisi di un caso di frana in materiali morenici (Val Fiorentina, Belluno)*. Mem. Sc. Geol., **42**: 129-154, 34 figg., 2 tabb.
- ASSERETO R. (1969) – *Sul significato stratigrafico della "Zona ad Avisianus" del Trias medio nella Alpi*. Boll. Soc. Geol. Ital., **88**: 123-145.
- 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.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F. (1977) – *Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico ed interpretazione genetica*. L'Ind. Miner., **28**: 367-402.
- ASSERETO R. & PISA G. (1978) – *A propos d'une récente monographie de Pd. Lagny sur la géologie de la Conca di Sappada (Cadore nord oriental, Italie)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**(1): 93-120.
- AVANZINI M. & WACHTLER M. (1999) – *Dolomiti - La storia di una scoperta*. Museo Trid. Di Sc. Nat., Mus. Dolomythos, Athesia eds., 150 pp. ISBN 88-8266-027-3.
- AVANZINI M., DALLA VECCHIA F. M., GIANOLLA P., MIETTO P. & ROGHI 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.
- BACCELLE L. & SACERDOTI M. (1965) – *Una serie di "Strati di Livinallongo" nei pressi di Caprile (Dolomiti bellunesi)*. Stud. Trent. Sc. Nat., **42**(2): 113-162.
- BACCELLE L. & LUCCHI GARAVELLO A. (1967) – *Ammoniti dei livelli cretaci di Ra Stua (Cortina d'Ampezzo)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **4**: 117-153.
- BACCELLE SCUDELER L. (1972) – *Formazione di Livinallongo*. Boll. Serv. Geol. Ital., **92**(suppl.): 73-86.
- BACCELLE SCUDELER L. & SEMENZA E. (1974) – *Flysch terrigeno con strutture contornitiche nel Cretacico delle Dolomiti ampezzane. Caratteristiche sedimentologiche e significato geodinamico*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **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. & NICORA A. (1988) – *Stop 3.3A - Conodonts from the Pelsonian-Illyrian Section of Dont (Zoldo Valley, Belluno)*. Giorn. Geol., serie 3, **60**: 260-267.
- 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.
- 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. Sc. Geol., **24**: 23-52.
- BECHSTÄDT T. & BRANDNER R. (1970) – *Das Anis zwischen St. Vigil um dem Höhlensteintal (Prager und Olang Dolomiten, Südtirol)*. Festband d. geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck: 9-103.
- 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.
- BENIGNI C. (1978) – *Revisione tassonomica dei Rynchonellida liassici di Ra Stua (Belluno) e Fanes (Bolzano)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 121-168.

- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) – *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications*. *Eclogae Geol. Helv.*, **83**(2): 387-310.
- BERNOULLI D., CARON, C., HOMEWOOD P., KALIN, O. & VAN STUIJVENBERG J. (1979) – *Evolution of continental margins in the Alps*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **59**: 165-170.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1987) – *Cretaceous sequences in the Lombardian Basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **40**: 425-454.
- BINI A., MENEGHEL M. & U., S. (1994) – *Carta geomorfologica degli altopiani di Fanes, Sennes e Fosses (Dolomiti)*. In: U. SAURO & M. MENEGHEL (ed.) «*Altopiani Ampezzani, geologia, geomorfologia, speleologia*»: 1-156.
- BITTNER A. (1892) – *Was ist Norisch?* *Jahrb. k.k. geol. Reichsanst.* 387-396.
- BIZZARINI F. (2000) – *Studio biostratigrafico delle tanatocenosi a cefalopodi della Formazione di San Cassiano (Valle d'Ampezzo, Dolomiti Orientali)*. *Lavori Soc. Veneta di Sc. Naturali*, **25**: 15-28.
- BIZZARINI F., LAGHI G., RUSSO F. & URLICHS M. (1986) – *Preliminary biostratigraphic correlation between Ampezzo basin section and the Cordevolian stratotype (Late Triassic, Italian Dolomites)*. *Lavori Soc. Veneta di Sc. Naturali*, **11**: 151-158.
- BIZZARINI F. & BRAGA G. (1987) – *Considerazioni bio- e litostratigrafiche sulla Formazione di San Cassiano (Dolomiti Nord-orientali, Italia)*. *Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica*, **64**: 39-56.
- BIZZARINI F., LAGHI G., NICOSIA U. & RUSSO F. (1989) – *Distribuzione stratigrafica dei microcrinoidi (Echinodermata) nella Formazione di San Cassiano (Triassico superiore, Dolomiti): studio preliminare*. *Atti Soc. Nat. Mat.*, **120**: 1-14.
- BLENDINGER W. (1983) – *Anisian sedimentation and tectonics of the M. Pore - M. Cernerer 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., PAROW A. & KEPLER F. (1984) – *Paleogeography of the M. Cernerer-Piz del Corvo area (Dolomites, Italy) during the upper Anisian and Ladinian*. *Geologica Romana*, **21**: 217-234.
- BLENDINGER W. & BLENDINGER E. (1989) – *Windward-leeward effects on Triassic carbonate bank margin facies of the Dolomites, northern Italy*. *Sediment. Geol.*, **64**: 143-166.
- BLENDINGER W., BRACK P., NORBORG A. K. & WULFF-PEDERSEN, E. (2004) – *Three-dimensional modelling of an isolated carbonate buildup (Triassic, Dolomites, Italy)*. *Sedimentology*, **51**(2): 297-314.
- BÖCKH J. (1872) – *A Bakony déli részének földtani viszonya*. *Rész. A Magyar kir. Földt. Int. Évk.*, **11**: 31-166.
- BOSELLINI A. (1964) – *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. *Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid.*, **15**: 59-110.
- 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) – *Frane sottomarine nel Giurassico del Bellunese e del Friuli*. *Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII*, **43**(6): 563-567.
- BOSELLINI A. (1968) – *Paleogeologia preanistica delle Dolomiti centrosetteentrionali*. *Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII*, **9**(1): 3-33.
- BOSELLINI A. (1973) – *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. *Ac. Naz. Lincei Quad.*, **183**: 163-205.
- BOSELLINI A. (1984) – *Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy*. *Sedimentology*, **32**: 1-24.

- BOSELLINI A. (1991) – *Geology of the Dolomites. An introduction*. A. Bosellini, R. Brandner, E. Flügel, B. Purser, W. Shlager, M. Tucker and D. Zenger (eds.) Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization: 1-43.
- BOSELLINI A. (1996) – *Geologia delle Dolomiti*, 192 pp. ISBN: 8870148890. Athesia.
- 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, 4 tavv. Bologna.
- 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., MASETTI D. & SARTI M. (1981) – *A Jurassic "tongue of the ocean" infilled with oolitic sands: the Belluno trough, Venetian Alps, Italy*. Mar. Geol., **44**(1-2): 59-95.
- 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. & HARDIE L. A. (1988) – *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 245-266.
- BOSELLINI A. & STEFANI M. (1991) – *The Rosengarten: A platform-to-basin carbonate section (Middle Triassic, Dolomites, Italy) - Guidebook Exkursion C. A. Bosellini, R. Brandner, E. Flügel, B. Purser, W. Shlager, M. Tucker and D. Zenger (eds.) Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization*.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M. (1996) – *Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica*. 78a riunione estiva della Società Geologica Italiana: 9-53.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P. & STEFANI M. (2003a) – *Geology of the Dolomites*. Episodes, **26**: 181-185.
- BOSELLINI A., GIANOLLA P. & STEFANI M. (2003b) – *The Triassic platforms of the Dolomites (Northern Italy): their evolution and stratigraphic framework*. Mem. Sci. Geol., **54**: 111-114.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) – *Stratigraphy and ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. Eclogae Geol. Helv., **79**: 181-225.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) – *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New stratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **86**(2): 415-527.
- BRACK P. & MUTTONI G. (2000) – *High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy)*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **161**: 361-380.
- BRACK P., RIEBER H. & A., N. (2003) – *The Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) of the base of the Ladinian stage (Middle Triassic) - A proposal for the GSSP at the base of the Curionii Zone in the Bagolino section (Southern Alps, northern Italy)*. Albertiana, **28**: 13-25.
- BRACK P., RIEBER H., A., N. & MUNDIL R. (2005) – *The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale*. Episodes, **28**(4): 233-244.
- BRANDNER R. (1984) – *Meeresspiegelschwankungen und Tectonic in der Trias der NW Tethys*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **126**: 287-325.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & C., N. (1983) – *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti Occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 501-598.
- BROGLIO LORIGA C. & MIRABELLA S. (1986) – *Il genere Eumorphotis Bittner 1901 nella biostratigrafia dello Scitico, Formazione di Werfen (Dolomiti)*. Mem. Sci. Geol., **38**: 245-281, figg. 11, tabb. 2, tavv. 4.
- BROGLIO LORIGA C., CONTI M., FARABEGOLI E., FONTANA D., MARIOTTI N., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U., PASINI M., PERRI M., PITTAU P., POSENATO R., VENTURINI C. & VIEL G. (1986) –

- Upper Permian P/T boundary in the area between Carnia and Adige Valley*. In: "I.G.C.P. PROJECT 203" (ed.) «Permian and Permian - Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys. Field Guide Book»: 23-28.
- BROGLIO LORIGA C., NERI C., PASINI M. & POSENATO R. (1988) – *Marine fossil assemblages from Upper Permian to lowermost Triassic in the Western Dolomites*. Mem. Soc. Geol. It., **34**: 5-44.
- BROGLIO LORIGA C., GOZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH-MAKK A. (1990) – *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., CIRILLI S., DE ZANCHE V., DI BARI D., GIANOLLA P., LAGHI G., LOWRIE W., MANFRIN S., MASTANDREA A., MIETTO P., MUTTONI G., NERI C., POSENATO R., REICHICHI M., RETTORI R. & ROGGI G. (1999) – *The Prati di Stuoers/Stuoers Wiesen Section (Dolomites, Italy): a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Carnian stage*. Riv. It. Paleont. Strat., **105**: 37-78.
- BRUGNER W., CARGNEL G. & VALDINUCCI A. (1975) – *I dissesti causati dall'alluvione del novembre 1966 nella provincia di Belluno*. Boll. Serv. Geol. Ital., **96**(1).
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUL F. & VIEL G. (1982) – *Paleogeografia ladino-carnica e metallogenese del Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 65-82.
- BUSER S. (1989) – *Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 313-320.
- CALLEGARI E. & MONESE A. (1964) – *Il chimismo della "Pietra Verde" degli Strati di Livinallongo (Dolomiti)*. Contributo allo studio petrogenetico della "Pietra Verde" ladinica. Stud. Trent. Sci. Nat., **41**: 45-71.
- CANEVA G. (1906) – *La fauna del calcare a Bellerophon. Contributo alla conoscenza dei limiti permotriassici*. Boll. Soc. Geol. Ital., **25**: 427-452.
- CAPUTO M. & CAPUTO R. (1988) – *Structural Analysis: new mathematical approach and applications*. Annales Tectonicae, **2**(2): 84-89.
- CAPUTO R. (1996) – *The polyphase tectonics of Eastern Dolomites*. Mem. Sc. Geol., **48**: 93-106.
- CAPUTO R. (1997) – *The puzzling regmatic system of Eastern Dolomites*. Mem. Sc. Geol., **49**: 1-10.
- CAPUTO R., STEFANI M. & DAL PIAZ G. (1999) – *Contractional and transcurrent tectonics in the Marmolada Group (Dolomites, Italy)*. Mem. Sc. Geol., **51**(1): 63-77.
- CARON C., HOMEWOOD P. & WILDI W. (1989) – *The original Swiss flysch: a reappraisal of the flysch deposits in the Swiss Prealps*. Earth Sci. Rev., **26**: 1-45.
- CASATI P. (1979) – *Stratigrafia medio-triassica del Comelico occidentale (Dolomiti Orientali, Provincia di Belluno)*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 31-56.
- CASATI P., JADOUL F., NICORA A., MARINELLI M., FANTINI SESTINI N. & FOIS E. (1982) – *Geologia della Valle dell'Ansiei e dei gruppi Monte Popera-Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **87**: 371-510.
- CASSINIS G. & NERI C. (1992a) – *Hypothesis on the nature of tectonic control on Permian sedimentation and magmatic activity. Stratigraphy and Facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites* - Field Trip Guidebook: 10-11.
- CASSINIS G. & NERI C. (1992b) – *Outline of the Permian stratigraphy in the Southern Alps. Stratigraphy and Facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites* - Field Trip Guidebook: 7-10.
- CASTELLARIN A. (1976) – *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch sudalpino cretaceo*. Boll. Soc. Geol. Ital., **95**: 501-511.
- CASTELLARIN A. (1979) – *Il problema dei raccorciamenti crostali nel Sudalpino*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 21-23.
- CASTELLARIN A. (1982) – *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*, pubblicazione n. 441, Progetto Finalizzato Geodinamica (S.P. 5).
- CASTELLARIN A. (1984) – *Schema delle deformazioni tettoniche sudalpine*. Boll. di Ocean. Teor. ed Appl., **II**, **II**(2): 105-114.

- CASTELLARIN A., ROSSI P., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E. & DE LUCA A. (1977) – *Dati geologici e petrografici sul Gruppo del Buffaure*. Miner. Petrogr. Acta, **21**: 165-187.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAVILLA E. (1980) – *Middle Triassic magmatism in the Southern Alps II: a geodynamic model*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 1111-1124.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G., PROSSER G. & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**(1): 62-94.
- CASTELLARIN A., CAPUTO R., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L. (1996) – *Evoluzione tettonica delle Dolomiti e della Valsugana*. 78a riunione estiva della Società Geologica Italiana: 1-71.
- CASTELLARIN A. & VAI G. B. (1982) – *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It.
- CASTIGLIONI B. (1931) – *Il Gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **9**: 1-83.
- 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 B., LEONARDI P., MERLA G., TREVISAN L. & ZENARI S. (1940) – *Foglio 12 "Pieve di Cadore" 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. Miner. Univ. Padova, **24**: 3-16.
- CITA M. & PASQUARÈ G. (1959) – *Studi stratigrafici sul sistema cretaceo in Italia. Nota IV: Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti*. Riv. It. Paleont. Strat., Mem., **10**: 1-153.
- CITA M. B. & ROSSI D. (1959) – *Prima segnalazione di Aptiano-Albiano nelle Dolomiti*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII, **27**(6): 405-411.
- CLARI P., MARINI P., PASTORINI M. & PAVIA G. (1984) – *Il Rosso Ammonitico inferiore (Bajociano - Calloviano) nei monti Lessini settentrionali*. Riv. It. Paleont. Strat., **90**(1): 15-86.
- COCCIMIGLIO F., DAL MOLIN L. & RIELLO A. (2004) – *Aggiornamento delle ricerche speleologiche nei Parchi Naturali di Fanes, Sennes e delle Dolomiti d'Ampezzo*, in: PERISSINOTTO M.L. (2004) – *Atti del Convegno "Speleodolomiti"*, Rivamonte Agordino 24-25 Maggio 2003, pp. 51-83, Grafiche Bronca, Mosnigo di Moriago (TV).
- COSI M., MENEGUS F. & ZANIN P. (1998) – *Studio relativo alla difesa dell'abitato di Chiapuzza, della vulnerabilità sulla S.S. 51 Alemagna e sistemazione idrogeologica ed ambientale dell'area denominata Jaron ei Ross e Jaron di Saccomedan compresa tra le pareti rocciose del crinale [...]*. Relazione geologica inedita.
- COSTA A., DAL MOLIN L., RONCOLATO G. & VISONÀ G. (2004) – *L'area carsica delle Marmarole*, in: PERISSINOTTO M.L., 2004, *Atti del Convegno "Speleodolomiti"*, Rivamonte Agordino 24-25 Maggio 2003, pp. 127-141, Grafiche Bronca, Mosnigo di Moriago (TV).
- COUSIN M. (1973) – *Le sillons slovènes: les formations triasiques, jurassiques et néocomiennes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale, Alpes méridionales) et leurs affinités dinariques*. Bull. Soc. Géol. France, **15**: 326-339.
- COUSIN M. (1981) – *Le rapport Alpes - Dinarides. Les confins de l'Italie e de la Yougoslavie*. Soc. Geol. Du Nord, **5**(1-2): 1-1042.
- COZZI A. A. P., M. (2000) – *La progredazione della piattaforma carnico-norica*. G. Carulli (ed.) 80a Riunione estiva Soc. Geol. It. - Guida alle escursioni: 11-114.
- 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. (1974) – *Evolution sédimentologique et paléostrutturale de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites italiennes)*. Sci. Terre, **19**: 299-379. Nancy.
- CROS P. (1980) – *Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 953-982. Milano.

- CROS P. & HOUEL P. (1983) – *Repartition and paleogeographical interpretation of volcanoclastic and pelagic sediments of the Livinallongo Formation (Italian Dolomites)*. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, **11**: 415-452. Innsbruck.
- DAL CIN R. (1967) – *Sull'ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di Conglomerato di Richtigofen della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 165-203. Milano.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1981) – *Review of the Triassic sequence of Recoaro (Italy) and related problems*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 25-28.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) – *Schythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **11**: 299-308.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1989) – *Il triassico della Valsugana*. Mem. Sc. Geol., **41**: 163-189.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SJORPAES C. (1992) – *The Piz da Peres section (Valdaora-Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites*. Eclogae Geol. Helv., **85**(1): 127-143.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SJORPAES C. & VAIL P. R. (1993) – *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Mem. Sc. Geol., **45**: 1-27.
- DE ZANCHE V. & GIANOLLA P. (1995a) – *Buchenstein - Ladinian - Reitzi Zone: a more than a centennial misunderstanding*. Albertiana, **15**: 75-81.
- DE ZANCHE V. & GIANOLLA P. (1995b) – *Litostratigrafia al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **5**(suppl.): 41-48. Ferrara.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MANFRIN S., MIETTO P. & ROGHI G. (1995) – *A Middle Triassic Backstepping Carbonate Platform in the Dolomites (Italy): Sequence Stratigraphy and Biochronostratigraphy*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 135-155.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & ROGHI G. (2000) – *Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **93**: 331-347.
- DEL LONGO M., G.B., P. & SCUSSEL G. R. (2001) – *Geomorfologia del M.Pelmo*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **24**: 3-16.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità validate*: Servizio Geologico d'Italia Quaderni, serie III, **7**.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G., PAMPALONI R. & PETTI F. (2002) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Unità non validate*: Servizio Geologico d'Italia Quaderni, serie III, **7**.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F. (2004) – *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., RICOU L., KAZMIR V., LE PICHON X., KNIPPER A., GRANDJACQUET C., SBORTSHICOF I., GEYSSANT J., LEVRIER C., PECHERSKY D., BOULIN J., SIBUET J., SAVOSTIN L., SOROKHTIN O., WESTPHAL M. & BAZHENOV (1986) – *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DOGLIONI C. (1982) – *Tettonica triassica nella Valle di Livinallongo (Dolomiti centrali)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **8**: 1-20.
- DOGLIONI C. (1983) – *Duomo medio-triassico nelle Dolomiti*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 13-16.
- DOGLIONI C. (1984) – *Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti*. Giorn. Geol., serie 3, **46**: 47-60.
- DOGLIONI C. (1987) – *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journ. Struct. Geol., **9**: 181-193.
- DOGLIONI C. (1992) – *Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **85**(1): 105-126.
- DOGLIONI C. & CASTELLARIN A. (1985) – *A geologic schematic cross section of eastern Southern Alps*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 35-36.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) – *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, **76**: 735-754.

- DOGLIONI C. & NERI C. (1989) – *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 197-204.
- DOGLIONI C., MASETTI D. & NERI C. (1989) – *Late Carnian extensional tectonics in the Dolomites*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 43-48.
- EGENHOFF S. O., PETERHÄNSEL A., BECHSTADT T., ZUHLKE R. & GROTSCH J. (1999) – *Facies architecture of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemar (Middle Triassic, northern Italy)*. Sedimentology, **46**: 893-912.
- EMBRY A. (1988) – *Triassic sea-level changes: evidence from the Canadian Arctic Archipelago*. SEPM Spec. Publ., **42**: 249-259.
- 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. Ital., **95**: 659-703.
- 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*. L'Ind. Miner., **6**: 3-14.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D., PERRI M. & VENERI P. (1984) – *M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic "Rosso Ammonitico" facies from the Southern Alps (Italy)*. Giorn. Geol., serie 3, **46**: 33-46.
- FARABEGOLI E., JADOUL F. & MARTINES M. (1985) – *Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali - Italia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**(2): 147-196, 13 figg., 2 tavv. Milano.
- FARABEGOLI E. & PERRI M. (1998a) – *Middle Triassic conodonts at the Pelsonian-Hyllirian boundary of the Nosgieda section (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., serie 3, **60**: 268-274.
- FARABEGOLI E. & PERRI M. (1998b) – *Permian/Triassic boundary and Early Triassic of the Bulla section (Southern Alps, Italy): lithostratigraphy, facies and conodont biostratigraphy*. Giorn. Geol., serie 3, **60**: 292-311.
- FARABEGOLI E. & PERRI M. (1998) – *Scythian and Anisian Conodonts from the Sotto le Rive section (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., serie 3, **60**: 254-259.
- FENTI V., SILVANO S. & CARAMPIN R. (1984) – *Quadro d'insieme sulla franosità e i dissesti nel bacino del Torrente Fiorentina (BL)*. Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica, **61**: 3-31.
- FISCHER A. (1964) – *The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic*. D. Merriam (ed.) Symposium of Cyclic Sedimentation - Bulletin 169 169: 107-150 State Geological Survey of Kansas.
- FLIRI F. (1989) – *Die Schottergrube von Albeis bei Brixen, eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Chronologie der Würmvereisung in Südtirol*. Zeitschr. Gletscherk. u. Glazialgeol., **24**: 137-142.
- 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.
- FOIS E. (1982) – *The Sass 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. (1984) – *The recovery of reef-building communities and the role of cnidarians in carbonate sequences of the Middle Triassic (Anisian) in the Italian Dolomites*. Palaeontographica Americana, **54**: 191-200.
- FRANZIN A. (1991) – *Stratigrafia anisica dell'area Braies - Valdaora (Val Pusteria)*. Tesi inedita, Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova.
- 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.
- GENEVOIS R., BERTI M., GHIROTTI M., SIMONI A. & TECCA P. (1999) – *Debris Flow monitoring and analysis in the Dolomitic Region (Upper Boite Valley, Italian Alps)*. «Debris Flow Risk Final Scientific Report, Vol. 2. EC Research Scientific Program» **2**.
- GIANOLLA P. (1995) – *Stratigrafia sequenziale al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **5**: 49-57.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998a) – *Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern*

- Alps. Definition of sequences and basin evolution.* In: P. DE GRACIANSCKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (ed.) «Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins» **60**: 723-751.
- GIANOLLA P., RAGAZZI E. & ROGHI G. (1998b) – *Upper Triassic amber from the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator?* Riv. It. Paleont. Strat., **104**(3): 381-390.
- GIANOLLA P., ROGHI G. & DE ZANCHE V. (2003) – *An upper Tuvalian platform-basin system in the Julian Alps: the start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy).* Facies, **49**: 135-150, Pl. 19-23, 5 Figs. Erlanger.
- GOLDHAMMER R., DUNN P. & HARDIE L. (1987) – *High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in Northern Italy.* Amer. J. of Science, **287**: 853-892.
- GOLDHAMMER R. K. & HARRIS M. T. (1989) – *Eustatic Controls on the Stratigraphy and Geometry of the Latemar Buildup (Middle Triassic), the Dolomites of Northern Italy.* In: Controls on carbonate platform and basin development (Ed. by P.D. Crevello, J.J. Wilson, J.F. Sarg and J.F. Read), Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Miner., **44**, 323-338.
- GOLDHAMMER R., DUNN P. & HARDIE L. (1990) – *Depositional cycles, composite sea level changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from the Alpine Triassic platform carbonates.* GSA Bull., **102**: 535-562.
- GÜMBEL C. (1857) – *Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach.* Jahrb. k.k. geol. Reichsanst: 146-151. Wien.
- HARADA T. (1883) – *Beitrag zur Geologie d. Comelico und. d. W. Carnia.* Jahrb. Geol. R. A., **33**: 1-150.
- 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.
- HARDIE L. A., WILSON E. N. & GOLDHAMMER R. K. (1991) – *Cyclostratigraphy and Dolomitization of the Middle Triassic Latemar Buildup, the Dolomites, Northern Italy.* A. Bosellini, R. Brandner, E. Flügel, B. Purser, W. Schlager, M. Tucker and D. Zenger (eds.) Dolomieu Conference of Carbonate Platforms and Dolomitization: 1-56.
- HAUER F. VON (1851) – *Über die Fossilien der Venetianischen Alpen.* Sitzungsber. Ak. d. Wiss., **2**: 1-15. Wien.
- HAUER F. VON (1857) – *Ein Beitrag zur Kenntniss der Faunen der Raibler Schichten.* Sitzung. D. Akad. D. Wiss., **24**.
- HOERNES R. (1876) – *Vorlage von Petrefacten des Bellerophonkalkes des Süd-östlichen Tirol.* Verhdl. k. k. Geol. R. A., **2**.
- HORVÁTH F. (1984) – *Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides.* Ann. Geophys., **2**: 147-154.
- HOUTEN V. L. (1930) – *Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore.* Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, **80**: 147-230.
- JADOUL F. & NICORA A. (1979) – *L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias Medio-Superiore della Val d'Aupa (Carnia Orientale).* Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 1-30.
- JADOUL F. & NICORA A. (1986) – *Stratigrafia e paleogeografia ladino - carnica delle Alpi Carniche orientali (versante nord della Val Canale, Friuli).* Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 201-238.
- JADOUL F., NICORA A., ORTENZI A. & POHAR C. (2002) – *Ladinian stratigraphy and paleogeography of the Southern Val Canale (Pontebbano-Tarvisiano, Julian Alps, Italy).* Mem. Soc. Geol. It., **57**: 29-47.
- KEIM L. & SCHLAGER W. (1999) – *Automicrite Facies on Steep Slopes (Triassic, Dolomites, Italy).* Facies, **41**: 15-26.
- KEIM L. & SCHLAGER W. (2001a) – *Quantitative Compositional Analysis of a Triassic Carbonate Platform (Southern Alps, Italy).* Sediment. Geol., **139**: 261-283.
- KEIM L., BRANDNER R., KRYSZYN L. & METTE W. (2001b) – *Termination of Carbonate Slope*

- Progradation: An Example From the Carnian of the Dolomites, Northern Italy*. Sediment. Geol., **143** (no. 3-4): 303-323.
- KENTER J. (1990) – *Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric*. Sedimentology, **37**: 777-794. Oxford..
- KLEBELSBERG R. (1927) – *Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern*. Zeitschr. Deutsch. geol. Gesell., **LXXIX** (Abh n.3): 280-337.
- KOKEN E. (1911) – *Zue Geologie Südtirols*. Zentralbl. f. Miner. Geol.: 561-572. Struttgard.
- KOKEN E. (1913) – *Beiträge zur Kenntniss der Schichten von Heilingen Kreuz*. Abhandl. Geol. R. A., **16**.
- KOZUR H. & MOSTLER N. (1982) – *Conodontenzonen der Werfener Fazies* (pag. 71, fig. 14). In: M. N. (ed.) «Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten».
- KRYSTYN L. (1974) – *Die Tirolites-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung*. Sitzberg. Österr. Akad. Wiss., Math. natw., **183**(Abt. 1): 30-50.
- KRYSTYN L. (1978) – *Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn*. Schrift. Erdwiss. Komm. Öst. Akad. Wiss., **4**: 37-75. Wien.
- KRYSTYN L. (1983) – *Das Epidaurus-Profil (Griechenland) - ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn*. In: H. ZAPFE (ed.) «Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.» **5**: 231-258.
- KUSTATSCHER E. & KONJUNENBURG-VAN CITTERT J.VAN (2005) – *The Ladinian Flora (Middle Triassic) of the Dolomites: palaeoenvironmental reconstructions and palaeoclimatic considerations*. Geo. Alp, **2**: 31-51.
- LEONARDI P. (1938) – *Geologia dei monti di Zoldo e territori circostanti (Dolomiti Orientali). Stratigrafia e tettonica*. Memorie dell'Istituto Geologico della Regia Università di Padova, **12**: 1-76.
- LEONARDI P. (1940) – *Saggio di sintesi tettonica delle Dolomiti Orientali*. Boll. Soc. Geol. Ital., **59**(2): 309-326.
- LEONARDI P. (1955) – *Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali*. Boll. Soc. Geol. Ital., **74**(1): 3-140.
- LEONARDI P. (1967) – *Le Dolomiti: Geologia dei monti tra Isarco e Piave*, 1019 pp. Edizioni Manfrini, Rovereto.
- LEONARDI P. (1968) – *Carta Geologica d'Italia, 1:100.000, F°21*, Trento. Serv. Geol. Roma.
- LEPSIUS R. (1876) – *Erläuterung seiner geologischen Karte des westlichen Südtirol*. Zeitschr. Deutsch. geol. Gesell., **28**: 1-160.
- LIEBERMAN H. (1979) – *Die Bivalven- und Ostracodenfauna von Raibl und ihr stratigraphischer Wert*. Verh. Geol. B.-A.: 85-131.
- LIEBERMAN, H. (1980) – *The suitability of the Raibl sequence as a stratotype for the Carnian Stage and the Julian Substage of the Triassic*. Newsl. Stratigr., **9**: 35-42.
- LORIGA C. (1960) – *Foraminiferi del Permiano superiore delle Dolomiti (Val Gardena, Val Badia, Val Marebbe)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **1**(1): 33-73.
- MANFRIN S., MIETTO P. & PRETO N. (2005) – *Ammonoid biostratigraphy of the Middle Triassic Latemar platform (Dolomites, Italy) and its correlation with Nevada and Canada*. Geobios: 477-504.
- MARINELLI M., VIEL G. & FARABEGOLI E. (1980) – *Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico*. L'Ind. Miner., **1**(s. 3): 1-14. Roma.
- MARIOTTI A. (1972) – *Précision sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten. Hypotheses sur les relations paléogéographiques entre les Alpes orientales et les Alpes méridionales: conséquences structurales*. Géologie alpine, **48**: 121-129.
- MASETTI D. & BOTTONI A. (1978) – *L'Encrinite di Fanes e suo inquadramento nella paleogeografia Giurassica dell'area dolomitica*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 169-186.
- MASETTI D. & NERI C. (1980) – *L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **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, Italy)*. *Geology*, **19**(no. 4): 336-339.
- MASETTI D. & TROMBETTA G. L. (1998) – *L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle Dolomiti Occidentali*. *Mem. Sc. Geol.*, **50**: 213-237.
- MASINI M. (1998) – *Limite delle nevi perenni, oscillazioni frontali tardiglaciali e postglaciali e relazioni con il clima degli Altopiani di Fanes, Sennes e Fosses (Dolomiti - Alpi meridionali)*. *Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica*, **73**: 107-117.
- 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., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1986) – *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. *IAS Spec. Pubbl.*, **8**: 141-168.
- 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.
- MASSARI F. & NERI C. (1997) – *The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy)*. *Sediment. Geol.*, **110**: 181-221.
- MASTRANDREA A. (1995) – *Carnian conodonts from Upper Triassic stata of Tamarin section (San Cassiano Fm., Dolomites, Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **100**: 493-510.
- MASTANDREA A., NERI C. & RUSSO F. (1997) – *Conodont biostratigraphy of the San Cassiano Formation surrounding the Sella Massif (Dolomites, Italy): implications for sequence stratigraphic models of the Triassic of the Southern Alps*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **103**: 39-52.
- MASTANDREA A., NERI C. & RUSSO F. (1998) – *Conodont assemblages and stratigraphy of the S. Cassiano Formation surrounding the Sella Platform (Dolomites)*. *Giorn. Geol., serie 3*, **60** (spec. Issue): 101-106.
- MAURER F. & SCHLAGER W. (2003) – *Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic Interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy)*. *Sedimentology*, **50**: 1-22.
- MAURER F. (2000) – *Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy)*. *Sediment. Geol.*, **134**: 275-286.
- MAURER F., REIJMER J. & SCHLAGER W. (2003) – *Quantification of input and compositional variations of calciturbidites in a Middle Triassic basinal succession (Seceda, Dolomites, Southern Alps)*. *Int. J. Earth Sci.*, **92**: 593-609.
- MAZZOLI S. & HELMAN M. (1994) – *Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics*. *Geol. Rund.*, **83**: 275-286.
- MCSAVENEY M. J. (1978) – *Sherman glacier rock avalanche, Alaska, U.S.A., serie: B. Voight Rockslides and avalanches, Vol. I; Natural Phenomena*, **1**, 258 pp. Elsevier, Amsterdam.
- MELOSH H. J. (1987) – *The mechanics of large rock avalanches*. *GSA Rev. Eng. Geol.*, **7**: 41-49.
- MENOTTI R., PASUTO A., SILVANO S., SIORPAES C. & SOLDATI M. (1990) – *Guida alle escursioni del IV seminario Cortina D'Ampezzo (BL)*. 25 - 28 settembre 1990. C.N.R. - Istituto di Geologia Applicata, Padova.
- MERLA G. (1930) – *La fauna del calcare a Bellerophon della Regione Dolomitica*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **9**: 1-221.
- MERLA G. (1932) – *Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli Altipiani Ampezzani (Fosses, Sennes, Fanes)*. *Atti Soc. Toscana di Sc. Nat.*, **42**: 23-64.
- MIETTO P. (1988) – *Piste di Dinosauri nella Dolomia Principale (Triassico superiore) del monte Pelmetto (Cadore)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **30**: 293-299.
- MIETTO P. (2004) – *La ricerca speleologica nell'area dolomitica: sintesi storica*, in: PERISSINOTTO M.L., 2004, *Atti del Convegno "Speleodolomiti"*, Rivamonte Agordino 24-25 Maggio 2003, pp.7-34, Grafiche Bronca, Mosnigo di Moriago (TV).

- 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**(5): 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 (ed.) «Verso una definizione del Limite Ladinico-Carnico nel Sudalpino orientale» **5**: 37-40.
- MIETTO P. & SAURO U. (2000) – *Grotte del Veneto*, serie: F. S. Veneto Catasto regionale delle aree carsiche e delle grotte.
- MIETTO P., GIANOLLA P., MANFRIN S. & PRETO N. (2004) – *The ammonoid succession in the Bagolino section (NE Italy)*. Albertiana, **29**: 44-47.
- MOJSISOVICS E. VON (1869) – *Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **19**: 91-150, 4 tavv..
- MOJSISOVICS E. VON (1878) – *Geologische Übersichtskarte Des Tirolisch-Venetianischen Hochlandes Zwischen Etsch Und Piave ed Hölder* (6 carte alla scala 1:75.000), Wien.
- MOJSISOVICS E. VON (1879) – *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichten der Alpen.*: 1-552. Wien.
- MOJSISOVICS E. VON (1882) – *Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz*. Abhandl. k.k. geol. R. Anst., **10**: 3-322. Wien.
- MOSCARIELLO A. (1993) – *Nuovi studi sulla geologia del Quaternario dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Il Quaternario, **6** (1): 145-166.
- MÜNSTER G. (1834) – *Das Kalkmergellager von St. Cassian und die darin befindlichen Ceratiten*. Leonhard u Bronn's Jahrb.: 1-15, 2 tavv. Struttgrad.
- MUTTONI G., NICORA A., BRACK P. & KENT. D. V. (2004) – *Integrated Anisian/Ladinian boundary chronology*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **208** (1-2): 85-102.
- NERI C. (1991) – *Sequence stratigraphy of the early Triassic Werfen Formation (Dolomites, northern Italy)*. In: A. Bosellini, R. Brandner, E. Flügel, B. Purser, W. Shlager, M. Tucker and D. Zenger (eds.) Dolomieu conference on Carbonate Platforms and Dolomitization: 194-195.
- NERI C. & PASINI M. (1985) – *A mixed fauna at the Permian-Triassic boundary, Tesero Section, Western Dolomites (Italy)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **23**(1): 113-117.
- 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., RUSSO F., MASTRANDREA A. & BARACCA A. (1995) – *Litostratigrafia, ammonoidi e conodonti della Formazione di S. Cassiano: la sezione dei Prati di Suores (Suores-Wiesen, Dolomiti)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **5**(suppl.): 59-74.
- NERI C., MASTRANDREA A., BARACCA A. & RUSSO F. (1996) – *Stratigrafia fisica e biostratigrafia delle successioni triassiche post-vulcaniche delle Dolomiti*. 78a Riunione estiva, "Geologia delle Dolomiti", S. Cassiano, 16-18 Settembre 1996, Riassunti S.G.I.
- 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. & POSENATO R. (1999) – *Sedimentary and bio-chronostratigraphical aspects of the P/T boundary in the eastern Southern Alps. Stratigraphy and Facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites*, 23-25 september 1999 - Field Trip Guidebook: 35-42.
- NICORA A. & PERRI C. (1999) – *The P/T boundary in the Tesero section, western Dolomites (Trento). 3.3 Bio-and chronostratigraphy: conodonts*. G. Cassinis (ed.) Stratigraphy and facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the western Dolomites. Field Trip Guidebook. International Field Conference on "The Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy), regional reports and general correlat: 97-100.
- NOÉ S. U. (1987) – *Facies and Paleogeography of the Upper Permian and of the Permian-Triassic Boundary in the Southern Alps (Bellerophon Formation, Tesero Horizon)*. Facies, **16**: 89-142.
- NÖTH L. (1929) – *Geologie des mittleren Cordevogebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomites)*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **79**(1-2): 129-202.

- OGILVIE-GORDON M. (1893) – *Contributions to the Wengen and Cassian strati in S. Tirol*. Quart. J. Geol. Soc. London, **49**: 1-78. London.
- OGILVIE-GORDON M. (1900) – *Fauna of the upper Cassian-Zone in Falzarego Valley, South Tyrol*. Geolog. Magazine, **7**: 337-349. London.
- OGILVIE-GORDON M. (1927) – *Das Grödener, Fassa und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*. Abhandl. D. Geol. Bundesanstalt, **XXIV**(1): 89-376. Wien.
- OGILVIE-GORDON M. (1929) – *Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **79**(3-4).
- OGILVIE-GORDON M. (1934) – *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore*. Jahrb. Geol. Bundesanst., **84**.
- OGILVIE-GORDON M. & PIA, J. (1940) – *Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten*. Mitt. Alpenländ. geol. Ver., **32**: 1-118. Wien.
- PANIZZA M. (1973) – *Glacial pressure implication in production of landslide in the Dolomitic area*. Geol. Idrol., **8**: 289-297.
- PANIZZA M. (1990) – *The landslides in Cortina D'Ampezzo (Dolomites, Italy)*. Alps 90 - Alpine landslide Practical Seminar. 6th International Conference and Field on Landslides Switzerland - Austria - Italy.
- PANIZZA M., PIACENTE S., SILVANO S., SIORPAES C., TOFFOLETTO F. & BOZZO G. (1998) – *La frana di Borca di Cadore (BL) del 7 agosto 1996*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 465-478.
- PASINI M. (1985) – *Biostratigrafia con i foraminiferi del limite Formazione a Bellerophon/Formazione di Werfen fra Recoaro e la Val Badia (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **90**(4): 481-510.
- PASUTO A., SILVANO S. & SOLDATI M. (1997a) – *Deformazioni Gravitative Profonde di versante e frane: casi di studio nella Valle del Boite (Dolomiti, Italia)*. Geogr. Fis. E Din. Quatern., **20**: 107-111.
- PASUTO A., SIORPAES C. & SOLDATI M. (1997b) – *I fenomeni franosi nel quadro geologico e geomorfologico della Conca di Cortina D'Ampezzo (Dolomiti, Italia)*. Il Quaternario, **10**(1): 75-92.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) – *Die Alpen im Eiszeitalter*, 1200 pp. 3 voll. Tauchnitz, Lipsia.
- PERRI M. (1991) – *Conodont biostratigraphy of the Werfen Formation (Lower Triassic), Southern Alps, Italy*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **30**(1): 23-46.
- PERRI M. C. & ANDRAGHETTI M. (1987) – *Permian-Triassic boundary and Early Triassic conodonts from the Southern Alps, Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **93**(3): 291-328.
- PIA J. (1937) – *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*, 248 pp., Wien.
- 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. (1972) – *Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale)*. Giorn. Geol., serie 2, **38**: 543-665.
- PISA G. (1972) – *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., E., F. & 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., M., M. & VIEL G. (1980) – *Infraraiabl Group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**(3-4): 683-1002.
- PLATT J., BEHRMANN J., CUNNINGHAM P., DEWEY J., HELMAN M., PARISH M., SHEPLEY M., WALLIS S. & WESTON J. (1989) – *Kinematic of the Alpine arc and the motion history of Adria*. Nature, **337**: 158-161.
- POSENATO R. (1988) – *The Permian/Triassic boundary in the Westen Dolomites, Italy. Review and proposal*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, **1**(3): 31-45.
- POSENATO R. (1989) – *Chronological and geographical distribution of the Fam. Comelicianiidae Merla, 1930 (Brachiopoda)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**(3): 383-400.

- POSENATO R. (1992) – *Tirolites (Ammonoidea) from the Dolomites, Bakony and Dalmatia: Taxonomy and biostratigraphy*. *Eclogae Geol. Helv.*, **85**(n. 3): 893-929.
- POSENATO R. & RUVINETTI R. (2002) – *Le macrofaune bentoniche degli “Strati di Santa Croce” nelle variazioni climatiche del Carnico medio*. Soc. Paleont. It (ed.) *Giornate di Paleontologia 2002 abstract book*: 1-42.
- POSENATO R., PELIKAN P. & HIPS K. (2005) – *Bivalves and brachiopods near the Permian-Triassic boundary from the Bükk Mountains (Balvany-North section, Northern Hungary)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **111**(2): 215-232.
- PRETO N., HINNOV L. A., HARDIE L. A. & DE ZANCHE V. (2001) – *Middle Triassic orbital signature recorded in the shallow-marine Latemar carbonate buildup (Dolomites, Italy)*. *Geology*, **29**(12): 1123-1126.
- PRETO N. & HINNOV L. A. (2003) – *Unraveling the Origin of Carbonate Platform Cyclothems in the Upper Triassic Durrenstein Formation (Dolomites, Italy)*. *Journal of Sedimentary Research*, **73**(no. 5): 774-789.
- PRETO N., HINNOV L. A., DE ZANCHE V., MIETTO P. & HARDIE L. (2004) – *The Milankovitch interpretation of the Latemar platform cycles (Dolomites, Italy): implications for geochronology, biostratigraphy and Middle Triassic carbonate accumulation*. In: B. D'ARGENIO, A. FISCHER, I. PREMOLI SILVA, H. WEISSERT & V. FERRERI (ed.) «Cyclostratigraphy: an essay of approaches and case histories» **81**: 167-182.
- PRETO N., HINNOV L. A., HARDIE L. A. & HARRIS M. T. (2005a) – *Sea level changes versus hydrothermal diagenesis: Origin of Triassic carbonate platform cycles in the Dolomites, Italy - Discussion*. *Sediment. Geol.*, **178**(no. 1-2): 135-139.
- PRETO N., SPÖTL C., GIANOLLA P., MIETTO P., RIVA A., MANFRIN S. (2005b) – *Aragonite dissolution, sedimentation rates and carbon isotopes in deep-water hemipelagites (Livinallongo Formation, Middle Triassic, northern Italy)*. *Sedimentary Geology*, v. 181, pp. 173-194
- RABEDER G. (1993) – *Le Dolomiti nel periodo Glaciale*, serie: AA.VV. *Archeologia nelle Dolomiti*, 24 pp. Tipp. Alcion, Trento.
- RICHTHOFEN F. VON (1860) – *Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisseralpen in Südtirol*, 327 pp. Perthes, Gotha.
- RIVA A., GIANOLLA P. & STEFANI M. (2004) – *The pre-volcanic Cernerera and the Post-Volcanic Nivola and Lastoi de Formin Platforms*. 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.: 33-42.
- ROGHI G. (2004) – *Palynological Investigations in the Carnian of the Cave del Predil Area (Julian Alps, Ne Italy)*. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **132**(no. 1-2): 1-35.
- ROGHI G., RAGAZZI E. & GIANOLLA P. (2006) – *Triassic Amber of the Southern Alps (Italy)*. *Palaios*, **21**(2): 143-154.
- ROSSI D. (1964) – *Il Trias medio e superiore delle Dolomiti Nordorientali*. *Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII*, **37**(6).
- ROSSI P. & VIEL G. (1977) – *Rinvenimento di un orizzonte di “Pseudolivinallongo” nella successione torbiditica ladinica superiore nell’area di Sappada (Belluno)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95**: 423-431.
- ROSSI P., VIEL G. & SIMBOLI G. (1977) – *Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcanoclastica ladinica superiore del Monte Civetta*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95**: 433-458.
- RUSSO F., NERI C., MASTRANDEA A. & LAGHI G. F. (1991) – *Depositional and diagenetic history of the Alpe di Specie (Seelandalpe) fauna (Carnian, northeastern Dolomites)*. *Facies*, **25**: 187-210.
- RUSSO F., MASTRANDEA A., STEFANI M. & NERI C. (2000) – *Carbonate facies dominated by syndepositional cements: a key component of Middle Triassic platforms. The Marmolada case history (Dolomites, Italy)*. *Facies*, **42**: 211-226.
- RUVINETTI R., POSENATO R. & GIANOLLA P. (2005) – *Associazioni macrobentoniche e variazioni climatiche del Carnico (Triassico Sup.) nel Sudalpino orientale*. Soc. Paleont. It. (ed.) *Giornate di Paleontologia 2005*: 1-62.

- SALOMON W. (1895) – *Geologische und palaeontologische Studien über die Marmolata*. Palaeontographica, **42**(1-3): 1-210, 14 figg., 8 pl.
- SAURO U. (2000) – *Un Modello dinamico della frana del M. Antelao del 1814*. Riv. Geogr. Ital., **107**: 17-31.
- SCHLAF J., LEIN, R. & KRYSSTYN, L. (1997) – *Sequence stratigraphy of Upper Triassic carbonate platform margins in the Julian Alps (Slovenia) - an example for tectonic control on the development of systems tracts*. Gaea heidelberg., **3**: 303-304.
- SCHÖNBORN G. (1999) – *Balancing cross section with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy)*. Tectonics, **18**(3): 527-545.
- SEMENZA E. (1967) – *I gruppi Dolomitici tra il Boite e S. Stefano di Cadore*. In: P. LEONARDI (ed.) «Le Dolomiti - Geologia dei monti tra Isarco e Piave»: 851-860.
- SEMENZA E. (1981) – *Foglio 12 Cortina d'Ampezzo ex Pieve di Cadore*. In: A. CASTELLARIN (ed.) «Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), pubblicazione n. 441, Progetto Finalizzato Geodinamica (S.P. 5)»: 55-59.
- SENOWBARI-DARYAN B., ZÜHLKE R., BECHSTÄDT T. & FLÜGEL E. (1993) – *Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy): The recovery of reef communities after the Permian/Triassic crisis*. Facies, **28**: 181-256.
- SIGNORINI R. (1951) – *Osservazioni sulla struttura e la morfologia delle Dolomiti Orientali*. Boll. Soc. Geol. Ital., **70**(3): 545-564.
- SJORPAES C. (1990) – *Evoluzione strutturale degli Altipiani Ampezzani (Dolomiti Orientali)*. Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Tesi di dottorato inedita, Università di Padova.
- SLEIKO D., CARULLI G. B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO V., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1987) – *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. C.N.R., G.N.D.T., Rend., **1**: 1-82.
- SOLDATI M., CORSINI A. & PASUTO A. (2004) – *Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial*. Catena, **55**: 141-161.
- STACHE G. (1877) – *Beiträge zur Fauna der Bellerphonkalke Südtirols*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **27**(3): 272-318.
- STACHE G. (1878) – *Beiträge zur Fauna der Bellerphonkalke Südtirols*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **28**(1): 93-168.
- STAMPFLI G., MARCOUX J. & BAUD A. (1991) – *Tethyan margins in space and time*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **87**: 373-409.
- 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 - 32dn Int. Geol. Congr.: 1-44.
- TARAMELLI T. (1883) – *Note illustrative alla Carta Geologica della Provincia di Belluno*. 215 pp., Pavia.
- TORNQUIST A. (1901) – *Das vicentinische Triasgebirge*. Eine Geologische Monographie, 195 pp. Klg. Preuss. Ak. Wiss., Stuttgart.
- TUNIS G. & VENTURINI S. (1984) – *Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano-paleocenico del Friuli orientale*. Gortania - Atti Mus. Friul. St. Nat., **6**.
- UHLIG V. (1887) – *Über Neocom Fossilen von Gardenzza in Südtirol nebst einem Anhang über das Neocom von Isch*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **37**: 69-109.
- 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 Beiträge für Naturkunde, Serie B, **217**: 1-55.
- VIEL G. (1979a) – *Litostratigrafia ladina: una revisione. Ricostruzione paleogeografia e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali) - Parte I*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 297-352.

- VIEL G. (1979b) – *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografia e paleo-strutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali) - Parte II*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**: 85-125.
- VRIEYLNCK B. (1984) – *Revision des gisements a conodontes de l'Anisien superieur et du Ladinien des Alpes Carniques Occidentales et des Dolomites (Italie du Nord)*. Geobios, **17**(2): 177-199.
- WINTERER E. & BOSELLINI A. (1981) – *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **65**: 394-421.
- WISSMANN H. L. & MÜNSTER G. G. VON (1841) – *Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des Südöstlichen Tirol's vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. Beitr. Petrefacten-Kunde, **4**: 1-152. Bayreuth.
- WITTEMBURG P. VON (1908) – *Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols*. Geol. Palaeont. Abhand., **8**(5): 1-44.
- ZAMPIERI D. (1987) – *Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti)*. Mem. Sc. Geol., **39**: 73-83.
- ZARDINI R. (1978) – *Fossili Cassiani (Trias Medio-Superiore)*. Atlante dei Gasteropodi della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo, 57 pp. tav.41. Ghedina, Cortina.
- 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, 43 pp. tav. 10. Ghedina, Cortina.
- ZENARI S. (1936) – *La Valle d'Oten ed il Monte Antelao*. Boll. Soc. Geol. Ital., **55**(1): 155-168.
- ZÜHLKE R., BECHSTÄDT T. & MUNDIL R. (2003) – *Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model carbonate platform - the Latemar (Middle Triassic, Italy)*. Terra Nova, **15**: 69-80.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG