



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 082

**ASIAGO**

a cura di

**G. Barbieri<sup>1</sup>, P. Grandesso<sup>1</sup>**

*con i contributi di*

*Geologia del Substrato* **V. De Zanche<sup>1</sup>, P. Gianolla<sup>2</sup>, G. Roghi<sup>3</sup>,  
D. Zampieri<sup>1</sup>, A. Zanferrari<sup>4</sup>**

*Geologia del Quaternario* **M. Cucato<sup>1</sup>**

*Aspetti applicativi* **W. Del Piero<sup>5</sup>, P. Mietto<sup>1</sup>, E. Schiavon<sup>5</sup>**

*Analisi biostratigrafiche* **P. Grandesso<sup>1</sup>**

*Analisi petrografiche* **C. Stefani<sup>1</sup>, D. Visonà<sup>6</sup>**

<sup>1</sup> Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara

<sup>3</sup> Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Padova

<sup>4</sup> Dipartimento Georisorse e Territorio, Università degli Studi di Udine

<sup>5</sup> Regione del Veneto - Direzione Geologia e Attività Estrattive

<sup>6</sup> Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università degli Studi di Padova

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** (coordinatore), **R. Graciotti**, **M.L. Pampaloni**

*Coordinamento cartografico:*

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

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

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

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**M. Cosci**, **S. Falcetti**

PER LA REGIONE DEL VENETO:

*Allestimento editoriale e cartografico:*

**R. Campana**

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

**R. Campana** (responsabile), **V. Perna**, **R. Campana** (direzione lavori),

**R. Campana** (collaudo)

**Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati**  
a cura della **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

**Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:**

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

**R. Campana**, **F. Toffoletto** (Regione del Veneto)

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

**Stampa: S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2007

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	pag.	7
<b>II</b>	<b>- STUDI PRECEDENTI</b> .....	»	9
<b>III</b>	<b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	15
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	»	23
4.1.	- IL BASAMENTO CRISTALLINO SUDALPINO .....	»	23
4.1.1.	- FILLADE DI VALLI DEL PASUBIO (FVP) .....	»	23
4.2.	- STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-TERZIARIE .....	»	25
4.2.1.	- ARENARIA DI VAL GARDENA (GAR) .....	»	25
4.2.2.	- FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL) .....	»	26
4.2.3.	- FORMAZIONE DI WERFEN (WER) .....	»	27
4.2.3.1.	- <i>Membro di Tesero - Membro di Mazzin - Membro di Andraz</i> (WER <sub>1-3</sub> ) .....	»	28
4.2.3.2.	- <i>Membro di Siusi - Membro dell'Oolite a Gasteropodi</i> (WER <sub>4,5</sub> ) »	»	29
	<i>Membro di Siusi</i> (WER <sub>4</sub> ) .....	»	29
	<i>Membro dell'Oolite a Gasteropodi</i> (WER <sub>5</sub> ) .....	»	29
4.2.3.3.	- <i>Membro di Campil</i> (WER <sub>6</sub> ) .....	»	30
4.2.3.4.	- <i>Membro di Val Badia - Membro di Cencenighe -</i> <i>Membro di San Lucano</i> (WER <sub>7,9</sub> ) .....	»	30
	<i>Membro di Val Badia</i> (WER <sub>7</sub> ) .....	»	30
	<i>Membro di Cencenighe</i> (WER <sub>8</sub> ) .....	»	30
	<i>Membro di San Lucano</i> (WER <sub>9</sub> ) .....	»	31
4.2.4.	- DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI) .....	»	31
4.2.5.	- FORMAZIONE A GRACILIS (GLS) .....	»	31
4.2.6.	- DOLOMIA DELLA VALSUGANA (DVG) .....	»	32
4.2.7.	- GRUPPO DELLE ZWISCHENBILDUNGEN AUCCT. (ZW) .....	»	33
	CALCARI SCURI DI MARGON .....	»	33
	MARNE DELLA VAL DI CENTA .....	»	34
	CALCARI DELLA VAL GOLA .....	»	35
4.2.8.	- FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI) .....	»	35

4.2.9.	- VULCANITI RIOLITICO-DACITICHE (VRD)..... »	36
4.2.10.	- DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)..... »	36
4.2.11.	- GRUPPO DEI CALCARI GRIGI..... »	38
4.2.11.1.	- <i>Formazione di M. Zugna</i> (FMZ)..... »	39
4.2.11.2.	- <i>Calcare Oolitico di Loppio</i> (LOP)..... »	41
4.2.11.3.	- <i>Formazione di Rotzo</i> (RTZ <sub>a-c</sub> )..... »	42
4.2.12.	- OOLITE DI SAN VIGILIO (OSV)..... »	46
4.2.13.	- ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)..... »	47
	MEMBRO INFERIORE..... »	48
	MEMBRO INTERMEDIO..... »	49
	MEMBRO SUPERIORE..... »	50
4.2.14.	- MAIOLICA (MAI)..... »	52
4.2.15.	- SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)..... »	55
4.2.16.	- SCAGLIA ROSSA (SAA)..... »	56
4.2.17.	- VULCANITI BASALTICHE DELL'ALPONE (VPN)..... »	57
4.2.17.1.	- <i>Neck Basaltici di Esplosione</i> ..... »	58
4.2.17.2.	- <i>Filoni Basaltici</i> (fb)..... »	58
4.2.18.	- FORMAZIONE DI PRADELGIGLIO (PRA)..... »	59
4.3.	- LA SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIOCENICO? - QUATERNARIA..... »	60
4.3.1.	- UNITÀ COMUNI AI BACINI DEL T. ASTICO E DEL F. BRENTA..... »	63
4.3.1.1.	- <i>Gruppo di Bettinadi-Turcio</i> (BC)..... »	63
4.3.1.2.	- <i>Supersintema di Asiago</i> (AS)..... »	65
4.3.1.3.	- <i>Sintema del Garda</i> (SGD)..... »	67
4.3.1.4.	- <i>Supersintema dei Sette Comuni</i> (SC)..... »	69
4.3.1.5.	- <i>Sintema del Po</i> (POI)..... »	74
4.3.1.5.1.	- Depositi alluvionali..... »	74
4.3.1.5.2.	- Depositi palustri, torbiere..... »	74
4.3.1.5.3.	- Depositi di origine mista..... »	75
4.3.1.5.4.	- Depositi colluviali..... »	75
4.3.1.5.5.	- Detrito di falda e di versante..... »	76
4.3.1.5.6.	- Accumuli di frana..... »	76
4.3.1.5.7.	- Depositi di origine antropica..... »	78
4.3.2.	- UNITÀ PERTINENTI AL BACINO DEL TORRENTE ASTICO..... »	78
4.3.2.1.	- <i>Formazione di Toccoli</i> (TOC)..... »	78
4.3.2.2.	- <i>Formazione di Roana</i> (RNA)..... »	81
4.3.2.3.	- <i>Supersintema dell'Astico</i> (AT)..... »	83
4.3.2.4.	- <i>Formazione di Arsiero</i> (DAR)..... »	87
4.3.2.5.	- <i>Sintema degli Stancari</i> (DST)..... »	87
4.3.2.6.	- <i>Gruppo del Costo</i> (CO)..... »	88
4.3.2.7.	- <i>Subsintema di Pedescala</i> (POI <sub>1</sub> )..... »	90

4.3.3.	- UNITÀ PERTINENTI AL BACINO DEL FIUME BRENTA . . . . . »	91
4.3.3.1.	- <i>Formazione di Lagonsin (FLG)</i> . . . . . »	91
4.3.3.2.	- <i>Sintema di Cost'Alta (OTA)</i> . . . . . »	92
4.3.3.3.	- <i>Supersintema del Brenta (SB)</i> . . . . . »	92
<b>V</b>	<b>- TETTONICA</b> . . . . . »	95
5.1.	- I FASE: RIFTING NORICO-LIASSICO. . . . . »	95
5.2.	- II FASE: RIFTING PALEOGENICO . . . . . »	96
5.3.	- III FASE: CONTRAZIONE NEOGENICA. . . . . »	97
<b>VI</b>	<b>- ASPETTI APPLICATIVI</b> . . . . . »	103
6.1.	- CENNI SULLA SISMICITÀ . . . . . »	103
6.2.	- L'ATTIVITÀ ESTRATTIVA SULL'ALTOPIANO DI ASIAGO »	104
6.3.	- MINIERE . . . . . »	106
6.4.	- DISCARICHE . . . . . »	106
6.5.	- CARSISMO . . . . . »	107
6.6.	- ASPETTI IDROGEOLOGICI . . . . . »	109
6.7.	- EVENTI FRANOSI ED ALLUVIONALI. . . . . »	110
	BIBLIOGRAFIA . . . . . »	113
	ABSTRACT . . . . . »	123
	LEGEND . . . . . »	127

PROGETTO  
CARG

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio n. 082 ASIAGO 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.

La carta è stata realizzata dalla Regione Veneto e dal Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica dell'Università degli Studi di Padova, con la collaborazione del personale delle citate strutture; per la Regione del Veneto (Segreteria all'Ambiente e Territorio, segretario regionale Roberto Casarin; Direzione Geologia e Attività Estrattive, dirigente regionale Andrea Costantini): F. Toffoletto (dal 1997 al 2000 Michele Ginevra†) responsabile del progetto, E. Schiavon direttore per la parte applicativa, coadiuvato da F. Mastellone; R. Campana responsabile dell'informatizzazione coadiuvato da V. Perna; per l'Università degli Studi di Padova: G. Barbieri coordinatore scientifico sostituito al suo pensionamento (1.10.2003) da P. Grandesso, già direttore di rilevamento.

I rilievi geologici sono stati eseguiti da: G. Barbieri, R. Campana, M. Cucato, P. Gianolla, P. Grandesso, A. Guermani, B. Monopoli, G. Paiero, G. Roghi, A. Schiavo, G.L. Trombetta e D. Zampieri, con contributi di G. Dalla Valle, M. Franceschi, A. Gillarduzzi, M. Scarano, e M. Zannol. I sondaggi geognostici sono stati realizzati a cura del Servizio Forestale Regionale di Belluno (dirigente F. Cristofolletti coadiuvato da C. Gnech).

Le Note Illustrative sono state curate da G. Barbieri e P. Grandesso, alla stesura delle quali hanno contribuito A. Zanferrari (basamento cristallino), V. De Zanche†, P. Gianolla, G. Roghi (successioni permo-triassiche), M. Cucato (geologia del Quaternario), D. Zampieri (tettonica), W. Del Piero, P. Mietto, E. Schiavon (aspetti applicativi).

Il Foglio ricade quasi interamente nella Provincia di Vicenza e comprende territori dei Comuni di Arsiero, Asiago, Bassano del Grappa, Caltrano, Calvene, Campolongo sul Brenta, Cogollo del Cengio, Conco, Enego, Foza, Gallio, Lugo di Vicenza, Lusiana, Pedemonte, Roana, Rotzo, Tonezza del Cimone, Valdastico e Valstagna e parzialmente nella Provincia di Trento, nei Comuni di Borgo Valsugana, Grigno, Lavarone, Levico, Luserna.

L'area studiata comprende in tutto o in parte le seguenti tavolette I.G.M., alla scala 1:25.000: "M. Verena", "Rotzo", "Arsiero", "Conco", "Caltrano", "M. Lisser", "Valstagna", "Asiago", "Cima Dodici". Per i rilievi di campagna sono state utilizzate le sezioni della carta tecnica regionale, alla scala 1:10.000: "Cima Manderiolo", "Cima Portule", "Spitz Keserle", "Passo della Forcellona", "Cascina di Campovecchio", "Monte Meatta", "Monte Longara", "Monte Tonderecar", "Valdastico", "Roana", "Asiago", "Valstagna", "Arsiero", "Cesuna", "Monte Gusella" e "Conco".

I rilievi geologici sono stati eseguiti negli anni 2000-2003.



## II – STUDI PRECEDENTI

L'area compresa nel Foglio è stata oggetto di studi geologici e soprattutto paleontologici fin dalla metà dell'Ottocento. DE ZIGNO (1853; 1856; 1885) analizzò la flora fossile a Benettitali, Coniferali, Equisetali e Filicali dell'orizzonte fillitico dei "Calcari Grigi" di Rotzo; successivamente (1869) diede una sommaria descrizione della successione giurassica dell'Altopiano d'Asiago. Una più completa analisi della litostratigrafia e dell'assetto strutturale del Foglio si deve a NEUMAYR (1871) e VACEK (1877; 1878); quest'ultimo Autore esaminò anche la successione della Val di Sella e definì correttamente l'età liassica dei "Calcari Grigi". Secondo TARAMELLI (1880; 1881) invece questa età andava riferita solo alla parte inferiore della formazione, mentre quella superiore, con le filliti, doveva essere attribuita al Dogger.

Le faune della "Lumachella a *Posidonia alpina*" furono esaminate per la prima volta da PARONA (1880; 1896) e riferite al Calloviano. Questa unità fu considerata da DE GREGORIO (1886) rappresentativa del sottopiano Ghelpino, la cui località tipo veniva ubicata al Ponte sul Ghelpach.

MUNIER-CHALMAS (1891) esaminò nei pressi di Gallio il passaggio tra la Scaglia Rossa e le soprastanti biocalcareni, attribuite al tardo Eocene medio, individuando tra le due unità un'importante discontinuità stratigrafica, imputata ad una temporanea emersione.

La prima carta geologica, comprendente l'area del Foglio, venne redatta da NEGRI (1901) alla scala 1:100.000, che venne in seguito ampiamente illustrata ed integrata con nuovi dati da DE STEFANI (1912). Nel frattempo DEL CAMPANA (1905) pubblicò un ponderoso studio sistematico sui fossili raccolti nel Rosso Ammonitico dei Sette Comuni.

Le faune a molluschi della Maiolica furono esaminate da RODIGHIERO (1915;

1919), che fornì un cospicuo elenco di specie provenienti da una formazione finora poco studiata. Circa contemporanea è la pubblicazione di FABIANI (1915) sul Paleogene del Veneto, nella quale prende in considerazione anche l'affioramento di Gallio, dove però non era più esposto il contatto tra la Scaglia Rossa e le biocalcareni soprastanti. L'Autore concorda sull'età medio eocenica di quest'ultime, ma non sulla possibile presenza di un'importante lacuna legata ad un'emersione di quell'area. Sempre nella Scaglia Rossa di Gallio, CANAVARI (1916) rinvenne resti di vertebrati attribuiti a piastre dentarie di selaci batoidei. PARONA (1931) studiò le associazioni ad ammoniti raccolte nella sezione di Cima Campo di Luserna e fu il primo ad analizzare i noduli dell'*hard-ground* tra il Rosso Ammonitico inferiore e superiore, riconoscendone la composizione ferromanganesifera.

Pochi anni prima venne pubblicata la Carta Geologica del Foglio 36, Schio, alla scala 1:100.000 (FABIANI, 1925), seguita dalle Note illustrative (FABIANI & TREVISAN, 1939) dove la parte più alta della successione liassica veniva riferita ai "Calcarei Grigi", in posizione stratigrafica circa corrispondente all'attuale formazione di Rotzo. Nel 1941 TREVISAN diede alle stampe un lavoro sulla tettonica dell'Altopiano di Asiago, in cui si evidenzia attraverso profili geologici seriatì la presenza, tra le altre strutture, di un'importante frattura a scorrimento orizzontale con inversioni di rigetto che taglia il settore orientale del Foglio Asiago in direzione NNW-SSE. Tale lavoro era eseguito in preparazione di un nuovo foglio geologico; nella metà del Novecento infatti l'*Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia* diede un forte impulso alla cartografia geologica con la pubblicazione, tra gli altri, del F°37 Bassano del Grappa (DAL PIAZ *et al.*, 1946) e della nuova edizione del F°36 Schio (BRAGA *et al.*, 1968), corredata dalle Note illustrative (CASTELLARIN *et al.*, 1968). In questa edizione viene denominata "Calcarei Grigi di Noriglio" l'intera successione compresa tra la Dolomia Principale e l'Oolite di S. Vigilio.

STURANI (1964; 1971) espose i risultati delle sue approfondite ricerche di carattere stratigrafico-paleontologico sulle successioni medio-giurassiche venete occidentali, esaminando in particolare i termini di transizione tra le unità di piattaforma e quelle pelagiche soprastanti (Lumachella a *Posidonia alpina* e Rosso Ammonitico Veronese) separate da una *disconformity*, legata secondo l'Autore ad una prolungata emersione della piattaforma. Nel Rosso Ammonitico Veronese distinse un membro inferiore ed uno superiore marcato alla base da un *hard-ground*, associato ad uno *hiatus* corrispondente al Calloviano superiore-Oxfordiano medio. Gli studi di STURANI rappresentarono un fondamentale riferimento per le numerose successive ricerche riguardanti la stratigrafia del Giurassico dell'Altopiano di Asiago.

Nel 1971 BOSELLINI & BROGLIO LORIGA suddivisero i Calcarei Grigi (= calcari grigi di Noriglio) in tre membri: membro inferiore, membro medio e membro di

Rotzo. Esaminarono con molto dettaglio, sia dal punto di vista sedimentologico che biostratigrafico, quest'ultimo membro, lungo la sezione esposta a sud di Castelletto e giunsero ad una ricostruzione paleogeografico-ambientale secondo la quale il membro di Rotzo si sarebbe depositato in una laguna racchiusa da barre sabbiose oolitiche, che orlavano la piattaforma.

Il Triassico della Val di Sella è stato oggetto di ricerche condotte da GHETTI & NERI (1983), riguardanti la lito-biostratigrafia della Formazione di Werfen e da DE ZANCHE & MIETTO (1989) sulla revisione della successione medio-triassica, inquadrata nel contesto regionale.

Negli anni '90 si assiste ad una forte ripresa degli studi stratigrafico-paleontologici del Giurassico dei Sette Comuni, soprattutto da parte dei ricercatori della scuola di Torino. Nei lavori di MARTIRE (1989; 1992; 1996) si esamina la biostratigrafia e le facies del Rosso Ammonitico Veronese, distinto in tre unità: una inferiore massiccia, un'intermedia sottilmente stratificata e selciferà e una superiore spiccatamente nodulare; CLARI *et al.* (1990) e MARTIRE *et al.* (1991) ne definiscono in dettaglio la biozonazione ad ammoniti, fornendo precise correlazioni cronostratigrafiche. Altri contributi importanti alla biostratigrafia del Rosso Ammonitico Veronese sono portati da SARTI (1993; 1995).

Nel 1998 FUGAGNOLI & LORIGA BROGLIO fanno la revisione biostratigrafica della sezione di Castelletto di Rotzo integrata con nuovi affioramenti. Infine sono da menzionare gli studi sull'evoluzione paleogeografica-strutturale della Piattaforma di Trento, pubblicati da MASETTI *et al.* (1996; 1998), che prevede la collocazione dell'Altopiano di Asiago, durante il Lias medio, nella parte marginale orientale di un sistema rampa-laguna.

I depositi quaternari dell'Altopiano dei Sette Comuni, della valle dell'Astico e del Brenta, furono oggetto di studio fin dalla seconda metà del XIX secolo (OMBONI, 1876; SECCO, 1880; 1883; ROSSI, 1881; MOLON, 1883; BALESTRA, 1897). I contributi più importanti sono di TARAMELLI (1882; 1899), ma soprattutto di NEGRI (1884; 1887), che scoprì ed interpretò correttamente l'anfiteatro morenico di Cogollo del Cengio come legato ad una lingua glaciale che scendeva per la Val d'Astico, originatasi per trasfluenza di un ramo del ghiacciaio atesino attraverso le selle di Lavarone e Vezzena. Egli inoltre considerò le morene di Tonezza, di Rotzo e di S. Rocco, presso Arsiero, come depositi laterali dello stesso ghiacciaio scendente lungo la Val d'Astico, ammettendo inoltre l'esistenza di un collegamento tra il ghiacciaio che scendeva per la Val d'Assa con quello di origine atesina.

TARAMELLI (1882) provò per primo l'esistenza di ghiacciai locali nell'Altopiano di Asiago. NEGRI (1887) descrisse l'apparato della Val di Nos, tra Gallio ed Asiago, interpretandolo erroneamente come legato anche all'azione di due espansioni glaciali provenienti rispettivamente dalla Val d'Assa (ghiacciaio atesino) e

dalla Val Brenta. Questa interpretazione, che risente di quella di OMBONI (1876), deriva probabilmente dalla necessità di spiegare la presenza di ciottoli esotici presso Gallio, presenza tuttavia che è da collegarsi ad un glacialismo più antico di quello testimoniato dalle morene della Val di Nos.

Per quanto riguarda la presenza di depositi quaternari antichi, precedenti alla glaciazione würmiana, fondamentale è il contributo di NEGRI (1887; 1901) che descrisse e cartografò materiali erratici in varie località dell'altopiano. Presso Canove TARAMELLI (1882) accennò alla presenza di un conglomerato preglaciale fortemente terrazzato che attribuì al Pliocene, mentre Negri segnalò depositi analoghi presso Roana, Albaredo e tra Asiago e Roana, alcuni dei quali attribuibili ad espansioni glaciali molto antiche.

All'inizio del secolo scorso vedono la luce alcuni importanti lavori ad opera di MADDALENA (1906), DE MARCHI (1911) e DE STEFANI (1912; 1913). Il lavoro di De Marchi, incentrato sugli aspetti idrografici legati al carsismo dell'altopiano, è il primo importante contributo sullo studio della morfologia della regione.

De Stefani, contrariamente a Negri, interpretò l'apparato morenico di Cogollo del Cengio come collegato ad un ghiacciaio che scendeva per la valle del T. Posina, mentre il ghiacciaio della Val d'Astico non andava oltre gli Scalzeri (Pedemonte); tali interpretazioni si sono dimostrate errate o comunque non suffragate dai dati di terreno. Lo stesso Autore descrisse i conglomerati di origine glaciale, presenti tra Asiago e Campoverve e accennò a depositi analoghi presso Canove e Roana; descrisse inoltre depositi glaciali locali in Val Campomulo, alla Marcesina ed in altre località dell'altopiano.

MADDALENA (1906) descrisse dei depositi alluvionali cementati ad ovest di Arsiero e riconobbe gli antichi alvei del Posina presso S. Rocco e Peralto (Arsiero).

Tra le due guerre mondiali abbiamo contributi da parte di FABIANI (1920) e TREVISAN (1933; 1939), e di Autori di lingua tedesca (KLEBELSBERG, 1920; 1921; SCHWINNER, 1923), i quali si interessarono prevalentemente di aspetti di carattere morfologico a livello regionale.

Fondamentale è l'articolo di TREVISAN (1939) pubblicato sul Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, che delinea i caratteri del glacialismo quaternario nell'Altipiano dei Sette Comuni, sulla base dei nuovi rilevamenti condotti per la realizzazione dei fogli geologici 36 "Schio" e 37 "Bassano del Grappa". In questo lavoro vengono descritti i resti di una "glaciazione prewürmiana", aggiungendone altri a quelli già noti da Autori precedenti, conservati nella valle del Gruppac (affluente di destra della Val d'Assa) ed inoltre tra Asiago e Gallio, in Marcesina e presso Foza. In base alle conclusioni di questo Autore la "glaciazione prewürmiana" fu più estesa di quella würmiana, toccando anche la parte meridionale dell'altopiano, mentre notevole fu il contributo della massa glaciale atesina, come è testimoniato dalla presenza di porfido e metamorfiti

nei materiali erratici. Nella ricostruzione della glaciazione würmiana nell'altopiano, l'Autore ritenne che nella parte superiore dello stesso fosse presente un'unica grande calotta glaciale che lo ricopriva quasi per intero, mentre singole lingue d'ablazione scendevano lungo le valli. In particolare egli descrisse apparati morenici frontali prima sconosciuti presso i Ronchi, all'uscita della Valle di Campomulo, nell'alta Val Vecchia (a nord di Foza), presso i Baiti Agostini, a nord del M. Lisser, ed in Val Brutta e Val Maron, ad est della piana della Marcesina. A nord di questa località viene descritto un collegamento con il ghiacciaio del Brenta, la cui fronte doveva assestarsi a nord di Valstagna, come già ipotizzato da TARAMELLI (1882). Secondo TREVISAN (1939), ad ovest del Pizzo di Levico, una diramazione del ghiacciaio atesino entrava in Val d'Assa attraverso l'Altopiano di Vezzena giungendo fino a Roana e di qui si sarebbe collegata con il ramo glaciale della Val d'Astico.

Dopo gli anni '50 dello scorso secolo vennero condotti studi sul glacialismo della Val d'Astico, dove vengono riconosciuti depositi attribuiti ad un'espansione glaciale rissiana presso Caltrano e Piovene Rocchette (ALLEGIANZI *et al.*, 1965; BARTOLOMEI, 1976). Sull'altopiano di Tonezza MORANDO (1974) ha riconosciuto i resti di depositi glaciali precedenti all'ultima espansione glaciale würmiana nella parte più occidentale e meridionale dello stesso, esternamente alla morena in cui sorge la contrà Campana. In questa stessa località egli ha descritto dei depositi di *loess*. Parallelamente sono stati pubblicati studi sui fenomeni periglaciali nell'area delle Prealpi Venete, con contributi specifici sull'area dell'Altopiano dei Sette Comuni (CASTIGLIONI, 1974; MATTANA, 1974; CASTIGLIONI *et al.* 1979). Nello stesso periodo vengono eseguiti studi di carattere geologico-applicativo sulla Val d'Astico (FRANCESCHETTI, 1962) ed in specifico sulla frana del Brustolè, grande frana posta a sud di Arsiero (DAL PRÀ, 1968a, b; BARTOLOMEI *et al.*, 1970; DATEI *et al.*, 1975; FUGANTI, 1976).

Una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica dell'area prealpina veneta è stata proposta da CASTIGLIONI *et al.* (1988).

Negli ultimi anni, in concomitanza di ritrovamenti archeologici che vanno dal mesolitico al paleolitico, per arrivare a tempi più vicini a noi, sono state eseguite campagne di scavo in varie località dell'altopiano. In particolare in Val Lastari e Cima Dodici (FRIGO & MARTELLO, 1991; BROGLIO *et al.*, 1994; ANGELUCCI & PERESANI, 1995; 1996), nella piana della Marcesina (BAGOLINI *et al.*, 1985; DALMERI & LANZINGER, 1991; CASTELLETTI *et al.*, 1994; BASSETTI & DALMERI, 1995; 2000), ad Asiago (BROGLIO, 1964), presso Lusiana (PERESANI, 1989), e a Castelletto di Rotzo (LEONARDI & RUTA SERAFINI, 1981). Tali ricerche sono state talora coadiuvate da studi pollinici (BROGLIO *et al.*, 1994), in quest'ultimo caso anche su problematiche svincolate da un contesto di tipo archeologico, improntate alla ricostruzione del paesaggio vegetazionale nel tardiglaciale e nel postglaciale (MARTELLO, 1993a, b).

I lavori più recenti riguardano l'aggiornamento delle conoscenze sul carsismo e la speleologia (MIETTO & SAURO, 2000) e lo studio dei depositi quaternari della media Val d'Astico (CUCATO, 2001).

PROGETTO  
CARG

### III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel territorio del Foglio Asiago sono riconoscibili due grandi unità morfologiche: la prima corrisponde all'area degli altopiani, comprendente la maggior parte dell'Altopiano dei Sette Comuni, di Luserna e quello di Tonezza; la seconda unità include i solchi vallivi che delimitano o separano gli altopiani stessi, articolandoli in unità fisiografiche minori.

Gli altopiani sono delle aree caratterizzate da uno stile morfologico tabulare, condizionato dall'assetto strutturale regionale. La corrispondenza tra la morfologia dell'altopiano e l'assetto delle formazioni rocciose in cui esso è modellato è a grande scala; nel particolare l'accordo tra struttura e superficie topografica non è realizzato e quest'ultima interseca le varie formazioni geologiche affioranti (CASTIGLIONI *et al.*, 1988). Da questo punto di vista gli altopiani possono essere definiti come "altopiani substrutturali".

Secondo MIETTO & SAURO (2000) possiamo distinguere da sud verso nord le seguenti sub-unità geomorfologiche: a) la scarpata tettonica meridionale di Bassano-Piovene; b) l'altopiano meridionale che sovrasta questa scarpata; c) la conca mediana; d) l'altopiano settentrionale; e) la scarpata settentrionale.

La scarpata tettonica meridionale comprende il tratto del versante che borda a sud l'Altopiano dei Sette Comuni ad est della Val Canaglia, di cui nell'area del Foglio è rappresentata soprattutto la fascia sommitale, sopra i 700-900 m. Dal punto di vista morfotettonico esso corrisponde al fianco meridionale della grande anticlinale asimmetrica ("piega a ginocchio Schio-Bassano" degli *Auctt.*) che borda a sud l'altopiano. In questa sub-unità geomorfologica i principali processi in atto sono legati alla gravità e all'erosione lineare in corrispondenza della rete idrografica di ordine minore, mentre il carsismo caratterizza soprattutto i settori più occidentali, tra le malghe Fondi e Mazze.

L'altopiano meridionale si sviluppa in corrispondenza di blande pieghe anticlinali, variamente spianate dall'erosione. Esso si estende su di una fascia della larghezza di 6-10 km, corrispondente all'area posta a sud di Treschè Conca, Cesuna, Caberlaba, Turcio, Cima Echar e Col del Rosso. Questo territorio si articola in valli, dorsali e conche chiuse. L'attività morfogenetica in questi settori è prevalentemente di tipo carsico.

In questa porzione dell'altopiano è stata riconosciuta la presenza di un reticolato idrografico di origine fluviale relitto, costituito da segmenti di valli, prive di corsi d'acqua per lo sviluppo di carsismo, la cui direzione di deflusso è prevalentemente verso nord o nord-est (CASTIGLIONI *et al.*, 1988). Esso testimonia una fase evolutiva sviluppatasi in condizioni morfoclimatiche diverse dalle attuali, risalente al Pleistocene inferiore o ad un'epoca più antica.

La conca mediana si sviluppa in corrispondenza della sinclinale di Gallio, dove affiorano nel nucleo le formazioni rocciose più degradabili cretacico-eoceniche (Maiolica, scaglia variegata alpina, Scaglia Rossa e formazioni di Pradelgiglio), caratterizzate da una minore resistenza all'erosione e alla gelifrazione rispetto alle formazioni giurassiche. È l'area che comprende gli abitati di Foza, Gallio, Asiago, ma anche di Roana, Rotzo e, al di là della Val d'Astico, Tonezza.

In questa parte degli altopiani i processi geomorfici in atto sono soprattutto legati all'attività di trasporto torrentizio, concentrato nelle vallecole più importanti. Il territorio presenta anche forme relitte, legate al modellamento fluvioglaciale, tra cui spicca soprattutto l'area dell'aeroporto di Asiago, ma anche glaciale e meno frequentemente periglaciale. Qui infatti troviamo dei rilievi collinari corrispondenti a morene laterali o frontali di ghiacciai locali (località Hinterbech, Campoverve, Roana) o di provenienza atesina (Tonezza, Castelletto), attribuibili all'ultimo evento glaciale, ma anche ad eventi glaciali più antichi.

L'altopiano settentrionale si estende a monte della scarpata dominata dai rilievi del M. Erio, M. Interrotto, M. Tondo, Melette, M. Badeneche sino al ciglio settentrionale sulla Val di Sella o la Valsugana. Si tratta della fascia planimetricamente più estesa (circa 200 km<sup>2</sup>) e più elevata, suddivisibile, in base ai processi geomorfologici predominanti e all'articolazione dovuta alle valli, in unità fisiografiche minori. L'area a sud del M. Verena - M. Basson di Sopra conserva tracce di modellamento glaciale e carsico, con netta prevalenza del primo nella conca del Rifugio Verenetta, morfologicamente simile ad un circo, nelle località Tola del Vescovo, Casare Mandrielle e nella testata della valle del Rio V. Morta.

L'area dell'Altopiano di Vezzena e dei bacini tributari sinistri della Val d'Assa presentano un modellamento prevalentemente di tipo glaciale e periglaciale, pur mantenendosi localmente importante il condizionamento da parte della struttura o di altri processi.

La parte centrale dell'altopiano settentrionale è un rilievo tabulare dalla morfologia tormentata, minutamente articolato in conche, depressioni chiuse, doline,



scarpate, dossi e contrassegnato dall'affioramento della roccia nuda nel settore più elevato. Il processo morfogenetico oggi dominante in quest'area è di tipo carsico; tuttavia sono conservate tracce di un modellamento glaciale (FRIGO, 1995), sviluppatosi durante le fasi fredde del Pleistocene, che ha interferito con quello carsico. Il territorio in esame corrisponde infatti all'area di accumulo del più importante ghiacciaio locale, da cui prendevano sviluppo le lingue glaciali che scorrevano verso i margini dell'area o verso la conca mediana. Secondo MIETTO & SAURO (2000) quest'area era probabilmente un altopiano a doline già durante il Pleistocene inferiore, quando le valli dell'altopiano meridionale risultavano attive (cfr. anche FRIGO, 1995).

L'altopiano nord-orientale comprende tronconi di ampie valli e conche tra cui la più estesa è quella della Marcesina. Quest'ultima è una piana di circa 5 km<sup>2</sup>, caratterizzata dalla presenza di un'estesa coltre di origine glaciale formata per il confluire di varie lingue provenienti dall'altopiano settentrionale centrale. Morfologicamente il paesaggio è tipicamente glaciale per l'accostamento di dossi e depressioni allungate dovute ai cordoni morenici terminali e di ritiro. Alcune delle più ampie conche intermoreniche sono evolute dapprima come piccoli bacini lacustri, poi come torbiere. Nel settore meridionale sono preservate delle piane fluvio-glaciali (Pian di Ronchetto). Morfologie e depositi caratteristici di ambiente periglaciale sono conservati alla base dei rilievi di Cost'Alta, M. Brustolac - M. della Forcellona, ma più tipicamente in Val Maron.

La scarpata a nord dell'Altopiano dei Sette Comuni si sviluppa su di un dislivello di circa 1000 m, terminando sul fondo della Val di Sella in corrispondenza del sovrascorrimento omonimo, il cui controllo sulla forma del rilievo è marcatamente visibile nel solco a sud del M. Persico e nell'incisione valliva presso C. Bellis, a decorso ENE-WSW. Nel dettaglio la morfologia del versante è marcata da processi di trasporto in massa (*debris-flow* e valanghe), che hanno prodotto varie generazioni di depositi incisi e talora terrazzati dallo sviluppo di valli legate soprattutto al trasporto torrentizio, alcune delle quali denotano caratteri spiccatamente giovanili.

Le principali valli interne o ai margini degli altopiani si presentano come profondi solchi dai fianchi molto ripidi, modellati nelle formazioni del Triassico superiore e del Giurassico. Escludendo le valli di Nos e di Campomulo nelle quali è ben riconoscibile un'impronta di modellamento glaciale, negli altri casi sembra più importante il ruolo dell'approfondimento torrentizio. Ad esso si somma localmente il contributo della gravità (Val Miela, Val Grande, Val Frenzela), che ha condizionato lo sviluppo di falde e coni detritici, ma anche di frane dove l'assetto geologico e lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi determinano condizioni predisponenti (frane del Brustolè e della Marogna in Val d'Astico e di Masi Ornè in Valsugana).

Concludiamo questo quadro introduttivo accennando ad un importante fe-

nomeno di deviazione fluviale, che caratterizza la bassa Val Posina ad ovest di Arsiero, dove è individuabile un tronco vallivo sepolto da depositi fluviali, lacustri e glacialigenici, a nord dell'alveo epigenetico degli Stancari ove scorre attualmente il T. Posina.

I termini più antichi affioranti nel Foglio Asiago sono costituiti dalle filladi del Basamento cristallino pre-permiano delle Alpi Meridionali, relative all'evento metamorfico varisco. La successione soprastante, che poggia in non-conformità sul basamento, è costituita da rocce sedimentarie in massima parte marine, con sporadiche locali intercalazioni di prodotti vulcanici medio-triassici e paleogenici. La copertura continentale quaternaria chiude a tetto la successione (Fig. 1).

I termini permo-triassici affiorano in una stretta fascia a nord del crinale settentrionale degli altopiani di Vezzena e di Asiago. Essi presentano alcune differenze e vari elementi di similitudine con le successioni della stessa età affioranti nel Recoarese, nel Trentino e nelle Dolomiti. Al di sopra del Basamento cristallino la successione stratigrafica incomincia con i depositi di piana alluvionale dell'Arenaria di Val Gardena senza l'interposizione delle vulcaniti atesine. Seguono verso l'alto i depositi marino-marginali, tendenzialmente evaporitici, della Formazione a *Bellerophon* (Permiano Superiore). Quest'ultima è ricoperta dalla Formazione di Werfen (Triassico Inferiore), suddivisa in vari membri prevalentemente terrigeno-carbonatici, attribuibili ad un ambiente marino di piattaforma più o meno distale. Come avviene in tutto il Sudalpino, la piattaforma carbonatica peritidale della Dolomia del Serla Inferiore (Olenekiano sommitale-Anisico inferiore) si estende sulla Formazione di Werfen interrompendo più o meno bruscamente la sedimentazione terrigena. A questo punto la successione comincia a differenziarsi da quelle del Recoarese e delle Dolomiti. Con la deposizione della formazione a *Gracilis* (Anisico inferiore *p.p.*) si ha un incremento dell'apporto terrigeno in ambiente da lagunare a marino prossimale. Al di sopra si instaura nuovamente un ambiente di piattaforma carbonatica nel quale si deposita la dolomia della Valsugana (Anisico medio). I termini successivi, noti un tempo col termine complessivo di "*Zwischenbildungen*", sono di ambiente bacinale con facies molto diverse da quelle coeve delle Dolomiti. L'intervallo in parola, di età Anisico superiore - Ladinico *p.p.*, è stato suddiviso in varie litozone (calcarei scuri di Margon, marne della Val di Centa e calcari della Val Gola). Su questi depositi bacinali prograda una piattaforma carbonatica che, per la sua età ladinica inferiore, è stata riferita alla formazione dello Sciliar delle Dolomiti.

La formazione dello Sciliar è il termine medio-triassico più recente affiorante in Valsugana: una superficie d'erosione, che in aree vicine si spinge fino a toccare anche unità anisiche, taglia la successione e segna la base della Dolomia Principale (Carnico superiore - Retico) che, in quanto rigida e potente, costituisce il substrato della successione affiorante sull'altopiano.

Durante il Lias si individuò la Piattaforma di Trento, una delle principali unità paleogeografico-strutturali del margine continentale passivo, rappresentato dalle Alpi Meridionali. Essa costituisce un alto strutturale confinante ad ovest con il Bacino Lombardo e ad est con il Bacino di Belluno, generatosi a seguito della fase di *rifting* liassico associata all'apertura dell'oceano ligure-piemontese. Nell'area del Foglio Asiago la Piattaforma di Trento è caratterizzata da una successione carbonatica di mare sottile, rappresentata dal gruppo dei Calcari Grigi e, limitatamente al settore NW del Foglio, dall'Oolite di San Vigilio.

Durante il Dogger si ebbe l'annegamento della piattaforma che passò rapidamente a condizioni pelagiche, divenendo un *plateau* (*Plateau* di Trento), con la deposizione del Rosso Ammonitico Veronese di età Bajociano *p.p.*-Titaniano *p.p.*. Questa formazione poggia in disconformità sulle unità di piattaforma e manifesta i caratteri di una sedimentazione condensata e lacunosa su di un alto

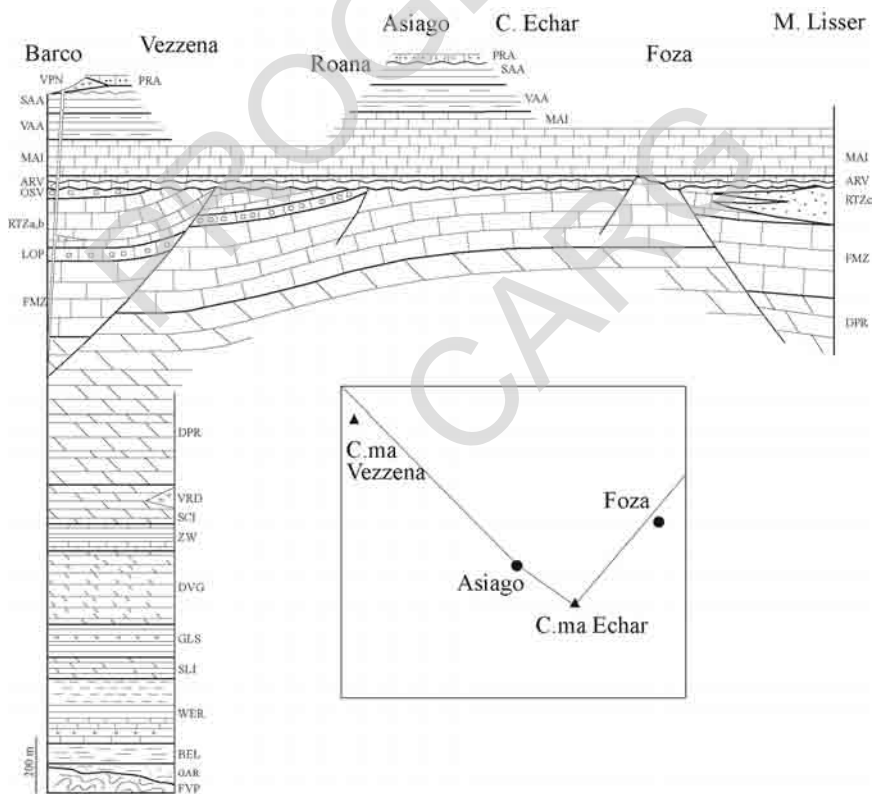


Fig. 1 - Schema dei rapporti stratigrafici della successione pre-quaternaria. Nel riquadro è indicato il tracciato della sezione. Le sigle sono relative alle formazioni descritte nei capitoli 4.1. e 4.2.

pelagico spazzato dalle correnti oceaniche. Con passaggio graduale ad essa si sovrappone la Maiolica del Titoniano *p.p.* - Barremiano, con ingenti spessori che denunciano una sedimentazione pelagica più continua e a tasso elevato. Segue la scaglia variegata alpina (Aptiano - Cenomaniano) delimitata a letto e a tetto da argilliti nere, che registrano due importanti eventi anossici oceanici, OAE1 e OAE2. Con la deposizione della Scaglia Rossa (Turoniano - Maastrichtiano) si ristabilirono le condizioni di normale ossigenazione del fondo, ma la presenza di strutture tipo *flaser* e di lacune verso il tetto dell'unità indicano nuovamente una sedimentazione più condensata di alto pelagico. La successione pre-quadernaria si chiude a tetto con ialoclastiti basaltiche paleogeniche, nell'area di Barco, e le biocalcareni della formazione di Pradelgiglio (Bartoniano - Priaboniano), che si deposero su di una piattaforma di mare basso (Fig. 1).

Nell'ambito della catena a pieghe e sovrascorrimenti delle Alpi Meridionali orientali, l'Altopiano dei Sette Comuni si situa in una posizione avanzata, al limite tra la catena prealpina e l'alta pianura vicentina. Questo tratto delle Alpi Meridionali si è sollevato soprattutto nel Neogene, quando, per effetto della collisione tra Europa ed Africa, il margine settentrionale della microplacca adriatica si è deformato raccorciandosi. Le recenti interpretazioni del profilo sismico a riflessione Transalp mostrano processi di incuneamento a scala litosferica tra i due margini europeo ed africano, con indentazione della crosta inferiore adriatica nella crosta superiore europea (CASTELLARIN *et al.*, 2002). In questa sezione N-S delle Alpi orientali sono visibili solamente strutture compressive. La crosta superiore della microplacca adriatica si è ispessita mediante sviluppo di sovrascorrimenti sudvergenti (retroscorrimenti rispetto all'orogene alpino) e di più rari (retro)scorrimenti nordvergenti. Alla scala litosferica il blocco delle Dolomiti appare estruso verso l'alto lungo una rampa immergente verso N, che verso l'alto si ramifica in vari sovrascorrimenti più superficiali. I sovrascorrimenti principali sono, dall'interno verso l'esterno della catena sudalpina, la Linea della Valsugana (LV), la Linea di Belluno (LB) e la Linea di Bassano-Valdobbiadene (BV). Un sovrascorrimento cieco più avanzato verso l'avampaese si situa al di sotto del Montello. In pianta questi sovrascorrimenti presentano una orientazione generale ENE-OSO, ma sono talora ondulati, per effetto dell'interferenza con strutture estensionali mesozoiche ereditate (DOGLIONI, 1992). L'età di formazione dei sovrascorrimenti ringiovanisce dall'interno della catena verso l'esterno, secondo una sequenza di tipo *piggy back* (DHALSTROM, 1970). La Linea della Valsugana ha un'età serravalliano-tortoniana, documentata dalla deformazione di sedimenti clastici sintettonici serravalliano-tortoniani (VENZO, 1940; CASTELLARIN *et al.*, 1992); la Linea di Belluno ha un'età tardo tortoniano superiore-messiniana?, mentre la Linea di Bassano-Valdobbiadene dovrebbe avere un'età messiniano-pliocenica (VENZO, 1977; SELLI, 1998). La Linea del Montello è tuttora attiva

(BENEDETTI *et al.*, 2000).

L'Altopiano dei Sette Comuni risulta strutturalmente confinato tra le due faglie principali della Valsugana, a N, e di Bassano-Valdobbiadene a S (Fig. 2). Quest'ultima struttura è nota anche come flessura pedemontana (FP), dato che in superficie si manifesta come una grande scarpata modellata sul fianco meridionale di una piega asimmetrica sviluppata sul blocco di tetto del sovrascorrimento. Una più dettagliata osservazione in pianta, combinata con quella di una sezione N-S (Fig. 3), mostra che in realtà il blocco dell'altopiano risulta sollevato per espulsione di un cuneo (*pop-up*) delimitato dalle faglie coniugate, convergenti

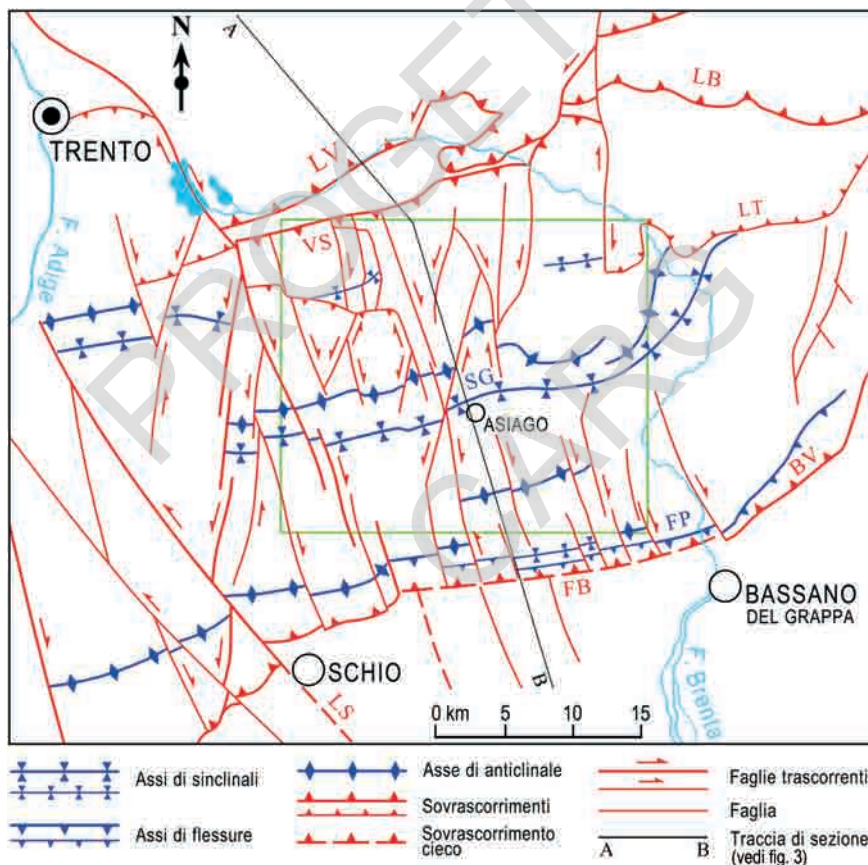


Fig. 2 - Schema strutturale degli altipiani trentini e vicentini. In verde il contorno del Foglio Asiago (da BARBIERI, 1987; CASTELLARIN *et al.*, 1992; SELLI, 1998).

LV: linea della Valsugana; LB: linea di Belluno; LT: linea di Tezze; VS: linea di Val di Sella; LS: linea Schio-Vicenza; FB: faglia di Bassano; BV: linea Bassano-Valdobbiadene; FP: flessura pedemontana; SG: sinclinale di Gallio.

verso il basso, di Bassano-Valdobbiadene e di Val di Sella (VS) (BARBIERI, 1987). Quest'ultima è una faglia immergente a S, che affiora alla base della grande scarpata settentrionale, in destra Brenta. Verso il basso dovrebbe arrestarsi contro la faglia di Bassano (FB tratto cieco del sovrascorrimento), di cui risulta un retroscorrimento, equivalente geometricamente ad altre strutture delimitanti *pop-up* della catena, come quelli del Montello e delle Pale di San Martino. Il *pop-up* dell'altopiano è articolato al suo interno in un settore meridionale più depresso, corrispondente all'ampia piega anticlinale sviluppata tra la flessura pedemontana e la sinclinale di Gallio (SG), e in un settore più sollevato, tra questa e il bordo settentrionale dell'acrocoro sommitale, dove si hanno le massime elevazioni (Cima Dodici 2336 m). Il fianco settentrionale della sinclinale di Gallio costituisce anche il fianco meridionale della serie di anticlinali appaiate. Analogamente all'anticlinale della flessura pedemontana, queste anticlinali rappresentano l'espressione superficiale di una serie di sottostanti rampe o faglie inverse immergenti a N e quindi coniugate con la faglia della Val di Sella.

In pianta (Fig. 24) il blocco dell'altopiano si presenta estremamente segmentato da parte di fasci di faglie subverticali, mentre i volumi di roccia interposti tra le faglie sono interessati penetrativamente da fasci di fratture localmente pervasive (ZAMPIERI, 1995a). Alcune delle faglie sono sicuramente faglie estensionali di origine sinsedimentaria e sono legate all'evoluzione mesozoica della Piattaforma-Plateau di Trento (MARTIRE, 1996; MASETTI *et al.*, 1998). Esse hanno controllato le variazioni di spessore delle unità sedimentarie, e sono state in genere riattivate come faglie trascorrenti durante l'evoluzione neogenica della catena prealpina (BARBIERI, 1987). I fasci di frattura possono essere localmente legati all'attività di queste faglie, ma anche allo sviluppo delle ampie pieghe prima descritte.

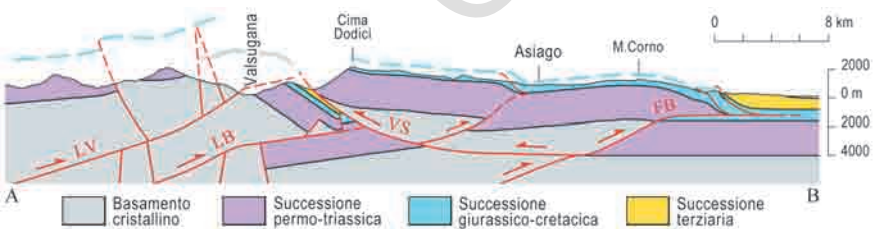


Fig. 3 - Sezione geologica lungo la traccia indicata in fig. 2 (dalle sezioni bilanciate di CAPUTO & BOSELLINI, 1994 e SELLI 1998, integrate e modificate). Le sigle sono le stesse indicate in fig. 2.

## IV - STRATIGRAFIA

### 4.1. - IL BASAMENTO CRISTALLINO SUDALPINO

#### 4.1.1. - FILLADE DI VALLI DEL PASUBIO (FVP)

Il Basamento cristallino del Sudalpino orientale è costituito in massima parte da metamorfiti pre-permiane di basso grado, che hanno acquisito le loro caratteristiche blastico-deformative durante l'evento polifasico varisico e sono state poi intruse da plutoni eo-permiani. Nell'area del Foglio Asiago esso è rappresentato essenzialmente da metapeliti, che affiorano solo nell'angolo nord-occidentale, per una sottile striscia nel versante destro della Val di Sella e in un piccolo lembo a sud della località Barco. Per le caratteristiche litologiche primarie e la diffusa fratturazione, gli affioramenti sono sempre di scarsa entità e si trovano in prossimità di incisioni torrentizie o di scassi stradali.

Le rocce appartengono al nucleo metamorfico della Valsugana e sono state studiate e descritte dal punto di vista petrografico in modo approfondito e in gran parte ancora valido da D'AMICO (1964), che fa rientrare tali metapeliti nell'unità delle "filladi albitiche blastiche". Il nucleo della Valsugana è contiguo verso NE a quello di Agordo, in cui sono stati effettuati anche studi strutturali che servono da riferimento per le geometrie micro- e mesostrutturali delle metapeliti del Foglio, nonché per la loro evoluzione tettonico-metamorfica varisica (POLI & ZANFERRARI, 1991a, b; 1992).

Nel basamento di Agordo POLI & ZANFERRARI (1992) hanno utilizzato il termine di "Fillade di Recoaro" per l'associazione di metamorfiti ivi affioranti, le cui caratteristiche litologiche globali sono analoghe a quelle delle rocce studiate e descritte da BLACKBURN *et al.* (1968) e SASSI & ZIRPOLI (1968) nel nucleo di

Recoaro. Sulla base di considerazioni e di correlazioni alla scala dell'intero Basamento Sudalpino orientale POLI & ZANFERRARI (1992) assegnano alla fillade di Recoaro una possibile e generica età siluriana.

Nei pochi affioramenti del Foglio il litotipo prevalente è rappresentato da filladi s.s. di colore grigio più o meno scuro, costituite da quarzo, muscovite, clorite e/o biotite. Particolarità locali sono la presenza di porfiroblasti di albite e di abbondanti lamelle di ilmenite. I cristalli di albite sono spesso geminati e zonati e contengono una scistosità interna che può essere contigua o discordante con quella esterna. Del tutto subordinate sono le litofacies metapsammitiche, caratterizzate da colore grigio chiaro o grigio verdastro e maggior ricchezza in quarzo. In generale i rapporti quantitativi tra i minerali componenti maggiori variano entro ampi intervalli, sicché da un lato si arriva a rocce costituite quasi esclusivamente da mica chiara, dall'altro a rocce quarzitiche e/o paragneissiche ricche in albite.

Molto comuni sono le vene secondarie di quarzo bianco latte sia concordanti sia discordanti, con spessori centimetrico-decimetrici, la cui lunghezza è al massimo di pochi metri.

Le rocce appartengono alla facies degli scisti verdi, subfacies a biotite. Come nel basamento di Agordo, sono qui conservate e riconoscibili solo le micro- e le mesostrutture riferibili a due delle tre fasi tettonico-metamorfiche varisiche che caratterizzano il Basamento Sudalpino orientale [cfr. RING & RICHTER (1994) per il nucleo di Bressanone; POLI & ZANFERRARI (1995) per quello del Comelico]: le strutture di "prima" e di "seconda" fase delle metamorfiti del Foglio appartengono in realtà rispettivamente alla seconda e terza fase varisica.

Nelle metapeliti le superfici primarie ( $S_0$ ) sono state completamente trasposte. La foliazione principale di campagna è di solito  $S_1$ , spesso di tipo milonitico; essa è stata piegata in mesopieghie da serrate a isoclinali con sviluppo di una foliazione di piano assiale  $S_2$  che di regola forma un angolo molto piccolo con quella precedente o è addirittura parallela. In quest'ultimo caso  $S_1$  è conservata solo in relitti strutturali (microliti e porfiroblasti albitici) e quindi  $S_2$  risulta essere la foliazione principale osservabile in campagna; le mesopieghie  $B_1$  sono sempre sradicate e le cerniere giacciono sulla foliazione  $S_2$ , evidenziate da nuclei centimetrici di quarzo bianco latte. Le mesopieghie  $B_2$ , anche a causa delle scadenti condizioni di affioramento, sono difficilmente osservabili e comunque solo nelle litologie più competenti.

Una diffusa fratturazione grossolana e numerose bande cataclastiche sia parallele, sia trasversali alla foliazione principale, caratterizzano queste metamorfiti come le altre affioranti al margine meridionale del nucleo della Valsugana. La deformazione fragile è legata sia alla presenza del sistema di strutture contrazionali della Linea della Valsugana sia agli scollamenti generalizzati tra copertura permo-mesozoica e basamento.



I caratteri mineralogico-compositivi e quelli microstrutturali delle filladi descritte sono analoghi a quelli che si riscontrano nelle litologie del nucleo metamorfico di Agordo, attribuite da POLI & ZANFERRARI (1992) alla “Fillade di Recoaro” del “Gruppo superiore”. Tale denominazione deve essere però modificata in quanto il toponimo è stato utilizzato per un’altra formazione. Pertanto nel Foglio Asiago si propone la denominazione di “Fillade di Valli del Pasubio”, il cui toponimo rientra nell’area del nucleo metamorfico di Recoaro.

Lo spessore massimo affiorante è stato stimato in alcune decine di metri.

L’età della formazione viene genericamente riferita al pre-Permiano.

## 4.2. - STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-TERZIARIE

### 4.2.1. - ARENARIA DI VAL GARDENA (GAR)

Questa unità affiora in modo molto discontinuo in Val delle Tavole, nell’incisione del T. Sella a sud di Barco e in Val della Sbetta. In quest’ultima località (circa a q. 975) è preservato il contatto discordante sul basamento cristallino.

Nell’area in esame l’Arenaria di Val Gardena (GAR) (*Grödner Sandstein* di RICHTHOFEN, 1860) è costituita da arenarie quarzoso-feldspatiche a grana da media a grossolana, passanti verso l’alto ad arenarie fini e peliti di colore rosso e, subordinatamente, grigio con intercalazioni di dolomie grigie che preludono alla sovrastante Formazione a *Bellerophon*, con la quale essa presenta complessi rapporti di interdigitazione. Convenzionalmente, il limite tra le due formazioni può essere messo in corrispondenza della scomparsa delle ultime siltiti e peliti rosse.

I vari litotipi costituiscono *stratoset* di spessore da decimetrico a metrico, da massivi a stratificati; nelle arenarie è frequente la stratificazione incrociata. Dal punto di vista composizionale esse sono costituite da frammenti di vulcaniti permiane, quarzo, feldspati, biotite e subordinati litici di basamento.

Nella parte medio-alta della successione, le siltiti e le arenarie fini contengono resti vegetali costituiti soprattutto da frustoli carboniosi e talvolta da frammenti strutturati (tra cui i generi *Woltzia*, *Ullmannia* e *Calamites*). A parte una probabile impronta di tetrapode su una lastra raccolta nel detrito in Val della Sbetta, oltre ai vegetali non sono stati ritrovati altri fossili.

Rispetto alle sequenze classiche delle Dolomiti e della Val d’Adige, l’Arenaria di Val Gardena in Val di Sella e a Barco è caratterizzata dalla mancanza di termini conglomeratici; anche lo spessore è notevolmente ridotto e si aggira sui 15-20 m. In termini molto generali, quindi, l’Arenaria di Val Gardena costituisce una grande sequenza *fining-upward*, con *trend* complessivamente trasgressivo. Confronti con vicine classiche successioni dell’Arenaria di Val Gardena (in par-

ticolare con la sezione del Bletterbach-Butterloch, presso Redagno), inducono a pensare che nell'area in oggetto siano documentati solo i termini più giovani della formazione e quindi che l'età sia ascrivibile al Permiano Superiore, in particolare al Changhsingiano (corrispondente all'ex Tatariano superiore, cfr. MASSARI *et al.*, 1994; CONTI *et al.*, 1997).

L'ambiente di deposizione è definibile di piana alluvionale, prossimo alla linea di costa e localmente lagunare.

#### 4.2.2. - FORMAZIONE A BELLEROPHON (BEL)

A causa delle litologie a scarsa competenza e della tettonizzazione pervasiva che la caratterizza, anche questa unità affiora nel complesso in modo molto discontinuo lungo le incisioni torrentizie sul versante destro della Val di Sella (Fig. 4). Un affioramento abbastanza continuo si trova in Val di Barco lungo il sentiero che sale sul versante sud del M. Persico.



Fig. 4 - Pieghe chevron nella Formazione a Bellerophon affiorante in destra Val di Barco a sud della linea di Val di Sella circa a q. 630 m.

Di norma si riconoscono in affioramento la parte inferiore della formazione, costituita da dolomie più o meno argilloso-siltose alternate a marne e peliti, di colore da grigio chiaro a nero, con associazioni macro- e microfossilifere tipiche di ambienti ristretti (*Bakevella*, *Glomospira*, *Earlandia*), e la parte superiore formata da calcari scuri in strati centimetrico-decimetrici, con giunti ondulati o planari, costituiti principalmente di *wackestone* e *packstone* bioclastici a bivalvi, ostracodi, alghe calcaree e foraminiferi, a volte con interstrati marnosi nerastri. Male affiora invece la parte intermedia (in parte elisa per cause tettoniche ma probabilmente di spessore ridotto già all'origine), costituita da prevalenti evaporiti solfatiche per lo più biancastre (gesso, anidrite), dolomie cariate, breccie di collasso e livelli di breccie tettoniche tipo *rauwacke*. Si può ritenere pertanto che la litozona evaporitica costituisca un orizzonte preferenziale di scollamento per le strutture tettoniche. L'ambiente di deposizione è marino marginale, in prossimità di aree a circolazione ristretta e lagunare.

Il limite inferiore della formazione è transizionale con la sottostante Arenaria di Val Gardena. Il limite superiore con la Formazione di Werfen è netto: da *packstone* bioclastici con alghe calcaree e foraminiferi si passa ad un sottile orizzonte (10-20 cm) di *grainstone* a fusulinidi e piccoli grani rivestiti che segna il tetto della formazione.

Come per la sottostante Arenaria di Val Gardena, anche la Fm. a *Bellerophon* è caratterizzata da spessori significativamente ridotti (intorno ai 40 m) rispetto alle aree classiche delle Dolomiti.

Per quanto riguarda il contenuto fossilifero, nelle litologie carbonatiche sono stati riconosciuti alcuni generi di alghe calcaree quali *Gymnocodium*, *Atractyliopsis*, *Mizzia*, *Macroporella*, *Vermiporella* e di foraminiferi tra cui *Globivalvulina*, *Paraglobivalvulina*, *Paraglobivalvulinoides* oltre ai già citati fusulinidi. Bivalvi e gasteropodi sono abbastanza frequenti e ben individuabili anche sul terreno, e possono costituire un elemento diagnostico della formazione.

Sulla base delle ricerche sul limite Permiano/Triassico nel Sudalpino (NERI & POSENATO 1999; NICORA & PERRI, 1999), effettuate su sezioni vicine e meglio studiate, si può attribuire a questa formazione un'età permiana superiore (Changhsingiano).

#### 4.2.3. - FORMAZIONE DI WERFEN (WER)

La Formazione di Werfen (*Roter und bunter Schiefer von Werfen* di LILL von LILLIENBACH, 1830; *Werfener Schichten* di BRONN, 1832) è un'unità caratterizzata da una notevole uniformità laterale di facies, da una considerevole varietà di litotipi da carbonatici a terrigeni fino ad evaporitici e da una generale stratificazione sottile. In base alle caratteristiche litologiche, nelle Dolomiti e nell'Agordino essa è stata

suddivisa in otto litozone di rango minore (membri ed orizzonti), in seguito portate a nove per l'inclusione del membro di San Lucano di PISA *et al.* (1979).

Rispetto a quanto avviene nelle Dolomiti, sul versante destro della Valsugana la Formazione di Werfen si presenta diversa per lo spessore esiguo, per la mancanza di alcuni membri e per le litologie peculiari di altri (FARABEGOLI & VIEL, 1982). Uno studio dettagliato delle tematiche deposizionali dell'unità e delle problematiche legate alle possibili correlazioni con le aree tipo è approfondito ampiamente in GHETTI & NERI (1983). Come appare di seguito, per motivi di rappresentazione cartografica i membri della formazione sono stati raggruppati in quattro unità. In base al contenuto paleontologico l'età della formazione è compresa tra il Changhsingiano più alto e l'Olenekiano *p.p.*

#### 4.2.3.1. - *Membro di Tesero-Membro di Mazzin-Membro di Andraz* (WER<sub>1,3</sub>)

##### *Membro di Tesero e Membro di Mazzin* (WER<sub>1,2</sub>)

La parte inferiore del membro di Tesero è caratterizzata da *grainstone* oolitici, in strati generalmente centimetrico-decimetrici, alternati a *mudstone/wackestone* a piccoli ostracodi; seguono calcareniti oolitiche e bioclastiche, a stratificazione incrociata a basso angolo, in strati di 30-40 cm, e calcari micritici grigio chiari di spessore 10-60 cm con sottili intercalazioni marnose. Gli ultimi 6-7 m sono caratterizzati da alternanze di calcari argilloso-siltosi, bioturbati e calcareniti oolitico-bioclastiche. Nella vicina Val di Centa (ad ovest del Foglio) in questo intervallo GHETTI & NERI (1983) documentano la presenza di *Claraia* gr. *wangi-griesbachi*, tipica del Membro di Mazzin nelle Dolomiti; proprio questo intervallo potrebbe rappresentare in Valsugana il Membro di Mazzin (WER<sub>2</sub>), anche se con sensibili differenze nelle facies rispetto alle successioni classiche. Il limite con la sottostante Formazione a *Bellerophon* è netto e da mettersi alla base del primo strato oolitico a stratificazione incrociata bimodale (GHETTI & NERI, 1983). Lo spessore totale dei due membri è attorno ai 25 m, quindi notevolmente superiore rispetto alle aree classiche delle Dolomiti. L'ambiente deposizionale è quello di barra litorale passante verso l'alto a una piattaforma subtidale sempre sopra la base d'onda di tempesta. L'età di questi membri è riferibile al Changhsingiano superiore - Induano *p.p.*

##### *Membro di Andraz* (WER<sub>3</sub>)

E' scarsamente affiorante a causa della grande erodibilità delle litologie dominanti: esso è infatti costituito da dolomie giallastre o grigie, talora vacuolari, dolomie argilloso-siltose, alternate a dolosiltiti varicolori laminate, con frequenti *mud-crack* e piccoli *tepee*. La laminazione è sempre presente. Lo spessore degli strati è compreso tra pochi centimetri e 15-20 cm. Verso l'alto sono presenti breccie

di collasso costituite da dolomicriti rossastre laminate. Il limite inferiore è transizionale ma rapido e da porsi alla base di siltiti micacee policrome. Lo spessore è di 20-22 metri. Il membro di Andraz è riferibile all'Induano superiore *p.p.*

#### 4.2.3.2. - *Membro di Siusi - Membro dell'Oolite a Gasteropodi (WER<sub>4-5</sub>)*

##### *Membro di Siusi (WER<sub>4</sub>)*

La parte inferiore è costituita da calcari micritici grigi, con moderata frazione argilloso-siltosa, da leggermente a intensamente bioturbati, alternati a calcisiltiti e calcareniti oolitico-bioclastiche in strati gradati di spessore centimetrico-decimetico, interpretabili come *storm-layer*. In diverse sezioni è stato identificato un peculiare livello conglomeratico erosivo e discordante sul sottostante membro di Andraz (GHETTI & NERI, 1983). In Val di Sbeta, al tetto di questa prima porzione dell'unità, si rinvencono livelli di breccie intraformazionali corrispondenti al cosiddetto "Conglomerato di Koken". Seguono marne e calcari argillosi rossastri alternati a tempestiti calcarenitiche; arenarie e calcareniti oolitico-bioclastiche di colore rosso e grigio, in *set* metrici talora amalgamati, con *hummocky cross-lamination* e profondi *burrow* attribuibili a *Diplocraterion*. A differenza delle sezioni classiche, nell'area rilevata manca l'unità inter-sopratidale a dolosiltiti con *tepee*, siltiti rosse a *mud-crack* e *ripple* da onda che normalmente chiude l'unità nelle Dolomiti. Lo spessore misurato è attorno ai 40 metri. Fossili diagnostici: *Claraia clarai* e *Claraia aurita* rispettivamente della parte inferiore e media del membro. L'ambiente di deposizione è quello di una piattaforma subtidale da interna, sopra la base d'onda di tempesta, ad esterna. L'età di questo membro è riferibile all'Induano superiore.

##### *Membro dell'Oolite a Gasteropodi (WER<sub>5</sub>)*

E' caratterizzato da calcari arenacei e arenarie a cemento carbonatico in strati di 5-15 cm con *hummocky* e *ripple* da onda, alternati a subordinati calcari siltosi e argillosi grigi. Tipica, ma non esclusiva di questo membro, è la presenza di intercalazioni del litotipo definito come *Gastropodenoolith* degli Autori: si tratta di *grainstone* e *packstone* oolitico-bioclastici a microgasteropodi e bivalvi, con grani spesso ankeritici, in strati decimetrici, talora amalgamati. In quest'area, la parte medio-alta dell'unità è caratterizzata da dolomie giallastre oolitiche e doloareniti bioclastiche. La parte sommitale è invece costituita da una decina di metri di dolomie e dolosiltiti giallastre, con locali livelli brecciati e strutture da disseccamento. Mancando la caratteristica unità inter-sopratidale di tetto del membro sottostante (GHETTI & NERI, 1983), il limite basale va posto alla scomparsa di *Claraia aurita*, in quanto le litologie della parte basale dell'Oolite a Gasteropodi sono molto simili a quelle del sottostante membro di Siusi. Il contenuto fossilifero è povero e mal

conservato: sono presenti *Unionites* spp., *Neoschizodus* spp. e microgasteropodi. Lo spessore totale è compreso tra 40 e 50 metri. L'età di questo membro è riferibile all'Induano superiore – Olenekiano inferiore.

#### 4.2.3.3. - *Membro di Campil* (WER<sub>6</sub>)

Affiora in modo discontinuo soprattutto per quanto riguarda la parte inferiore. Consiste principalmente di argilliti e siltiti rosse in *set* più o meno metrici, con sottili intercalazioni arenacee fini; arenarie rosse in strati gradati centimetrico-decimetrici, con base erosiva, lamine parallele, *hummocky cross-lamination* e *ripple* da onda. Al tetto, con limite transizionale, è presente un intervallo dello spessore di alcuni metri costituito da alternanze cicliche di argilliti, siltiti, marne siltose e dolomie varicolori, talora oolitiche. Sono frequenti le evidenze di esposizione subaerea (*mud-crack*, *tepee*) e sono presenti anche lenti e noduli di gesso. Il limite inferiore con il membro dell'Oolite a Gasteropodi è generalmente brusco. Anche in questo caso il contenuto fossilifero è povero e mal conservato; sono relativamente abbondanti i bivalvi (*Unionites*). Lo spessore è di 50-60 metri. L'ambiente di sedimentazione è da litorale prossimale fino a subaereo; l'età è riferibile all'Olenekiano inferiore.

#### 4.2.3.4. - *Membro di Val Badia - Membro di Cencenighe - Membro di San Lucano* (WER<sub>7-9</sub>)

##### *Membro di Val Badia* (WER<sub>7</sub>)

Si tratta di un'alternanza spesso mal affiorante di marne e siltiti rosse, arenarie fini e marne siltose bioturbate in strati centimetrici; verso l'alto prevalgono le siltiti a laminazione parallela e a *ripple* da onda. Quest'ultimo intervallo è stato definito da GHETTI & NERI (1983) come "Siltiti di Terra Rossa". Lo spessore del membro è valutabile in 40-50 metri. L'ambiente di deposizione è prevalentemente subtidale con rare escursioni nell'inter-sopratidale. Il contenuto fossilifero è molto scarso: GHETTI & NERI (1983) segnalano in Val di Sella *Gervilleia exprorecta* in associazione con *Neoschizodus laevigatus*. L'età di questo membro è riferibile all'Olenekiano *p.p.*.

##### *Membro di Cencenighe* (WER<sub>8</sub>)

Dolomie, doloareniti frequentemente cariate 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 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-crack*, inter-sopratidali. Non sono stati rinvenuti fossili stratigraficamente significativi. Lo spessore misurato è attorno ai 30 metri; l'età è riferibile all'Olenekiano *p.p.*

#### *Membro di San Lucano (WER<sub>9</sub>)*

In Valsugana la parte alta della Formazione di Werfen è sempre male affiorante. Si è comunque riconosciuto un intervallo, sottostante alla Dolomia del Serla Inferiore, caratterizzato da un'alternanza di siltiti policrome, dolomie giallastre talora cariate, doloareniti fini, gessi laminati o in noduli. Per confronto con le successioni delle Dolomiti orientali questo intervallo, di 15-20 metri di spessore, prevalentemente sopratidale ed evaporitico, è stato attribuito al membro di San Lucano. Non sono stati rinvenuti macrofossili. L'età è riferibile all'Olenekiano *p.p.*

#### 4.2.4. - DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI)

Questa formazione, istituita da PIA (1937) nell'area delle Dolomiti di Braies ricopre la Formazione di Werfen in tutto il Sudalpino (GIANOLLA *et al.*, 1998). In Val di Sella essa è scarsamente affiorante per l'intensa tettonizzazione. La litologia prevalente è data da dolomie afanitiche ben stratificate e da subordinati *mudstone-wackestone* dolomitici a peloidi. Il colore è generalmente chiaro sulle superfici esposte agli agenti atmosferici, mentre su quelle fresche i toni sono policromi tenui (verde, giallo, ecc.). Sono frequenti le intercalazioni pelitiche grigie, verdi o rossastre. Occasionalmente sono presenti breccie a clasti dolomitici legati sia a rimaneggiamento dei livelli sopratidali a seguito di tempeste, sia a locali episodi di *mud-flow* (DE ZANCHE & MIETTO, 1989). Nell'area rilevata lo spessore dell'unità non è mai determinabile ma, per confronto con sezioni meglio esposte in Valsugana e nella vicina Val d'Adige, esso dovrebbe aggirarsi sui 50-70 metri. Non sono stati rinvenuti macrofossili; la microfacies è dominata da foraminiferi del genere *Glomospirella* di scarso significato biostratigrafico. Tradizionalmente l'unità è considerata olenekiana *p.p.* - anisica inferiore.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una piana tidale carbonatica.

#### 4.2.5. - FORMAZIONE A GRACILIS (GLS)

In attesa di una ridefinizione formale di questa unità, che peraltro mostra una grande distribuzione areale nel Sudalpino (DE ZANCHE *et al.*, 1992; SENOWBARI-DARYAN *et al.*, 1993), utilizziamo ancora questo termine nella stessa accezione e posizione stratigrafica definita originariamente da TORNQUIST (1901) per il Recoarese. Essa affiora localmente alla base delle pareti che limitano a nord

l'Altopiano di Vezzena ed è particolarmente ben esposta in una vallecola in destra della Val di Barco (Fig. 5). L'unità è costituita da un'alternanza di peliti grigie con frustoli carboniosi talora abbondanti, gessi laminati bianchi, calcisiltiti chiare e *mudstone-wackestone* dolomitici prevalenti verso l'alto. La successione termina con una decina di metri di siltiti e arenarie fini rossastre. La stratificazione è netta, da centimetrica a decimetrica con giunti piano-paralleli o debolmente ondulati. L'ambiente di deposizione varia da una laguna evaporitica inquinata da terrigeno ad una piattaforma interna.

Il contenuto paleontologico, di scarso significato stratigrafico, è caratterizzato da alghe dasycladali, frammenti di crinoidi e piccoli gasteropodi. L'età, in base a correlazioni e ai rapporti stratigrafici, dovrebbe essere riferita all'Anisico inferiore *p.p.* (Bitinico *p.p.*).

Lo spessore della formazione, non facilmente calcolabile per le ripetizioni ed elisioni tettoniche, è verosimilmente compreso tra i 40 e i 50 metri.

#### 4.2.6. - DOLOMIA DELLA VALSUGANA (DVG)

Questo termine è stato proposto da DE ZANCHE & MIETTO (1989) per un intervallo relativamente potente costituito da dolomie e calcari dolomitici a stratificazione marcata, ben definito in Valsugana e in Val d'Adige, compreso tra la formazione a *Gracilis* o il Conglomerato di Voltago e i calcari scuri di Margon ("Zwischenbildungen" Auctt.). All'interno della dolomia della Valsugana è possibile riconoscere un intervallo inferiore, caratterizzato da alternanze di *mudstone* e *wackestone* dolomitici e dolomie stromatolitiche o con *fenestrae*, nel quale si riconosce un'organizzazione in cicli peritidali a scala metrica. La stratificazione centimetrico-decimetrica spesso mostra giunti ondulati. Nella parte bassa sono frequenti le intercalazioni di siltiti o di arenarie quarzose fini (Fig. 5). Nella



Fig. 5 - Passaggio tra la formazione a *Gracilis* (sotto) e la dolomia della Valsugana; impluvio in destra Val di Barco a q. 880 m circa.



parte media diminuiscono gli interstrati terrigeni e prevalgono invece livelli di dolomie grigio scure, talvolta nodulari e bioturbate; sono presenti anche livelli subtidali a brachiopodi, bivalvi e gasteropodi. La parte superiore dell'unità infine è caratterizzata da un aspetto più massiccio con dolomie cristalline chiare, come si può osservare in Valle delle Trappole. Questo intervallo mal stratificato è stato attribuito alla Formazione del Contrin da DE ZANCHE & MIETTO (1989) ma verosimilmente esso è meglio correlabile con la formazione del Serla superiore.

L'ambiente di sedimentazione può essere attribuito ad una rampa carbonatica. Lo spessore è dell'ordine dei 200-250 metri. Per la presenza di *Tetractinella trigonella* e di *Decurtella decurtata* l'età della formazione viene assegnata all'Anisico medio (Pelsonico).

#### 4.2.7. - GRUPPO DELLE ZWISCHENBILDUNGEN *AUCTT.* (ZW)

Per motivi legati alla difficoltà di cartografare e di rappresentare separatamente alla scala 1:50.000 le diverse unità litostratigrafiche bacinali che documentano il Triassico medio alle pendici settentrionali dell'Altopiano di Asiago e nell'area della Val di Sella, si è deciso di riutilizzare il nome di “*Zwischenbildungen Auctt.*” elevandolo al rango di gruppo. Il termine è stato introdotto da VACEK (1911) per definire l'intervallo di rocce stratificate, spesso fossilifere, che separa la “*Schlerndolomi*” dalla “*Hauptdolomi*”. In passato DE ZANCHE & MIETTO (1989) le suddivisero in quattro unità: calcari scuri di Margon, marne della Val di Centa, calcari della Val Gola e calcari della Val Vela. Nell'area del Foglio Asiago sono state rinvenute soltanto le prime tre unità in quanto i calcari della Val Gola sono ricoperti direttamente dalla formazione dello Sciliar. L'ambiente di sedimentazione è bacinale talora a circolazione ristretta. Per il suo contenuto paleontologico l'età del gruppo in Valsugana è compresa tra l'Anisico superiore e il Ladinico *p.p.*

#### CALCARI SCURI DI MARGON

Questa formazione venne descritta minuziosamente da LARGAIOLLI (1969) sotto il nome di “Carniano”. Essa è costituita da una alternanza di laminiti bituminose, calcari argillosi e marne grigio scure e calcareniti gradate grigie in strati sottili a stratificazione piano-parallela. Localmente si possono osservare superfici ondulate e convolute che coinvolgono le lamine, dovute a *slumping*. All'interno dell'unità sono riconoscibili livelletti argillosi da giallo-bruno a giallo-arancio (Fig. 6). I calcari scuri di Margon ricoprono in concordanza la dolomia della Valsugana. Al tetto, con contatto graduale per alternanza, passano alle marne della Val di Centa.

A causa della tettonica lo spessore è difficilmente valutabile, ma comunque è



Fig. 6 - Calcarei scuri di Margon affioranti in Val di Barco a q. 925 m circa.

compreso tra 50 e 100 metri. Il contenuto fossilifero è dato da squame e denti di pesci, gasteropodi, ostracodi, frammenti di echinodermi, alghe dasicladali, bivalvi e rari conodonti. L'età non può essere stabilita con precisione. Nelle intercalazioni calcarenitiche è presente *Diplopora annulata* che suggerisce un'età illirica superiore, la stessa delle soprastanti marne della Val di Centa. Dal momento che la dolomia della Valsugana contiene una fauna a brachiopodi pelsonica, è probabile che i calcari scuri di Margon abbiano un'età compresa entro l'Anisico superiore (Illirico).

#### MARNE DELLA VAL DI CENTA

Questa unità, descritta nella Val di Centa, poco ad ovest dell'area rilevata, è costituita da una alternanza di marne siltose grigie, arenarie fini e peliti laminare con calcari siltosi grigi in strati sottili, da piani a leggermente ondulati. Il limite inferiore con i calcari scuri di Margon viene posto in corrispondenza alla scomparsa delle laminiti calcareo-bituminose e al rapido aumento della frazione terrigena. Il limite superiore con i calcari della Val Gola è graduale per riduzione del terrigeno e per contemporanea comparsa della nodularità. Lo spessore è

compreso tra i 20 e 30 metri. Dal punto di vista fossilifero è caratterizzata da abbondanti faune ad ammonoidi (“*Megaceratites friccensis*”, “*Megaceratites angustus*”, *Stoppaniceras golanum*); sono presenti inoltre conodonti, pollini e bivalvi a guscio sottile. Pertanto le marne della Val di Centa hanno un’età compresa tra l’Anisico sommitale ed il Ladinico inferiore (Illirico superiore – Fassanico).

#### CALCARI DELLA VAL GOLA

Si tratta di una unità costituita da calcari nodulari per lo più grigi, a volte selciosi, suddivisi in strati centimetrico-decimetrici, con radiolari e bivalvi a guscio sottile. Talora sono presenti sottili intercalazioni di peliti grigie e di calcareniti ricche di bioclasti di dasycladali, brachiopodi, molluschi, ostracodi, crinoidi e briozoi. Il limite con le sottostanti marne della Val di Centa è graduale per progressiva rapida riduzione del contenuto terrigeno. In Valsugana i calcari della Val Gola sono direttamente sormontati dalla formazione dello Sciliar. A causa delle complicazioni tettoniche lo spessore dell’unità non è valutabile con certezza ma sembra inferiore ai 20 metri. In base alla presenza di ammonoidi, l’età comprende il Ladinico inferiore, anche se non si può escludere che la parte alta della formazione, mai bene esposta, sia ladinica superiore.

#### 4.2.8. - FORMAZIONE DELLO SCILIAR (SCI)

Nell’area della Val di Sella e della Val di Barco affiora una litozona prevalentemente dolomitica interposta tra il gruppo delle Zwischenbildungen e la Dolomia Principale. DE ZANCHE & MIETTO (1989) per questa unità hanno proposto la denominazione informale di dolomia del Sindech; in queste note però si è preferito l’utilizzo del più affermato nome formazione dello Sciliar che in tutto il Sudalpino, ad est della Linea delle Giudicarie, caratterizza le unità di piattaforma carbonatica di età ladinica. L’unità è costituita da prevalenti dolomie saccaroidi, bianche o grigio chiare, fortemente ricristallizzate, e da subordinati calcari dolomitici bianchi o grigio chiari. La stratificazione è grossolana, più evidente nella parte inferiore mentre tende a scomparire verso l’alto; il tetto dell’unità è caratterizzato dalla presenza di brecce e filoncelli di dolomie cristalline scure.

Il limite inferiore è transizionale ma rapido con i calcari della Val Gola mentre quello di tetto è netto ed erosivo con la sovrastante Dolomia Principale. La tettonizzazione pervasiva e la dolomitizzazione rendono talvolta difficile la distinzione di questa formazione dalla Dolomia Principale soprattutto quando la sovrastante unità è tettonizzata o quando mancano le brecce e le lenti conglomeratiche che ne caratterizzano la base.

Lo spessore preservato è mediamente attorno al centinaio di metri.

Il contenuto paleontologico è dato da abbondanti resti di dasycladali e ga-

steropodi. Sulla base di correlazioni con sezioni limitrofe e per la presenza di *Arpadites* sp., l'età della piattaforma è riferibile al Ladinico (DE ZANCHE & MIETTO, 1989; GIANOLLA *et al.*, 1998).

L'ambiente di sedimentazione può essere collegato ad una laguna carbonatica peritidale.

#### 4.2.9. - VULCANITI RIOLITICO-DACITICHE (VRD)

Nell'area della Val d'Astico, in alcuni lembi isolati affiorano le cosiddette "Vulcaniti ladiniche" o "Porfiriti" *Auctt.* Sono formate da riodaciti principalmente in colate sottomarine (cfr. DE VECCHI & SEDEA, 1983) e si presentano fortemente fratturate ed alterate con argillificazione diffusa, soprattutto se esposte agli agenti esogeni.

Le vulcaniti affiorano ad est della zona di frana del Brustolè, sul fondo del torrente Posina (q. 289 m) e in modo sporadico ma diffuso sul versante privato a nord dell'abitato di Seghe.

Nell'area rilevata non affiorano i limiti con le unità sotto e soprastanti ma, sulla base di quanto si può osservare in aree vicine, è verosimile che il limite superiore sia erosivo con le unità trasgressive carniche. Per correlazione con aree limitrofe, l'età è ascrivibile all'acme vulcanico del Ladinico superiore.

#### 4.2.10. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

La Dolomia Principale costituisce un potente complesso di dolomie stratificate esteso su gran parte del Sudalpino e caratterizzato da una grande omogeneità laterale di facies (prevalentemente peritidali), indipendentemente dalle variazioni di spessore.

Nell'ambito del Foglio Asiago la Dolomia Principale affiora estesamente ai margini dell'Altopiano di Asiago e lungo le incisioni della Val d'Astico e della Val d'Assa fino a Cima Larici.

La formazione è costituita prevalentemente da dolomie chiare, da grigie a biancastre, ben stratificate; si alternano ciclicamente livelli pluridecimetrici, bioturbati, talora fossiliferi, a bivalvi (*Neomegalodon* spp.), gasteropodi (*Worthenia* sp.) e livelli a stromatoliti, che possono presentare evidenze di esposizione subaerea più o meno prolungata sotto forma di *mud-crack* e piccoli *tepee*.

L'interpretazione classica di BOSELLINI (1967) 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. All'interno della Dolomia Principale HARDIE *et al.* (1986) e BOSELLINI & HARDIE (1988) riconoscono alcune unità sovrapposte delle quali quella inferiore, ben stratificata, rappresenta una classica successione peritidale, in cui sono riconoscibili cicli *shallowing-up* a scala metrica culminanti in orizzonti stromatolitici. Caratteristica peculiare dell'intervallo basale della Dolomia Principale, è la presenza di corpi discontinui di breccie e conglomerati. Nella zona a sud di Arsiero è stato riconosciuto un intervallo di alcuni metri dato da alternanze di breccie extraformazionali a clasti di dolomie e ciottoli di vulcaniti e doloareniti e/o peliti giallastre; sono presenti inoltre paraconglomerati polimitici in abbondante matrice pelitico-arenacea. I livelli carbonatici entro cui si trovano intercalati breccie e conglomerati sono dati da strati decimetrici di dolomie e/o calcari dolomitici grigio scuri. Ruditi ad elementi carbonatici scuri, organizzate in banchi metrici lenticolari, sono presenti anche in Valsugana dove poggiano in discordanza sul substrato medio-triassico.

Questo particolare intervallo basale della Dolomia Principale era già stato riconosciuto in alcune aree del Recoarese e del Pasubio e in Valsugana. Le facies riconosciute sembrano essere collegate a locali corpi clastici fluviali o marini marginali fortemente erosivi su un substrato irregolare e documentano la fase trasgressiva precedente all'instaurarsi della piana tidale della Dolomia Principale. Bisogna ricordare, infatti, la posizione paleogeografica ad affinità meridionale dell'area in esame prossima ad una terra emersa (DE ZANCHE & MIETTO, 1983) caratterizzata da un substrato particolarmente disomogeneo.

L'unità intermedia è costituita da sequenze cicliche di tipo subtidale di dolomie a stratificazione mal distinguibile, verosimilmente bioturbate, formanti bancate di 4-5 m di spessore; il tetto di queste bancate, è caratterizzato da livelli di breccie pisolitiche con associate strutture a *tepee*.

Al di sopra di queste due unità HARDIE *et al.* (1986) e BOSELLINI & HARDIE (1988) descrivono un'unità superiore (spessore 50-100 m) costituita da una successione ciclica di dolomie peritidali, del tutto simili a quelle che compongono l'unità inferiore. Quest'unità peritidale superiore, segnalata dagli Autori succitati solo nelle Dolomiti, è stata riconosciuta anche nell'area del Foglio.

Il limite inferiore della Dolomia Principale è netto ed erosivo con la sottostante Formazione dello Sciliar, ma nell'area meridionale del Foglio tale limite non è affiorante. Verosimilmente in questo settore la Dolomia Principale poggia sulla formazione di Travenanzes (Fm. di Raibl *Auctt.*). A conferma di questa affermazione si possono citare i brandelli di peliti, di marne varicolori, di dolomie afanitiche chiare e di gessi, tipicamente appartenenti a questa formazione, che si rinvencono alla base della frana del Brustolè e a nord dell'abitato di Seghe.

Nel settore occidentale del Foglio la parte sommitale della Dolomia Principale è caratterizzata da numerosi cicli peritidali a dolomie stromatolitiche, che terminano alla base della soprastante formazione di M. Zugna; la successione prosegue

con caratteristiche di tipo subtidale.

Nel settore orientale al di sopra della porzione peritidale, la successione si presenta intensamente dolomitizzata per cui la distinzione del limite con la sovrastante formazione di M. Zugna risulta largamente approssimativa ed è stata posta indicativamente al di sotto dei cicli subtidali caratteristici della base di quest'ultima unità.

Lo spessore totale della Dolomia Principale è variabile dai 500 ai 600 metri.

L'età della base della formazione, mediante osservazioni effettuate al di fuori dell'area del Foglio, sembra possa essere attribuita al Carnico superiore (DE ZANCHE *et al.*, 2000) mentre il tetto dovrebbe comprendere anche il Retico.

#### 4.2.11. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI

Questa unità carbonatica tipica della Piattaforma di Trento è compresa tra la Dolomia Principale e l'Oolite di S. Vigilio, nel settore NW del Foglio, e tra la Dolomia Principale e il Rosso Ammonitico Veronese nella rimanente area. Nei lavori di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971), MASETTI *et al.* (1996; 1998) e AVANZINI & TOMASONI (2002), che riguardano la successione affiorante nel Foglio, l'unità viene considerata come formazione ("Calcarei Grigi") costituita da più membri: il membro inferiore (Hettangiano-Sinemuriano *p.p.*), il membro medio (Sinemuriano *p.p.*) ed il membro di Rotzo o superiore (Sinemuriano *p.p.*-Pliensbachiano) a loro volta suddivisi in litofacies distinte. GEYER *et al.* (1993, v. fig. 3, colonne B e C) hanno proposto di elevare la formazione dei "Calcarei Grigi" al rango di gruppo e di conseguenza considerare i membri come vere e proprie formazioni. Ciò appare giustificato dalle attuali migliori conoscenze relative alle analisi di

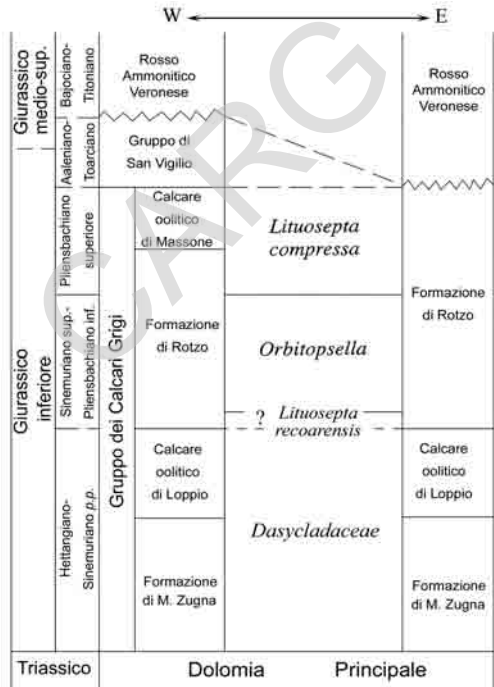


Fig. 7 - Schema bio-cronostratigrafico delle unità giurassiche ai margini occidentale (W) e orientale (E) della Piattaforma di Trento (da FUGAGNOLI, 2004, modificato).

facies, ai rapporti stratigrafici ed età dei corpi sedimentari che costituiscono i “Calcarei Grigi”. Esse consentiranno di giungere alla formalizzazione di queste unità, tuttora in revisione, con le nuove denominazioni proposte dalla Commissione Italiana di Stratigrafia e dal Comitato d’area delle Alpi. Pertanto nel Foglio Asiago il gruppo dei Calcarei Grigi viene distinto in formazione di M. Zugna, calcare oolitico di Loppio e formazione di Rotzo, corrispondenti rispettivamente al membro inferiore, al membro medio ed al membro di Rotzo di BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971). Il limite inferiore del gruppo corrisponde al contatto con la Dolomia Principale, mentre quello superiore è disconforme con la base del Rosso Ammonitico Veronese; solo nel settore nord-occidentale del Foglio tra le due unità si interpone l’Oolite di San Vigilio.

L’età del gruppo è compresa tra l’Hettangiano ed il Pliensbachiano superiore (FUGAGNOLI & LORIGA BROGLIO, 1998; FUGAGNOLI, 2004) (Fig. 7).

#### 4.2.11.1. - *Formazione di M. Zugna (FMZ)*

E’ l’unità inferiore del gruppo dei Calcarei Grigi ed è rappresentata con spessori pressoché costanti in tutto il Foglio. Costituisce la parte sommitale della scarpata che limita a nord l’Altopiano di Vezzena, tra la cima omonima e Cima Larici, ed il versante meridionale del crinale di Cima Portule-M. Ortigara fino al M. Meatta, all’alta Val Galmarara ed al M. Zebio. Affiora inoltre nella parte più alta dei versanti della Val d’Astico, della media Val d’Assa, di quelli che si affacciano sul F. Brenta nell’area di Valstagna e di Valsugana ed infine nel settore a sud di Cesuna, M. Caberlaba e Cima Echar, ricoperta solo localmente dal Rosso Ammonitico Veronese di Montagna Nuova, M. Bertiaga, M. Corno e Cima del Porco.

L’unità è stata esaminata in dettaglio da MASETTI *et al.* (1996; 1998) lungo una sezione circa est-ovest della Piattaforma di Trento, tra la Val d’Adige e l’Altopiano di Asiago, e da AVANZINI & TOMASONI (2002) nell’area di Cima di Vezzena. La formazione è costituita da sequenze cicliche di calcari micritici e oolitico-bioclastici biancastri o nocciola in strati medi o in banchi, molto bioturbati a tetto e permeati da peliti varicolori, in prevalenza verdastre, che li ricoprono per spessori centimetrici. Ad esse si sovrappone, solo nel settore occidentale del Foglio, una successione di banchi calcarei micritici e bioclastici e strati stromatolitici, associati a strutture da esposizione subaerea quali *mud-crack* e *fenestrae*. Nella formazione possono essere quindi distinte due litofacies: una inferiore interpretata come subtidale e una superiore come peritidale. Nel settore più orientale manca la litofacies peritidale e quella subtidale termina verso l’alto con calcari micritici pseudonodulari più o meno marnosi, alternati a sottili interstrati pelitici scuri.

Nel quadrante sud-orientale del Foglio il gruppo dei Calcarei Grigi è rappresentato unicamente dalla formazione di M. Zugna, alla quale si sovrappone in disconformità il Rosso Ammonitico Veronese.

Il limite inferiore della formazione con la Dolomia Principale è difficilmente identificabile poiché il passaggio tra le due unità è generalmente interessato da una dolomitizzazione tardiva, a volte intensa e molto irregolare, che ha coinvolto spessori variabili di roccia anche superiori ai 200 metri. MASETTI *et al.* (1996; 1998) hanno proposto di porre il limite tra la scomparsa dei livelli a *tepee*, di tetto ciclo tipici della parte sommitale della Dolomia Principale, e la comparsa di cicli subtidali con a tetto unicamente interstrati e permeazioni argillitiche verdastre, propri della formazione di M. Zugna. Tale criterio appare indipendente dalla composizione dolomitica o calcarea della successione. Livelli a *tepee* persistono però anche entro quest'ultima formazione (ad es. Cima di Vezzena, M. Chiesa, a sud-est di M. Keminch, M. Cengio, Cima del Gallo; Fig. 8), per cui si è preferito segnare sulla carta geologica, con un notevole grado di approssimazione, un limite tratteggiato tra il ciclo peritidale più alto della Dolomia Principale e quello più basso subtidale attribuito alla formazione di M. Zugna.

La potenza della formazione appare piuttosto costante in tutta l'area del Foglio ed è stata valutata essenzialmente attraverso profili geologici, che consentono di stimarla tra i 300-350 metri.

Il contenuto paleontologico, riconoscibile nella parte calcarea dell'unità, è dato da piccoli gasteropodi, coralli e da concentrazioni di bivalvi (*Gervillia buchi*) diffusi particolarmente nella litofacies peritidale sommitale. In questa litofacies affiorante a Bocca di Forno, AVANZINI & TOMASONI (2002) segnalano



Fig. 8 - Livello a *tepee* nella formazione di M. Zugna affiorante sul Monte Chiesa.



il ritrovamento di un'orma tridattila di un dinosauro teropode. Tra i microfossili sono presenti foraminiferi (Textularidi e Valvulinidi), ostracodi, alghe dasicladali (*Palaeodasycladus mediterraneus*) e solenoporacee, attribuibili alla Zona a *Dasycladaceae* riconosciuta anche nel sovrastante calcare oolitico di Loppio e correlabile all'Hettangiano-Sinemuriano *p.p.* (FUGAGNOLI, 2004).

Nelle litofacies della formazione di M. Zugna sono riconoscibili cicli elementari organizzati in sequenze ad evoluzione *shallowing upward* deposte in una piattaforma di mare sottile, caratterizzata da condizioni variabili da subtidali a supratidali.

#### 4.2.11.2. - *Calcare oolitico di Loppio (LOP)*

L'unità corrisponde all'ex membro medio dei "Calcarei Grigi" definito da BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1971). Essa è rappresentata solo nel settore occidentale del Foglio, circa ad ovest del meridiano della Val di Nos, con spessori che vanno progressivamente riducendo da ovest verso est: dai 25-30 m a Cima di Vezzena, ai 15 m dell'alta Val d'Assa, e Cima di Campolongo, ai 10 m circa di Castelletto di Rotzo e Cima Tre Pezzi fino ai 3-5 m di M. Belmonte, Cesuna, M. Tondo e del versante sud-occidentale di M. Caberlaba (Fig. 11). Nel settore occidentale del Foglio il calcare oolitico di Loppio forma sovente una cornice rocciosa, che risalta rispetto alla morfologia più dolce propria della sovrastante formazione di Rotzo, più erodibile. L'unità è costituita da una successione monotona di calcareniti oolitiche (in prevalenza *grainstone*) biancastre o grigio chiare, massive in banchi metrici-plurimetrici. I granuli sono rappresentati da ooidi a struttura microcristallina e subordinatamente da oncoliti e bioclasti.

Il limite inferiore è transizionale ma rapido, caratterizzato dall'aumento di frequenza e di spessore degli strati oolitici e dalla progressiva scomparsa dei livelli micritici, tipici della formazione sottostante. Il limite superiore con la formazione di Rotzo è posto alla comparsa di alternanze di calcari micritici, calcareniti oolitiche e di interstrati pelitici. A Bocca di Forno AVANZINI & TOMASONI (2002) segnalano un contatto in discordanza angolare (10°-15°) tra le due formazioni, evidenziato da una superficie erosiva e di alterazione subaerea.

Il contenuto paleontologico è molto scarso, dato da rari molluschi, echinoidi spesso frammentati e da poriferi. Tra i microfossili si riconoscono povere associazioni a foraminiferi (Textularidi, Nodosaridi, Miliolidi) e alghe dasicladali e solenoporacee (*Solenopora cf. liasica*), attribuibili alla Zona a *Dasycladaceae* dell'Hettangiano-Sinemuriano *p.p.* (FUGAGNOLI, 2004). Per inquadramento stratigrafico sembra ragionevole riferire il calcare oolitico di Loppio al Sinemuriano *p.p.*

Nella formazione sono state riconosciute litofacies rappresentative di un ambiente subtidale di elevata energia, con l'interfaccia deposizionale posta al di

sopra del livello di base delle onde, come testimonia la tessitura grano-sostenuta e la notevole selezione granulometrica delle calcareniti.

#### 4.2.11.3. - *Formazione di Rotzo (RTZ<sub>a-c</sub>)*

È l'unità più nota e studiata del gruppo dei Calcari Grigi e ne rappresenta la parte superiore, corrispondente all'ex "membro di Rotzo". La sua sezione tipo è ubicata tra il secondo e il terzo tornante della strada che scende da Castelletto verso Pedescala (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971; MASETTI *et al.*, 1996; FUGAGNOLI & LORIGA BROGLIO, 1998). I maggiori affioramenti si estendono lungo il versante meridionale del crinale di Cima di Vezzena-Cima Manderiolo-Bocchetta Larici, sulle pendici di Campo Luserna e più a sud sull'Altopiano di Tonezza, a nord di M. Cimone. Nel settore centro orientale costituisce i rilievi di Colle Lagonsin, M. Castellaro, Spitz Keserle, M. Fiara, mentre più ad est affiora sul versante meridionale di M. Brustolac-Cima Chempele e su quello orientale di M. Tonderecar. Non è presente invece in tutto il quadrante sud est del Foglio.

Nella formazione si distinguono tre litofacies: la litofacies calcareo-marnosa (RTZ<sub>a</sub>) prevalente nella parte inferiore, la litofacies a "*Lithiotis*" (RTZ<sub>b</sub>) soprastante alla precedente e la litofacies oolitica (RTZ<sub>c</sub>) eteropica con quest'ultima (Figg. 1 e 11).

La litofacies calcareo-marnosa (RTZ<sub>a</sub>) è data da alternanze di calcareniti bioclastiche, calcilituti più o meno marnose grigie e marne verdastre o nerastre in strati sottili e medi. Nella parte bassa dell'unità sono frequenti livelli calcareo-marnosi laminati, ricchi di sostanza organica con resti vegetali, ai quali si intercalano *black shales* con associazioni oligotipiche a piccoli bivalvi (*Eomiodon*) e ostracodi. In questo intervallo sono stati rinvenuti apparati radicali *in situ* in marne affioranti a Bocca di Forno, a sud di Malga Larici di Sotto, a Cima Cingella, a Mezzaselva e presso Malga Zebio (Figg. 9 e 10).

La litofacies calcareo-marnosa presenta i massimi spessori nell'area di Cima di Vezzena (circa 35 m), che vanno riducendosi gradualmente sia verso est che a sud (20-25 m a Malga Larici di Sotto, 15 m a Campo Luserna, Cima Cingella, Mezzaselva, circa 5 m sul M. Zebio) fino ad azzerarsi nel settore più meridionale ed in quello orientale.

La litofacies a "*Lithiotis*" (RTZ<sub>b</sub>) è caratterizzata dalla predominanza di banchi metrici-plurimetrici a grossi bivalvi sulle alternanze calcareo-marnose. Il termine di "*Lithiotis*" è comprensivo di diversi generi tra i quali, oltre a *Lithiotis*, piuttosto raro, prevalgono *Cochlearites*, *Lithioperna*, *Isognomon*, *Gervilleioperna* e altri. Questi bivalvi si presentano ammassati caoticamente o

isorientati parallelamente e anche trasversalmente alle superfici di strato. La geometria dei banchi a “*Lithiotis*” normalmente è tabulare, ma localmente anche lenticolare a base piatta con convessità verso l’alto (*mound*), come si può osservare in Val di Barco ad ovest di Casa Bellis e presso Malga Brusolada in alta Val d’Assa. Oltre ai suddetti banchi sono presenti in subordine *packstone-grainstone* oolitico-bioclastici in strati medi e spessi, con laminazioni incrociate. Dalla parte alta della litofacies provengono le famose flore fossili continentali di Rotzo studiate da DE ZIGNO (1856; 1885) e WESLEY (1956; 1958). Anche presso Casera Campomulo sono presenti resti vegetali, dati da apparati radicali *in situ*, in calcari marnosi affioranti circa 25 m al di sotto del Rosso Ammonitico Veronese.

Nella carta geologica le litofacies calcareo-marnosa ed a “*Lithiotis*” sono state accorpate, mentre quella oolitica è stata distinta. Le prime due litofacies raggiungono complessivamente spessori di circa 175 m nell’alta Val d’Assa e 85 m a Castelletto di Rotzo, che diminuiscono verso est fino a 30 m nel versante meridionale di M. Zebio; più a sud sono ridotti a 10-15 m a Treschè e 5-10 m a Cesuna. Nel quadrante SE esse non sono presenti. In quello NE manca la litofacies calcareo-marnosa basale e quella a “*Lithiotis*” è sostituita dalla litofacies oolitica, attraverso una fascia di addentellato compresa tra la Val di Nos e il meridiano Cima Chempele-M. Badenecche. In quest’area l’insieme delle litofacies a “*Lithiotis*” ed oolitica aumenta di potenza da SW verso NE, passando da 30 a 130-150 m, mentre si azzerava bruscamente verso sud nei pressi di Foza (Figg. 1 e 11).

La litofacies oolitica (RTZ<sub>c</sub>) è data da una successione monotona di *packstone-grainstone* oolitico-oncolitici e subordinatamente bioclastici grigi e biancastri in banchi metrici o plurimetrici, a rare laminazioni incrociate, con saltuari livelli a frammenti di grossi bivalvi, cespi di coralli, chetetidi e *Orbitopsella* spp.. Le ooliti presentano struttura microcristallina e involucri corticali mal distinti. Questa litofacies è eteropica con la litofacies a “*Lithiotis*” (RTZ<sub>b</sub>); essa è correlabile al “Membro di Grigno” di TREVISANI (1991), definito dalla successione calcarenitica compresa tra l’ultimo banco a “*Lithiotis*” e l’Oolite di San Vigilio o il Rosso Ammonitico Veronese, ma da esso viene distinta per il persistere all’interno della litofacies oolitica di saltuarie intercalazioni a “*Lithiotis*”.

La formazione di Rotzo, secondo MASETTI *et al.* (1996; 1998), è organizzata in sequenze subtidali *thickening-* e *shallowing-upward* di scala metrica-plurimetrica dal profilo asimmetrico, dato dalla sovrapposizione di strati calcarenitici o di banchi a “*Lithiotis*” sulle più erodibili alternanze calcareo marnose di base ciclo, indicative di condizioni relativamente più profonde e di bassa energia. Un’interpretazione alternativa è proposta da AVANZINI & TOMASONI (2002), almeno per la parte bassa della successione affiorante a Cima di Vezzena. Qui gli Autori individuano cicli *thinning-upward*, ponendo alla base gli strati calcarenitici subtidali e a tetto le alternanze calcareo marnose, caratterizzate dalla presenza



Fig. 9 - Apparati radicali nella litofacies calcareo-marnosa della formazione di Rotzo affiorante a Cima Cingella.



Fig. 10 - Associazioni a Eomiodon nella litofacies calcareo-marnosa della formazione di Rotzo affiorante a sud di Malga Larici di sotto (q. 1550 m circa).

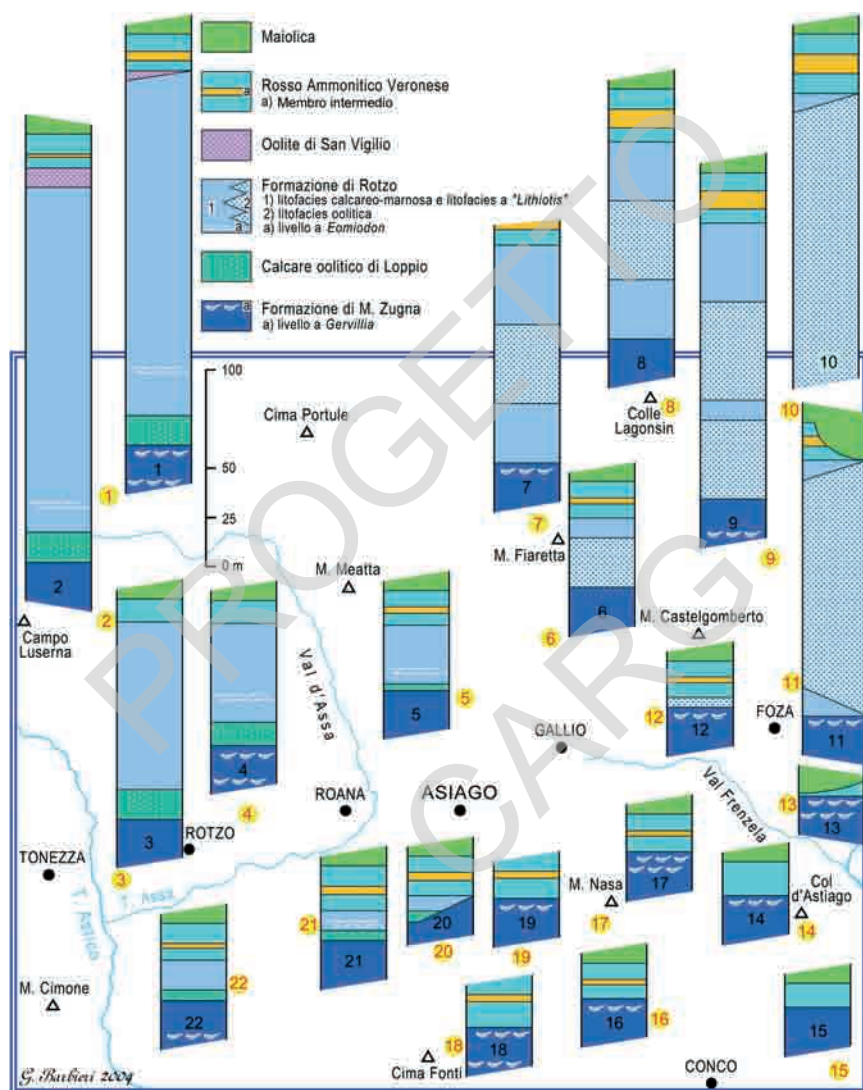


Fig. 11 - Unità giurassiche: schema delle variazioni di spessore nell'area del Foglio ASIAGO.

Gli spot gialli indicano l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche. 1: Alta Val d'Assa; 2: Val Trugole; 3: Castelletto di Rotzo; 4: Mezzaselva di Roana; 5: M. Tondo; 6: C.ra Longara davanti; 7: M. Fiaretta; 8: Bosco Lagonzin di sotto; 9: M. Brustolac; 10: Colle Val d'Antenne; 11: M. Badenechce - Lazzaretti; 12: Melette di Gallio; 13: S. Francesco di Foza; 14: Col d'Astiago; 15: Rubbio; 16: M. Bertia; 17: M. Nasa; 18: Cima del Porco; 19: Cima del Taglio; 20: M. Caberlaba; 21: Cesuna; 22: M. Belmonte.

di *black shales*. Tali livelli contengono associazioni oligoaline e/o dulcicole ad *Eomiodon* e ostracodi, significative di condizioni palustri asfittiche, e apparati radicali *in situ*, che denunciano una bassissima profondità dell'interfaccia deposizionale.

Il contenuto paleontologico della formazione di Rotzo è dato da ricche associazioni a bivalvi del gruppo "*Lithiotis*", già menzionati, oltre a neomiodontidi e megalodontacei (*Protodicerias*, *Pachimegalodon*). Frequenti a vari livelli sono anche gasteropodi nerineidi (*Aptixiella*, *Pseudonerinea*), brachiopodi (*Lychnothyris rotzoana*), chetetidi, echinodermi e coralli. Tra i microfossili significativa è la presenza di foraminiferi quali: *Orbitopsella* spp., *Lituosepta recoarensis*, *Amijiella amiji*, *Mayincina termieri* e di alghe dasicladali (*Palaeodasycladus* spp., *Sestrosphaera liasina*) e *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Inoltre sono stati segnalati resti di pesci marini tra i quali un esemplare completo di *Pholidophorus* sp. (DE ZIGNO, 1866). Le associazioni a foraminiferi bentonici indicano un'età compresa tra il Sinemuriano superiore ed il Pliensbachiano superiore (FUGAGNOLI & LORIGA BROGLIO, 1998; FUGAGNOLI, 2004) (Fig. 7).

Le litofacies della formazione di Rotzo sono caratteristiche di un ambiente deposizionale prevalentemente subtidale di laguna (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971) o di rampa-laguna (MASETTI *et al.*, 1996; 1998), che nell'area del Foglio manifesterebbe una debole pendenza dei fondali sia verso ovest che verso nord. La sedimentazione nella "laguna di Rotzo" avveniva infatti in un contesto tettonico distensivo, che controllava la distribuzione delle facies e degli spessori, secondo una geometria articolata in blocchi a diverso grado di subsidenza, quali l'alto strutturale di SE ed i blocchi ribassati a NW e NE del Foglio.

#### 4.2.12. - OOLITE DI SAN VIGILIO (OSV)

La formazione è presente solo nel settore nord-occidentale del Foglio Asiago, ove poggia direttamente sulla formazione di Rotzo. Nel settore occidentale della Piattaforma di Trento invece, l'Oolite di San Vigilio si sovrappone alla formazione di Tenno e assieme ai "calcarei gialli a poriferi" costituiscono il gruppo di San Vigilio (BARBUJANI *et al.*, 1986). L'Oolite di San Vigilio affiora, con spessori discontinui e variabili da qualche decimetro ad un massimo di una decina di metri, in Val di Barco, a Laste Manazzo-Dosso di Sotto, sull'Altopiano di Vezzena (ad est di Malga Fratte), a Malga Campo Posellaro e ad ovest dell'ex Forte di Campo Luserna.

La formazione è costituita da calcareniti oolitico-oncolitiche ed encriniti bianco-giallastre e rossastre, in strati medi e spessi con locali laminazioni incrociate. La tessitura è grano-sostenuta e gli ooidi presentano in prevalenza la tipica struttura radiata con involucri corticali distinti. Il limite inferiore è netto

sui banchi a “*Lithiotis*” mentre quello superiore è disconforme con il sovrastante Rosso Ammonitico Veronese.

Il contenuto paleontologico è dato da frammenti di echinodermi, talora abbondanti e piccoli gasteropodi; tra i microfossili sono presenti foraminiferi bentonici (*Lenticulina*, *Vidalina*) e briozoi. Nella sezione di Campo Luserna sono state riconosciute nannoflore di età toarciana superiore (CLARI & PAVIA, 2002).

Nel settore NW del Foglio le calcareniti dell’Oolite di San Vigilio costituiscono cordoni e banchi sabbiosi soggetti all’azione trattiva di correnti tidali sui bassi fondali della piattaforma, ai margini dell’alto strutturale di Asiago.

#### 4.2.13. - ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

Il Rosso Ammonitico Veronese, tipica formazione giurassica veneta, è famoso come pietra ornamentale apprezzata fin dall’epoca romana per il suo caratteristico aspetto mandorlato, le tonalità rossastre più o meno intense e l’abbondanza di ammoniti; anche nell’Altopiano dei Sette Comuni da lungo tempo è oggetto di estrazione in numerose cave, che rappresentano i migliori affioramenti della formazione.

Nel Foglio Asiago il Rosso Ammonitico Veronese (ARV) può essere facilmente distinto, in base ai caratteri litologici macroscopici, in tre membri anche se non tutti sempre presenti nell’intera area: membro inferiore, intermedio e superiore (MARTIRE, 1989; 1992; 1996; CLARI *et al.*, 1990; MARTIRE *et al.*, 1991; SARTI, 1993; ZEMPOLICH, 1993). Tuttavia per il loro ridotto spessore detti membri non sono stati cartografati distintamente nel Foglio.

In Altopiano il passaggio tra il gruppo dei Calcari Grigi e il Rosso Ammonitico Veronese è segnato da una superficie di disconformità ed è caratterizzato localmente dalla presenza di tasche metriche e fratture centimetrico-decimetriche all’interno della formazione sottostante. Esse sono riempite da *rudstone* bioclastici bianco rosati, talora a laminazione incrociata, e subordinate micriti rossastre, e costituiscono la “lumachella a *Posidonia alpina*”, la cui componente allochimica è data da prevalenti bivalvi pelagici (*Bositra buchi* = *Posidonia alpina* Auctt.), crinoidi, piccole ammoniti e brachiopodi.

La deposizione della lumachella sarebbe avvenuta, secondo STURANI (1971), in ambiente subaereo costiero: in occasione di ripetute mareggiate, grandi quantità di gusci sarebbero state accumulate entro cavità carsiche presenti nelle porzioni della piattaforma emerse già dal Lias superiore. Secondo WINTERER & BOSELLINI (1981) la deposizione avvenne invece in condizioni sottomarine, su di una piattaforma in fase di rapido annegamento e divenuta un *plateau* pelagico, spazzato da correnti oceaniche di fondo. Questa ipotesi comunque non esclude una precedente emersione di alcuni settori interni della piattaforma

(BARBUJANI *et al.*, 1986).

Gli affioramenti più significativi di “lumachella a *Posidonia alpina*” sono stati descritti dettagliatamente da STURANI (1964; 1971) e sono osservabili con spessori decimetrico-metrici, in alcune cave del versante SW del M. Longara, a Cima Tre Pezzi, a Voltascura e immediatamente a valle del ponte sul Ghelpach, a SW di Canove; altri affioramenti sono stati rilevati sul versante N di M. Lisser, ad W di M. Badenecche, a SW di Treschè e sul fianco SE di M. Mazze. In quest’ultima località la lumachella giace in disconformità sulla formazione di M. Zugna, mentre nelle altre sulla formazione di Rotzo.

La lumachella a *Posidonia alpina* è troncata a tetto da una piatta superficie erosiva, localmente incrostata da ossidi polimetallici; su di essa poggia il Rosso Ammonitico Veronese. La biostratigrafia di dettaglio effettuata da STURANI (1964; 1971), basata sulle associazioni ad ammoniti dei diversi depositi di lumachella affioranti in altopiano, ha permesso di riferire l’unità al Bajociano *p.p.* (dalla Zona a Sauzei alla Zona a Garantiana).

Per l’esiguità e la discontinuità dei suoi spessori l’unità non è stata cartografata distintamente, ma ove presente è stata accorpata al Rosso Ammonitico Veronese, anche se da esso è separata da una netta discontinuità stratigrafica. L’unità segna il rapido passaggio dalle condizioni di piattaforma a quelle di altofondo pelagico proprie del Rosso Ammonitico Veronese.

#### MEMBRO INFERIORE

Il Membro inferiore del Rosso Ammonitico Veronese è costituito da *wackestone-packstone* rossastri o localmente biancastri (Val Maron, Col d’Astiago, M. Frolla), in banchi metrici, di aspetto massiccio, a prevalente facies pseudonodulare. In affioramento non mostra un’evidente struttura nodulare, ben riconoscibile invece su superficie levigata, ove i noduli calcarei rosati sono chiaramente distinti dalla matrice più argillosa di color rosso mattone, che rappresenta il riempimento di gallerie di bioturbazione. I noduli, spesso evidenziati da superfici stilolitiche, sono in parte di origine diagenetica ed in parte sono rappresentati da strutture criptalgali, quali oncoliti e duomi stromatolitici, costituiti da lamine ondulate di origine organica accresciute attorno a bioclasti o intraclasti (facies oncolitico-stromatolitica di MASSARI, 1979); strutture stromatolitiche formano anche livelli continui di rivestimento sugli *hard-ground*, frequenti in questa unità.

La parte superiore del membro in alcuni affioramenti della dorsale M. Longara-M. Baldo, dell’area di Cesuna, del M. Corno e di Campo Luserna, presenta concentrazioni di bioclasti e intraclasti impregnati e incrostati da ossidi di Mn e Fe, su spessori da 0,5 a 2 m, che danno una colorazione brunastra alla roccia (litofacies mineralizzata). Il membro inferiore spesso termina a tetto con un banco metrico di *packstone-grainstone* a bivalvi, frammenti di echinodermi, ammoniti e foraminiferi attraversato da gallerie di bioturbazione, evidenziate da



colorazioni rosso-scure (litofacies bioclastica). Questa parte sommitale è di frequente attraversata anche da filoni sedimentari larghi fino a qualche decimetro, costituiti da *wackestone* e *packstone* a bivalvi e frammenti delle rocce incassanti, indicativi di un'attività tettonica distensiva sinsedimentaria.

Il passaggio all'unità soprastante (membro intermedio o superiore) è netto e localmente segnato da un *hard-ground*, come ad es. a Campo Luserna, Castelletto, Rabeschini, Voltascuro e M. Baldo.

Lo spessore del membro inferiore varia da 2-3 m a Campo Luserna e a Rubbio, 5 m in Val di Barco e sull'Altopiano di Vezzena e tra Tonezza del Cimone e Rotzo, a 8 m a Voltascuro, fino a 14 m a M. Mazze; è ridotto a pochi decimetri o assente ad E e SE di Foza (Lazzaretti, Ori Chiomenti, S. Francesco; BENIGNI *et al.*, 1982; MARTIRE 1996).

Il contenuto paleontologico del membro inferiore è dato da piccoli bivalvi pelagici, molto diffusi in tutta l'unità, ammoniti, più frequenti alla base e a tetto, belemniti, articoli di crinoidi, radiolari e foraminiferi (*Conoglobigerina*). Una mandibola di coccodrillo appartenente alla famiglia *Metriorhynchidae* è stata rinvenuta in una cava in località Sasso (BIZZARINI, 1996).

Le associazioni ad ammoniti indicano, secondo STURANI (1964) e MARTIRE (1992; 1996), un'età compresa tra il Bajociano sommitale (Zona a Parkinsoni) ed il Calloviano inferiore (Zona a Macrocephalus).

#### MEMBRO INTERMEDIO

L'unità intermedia del Rosso Ammonitico Veronese è caratterizzata dalla stratificazione regolare e sottile di calcari (da *mudstone* a *packstone*) rosati e rossi e dalla presenza di noduli e liste di selce rossa, più frequenti nella parte superiore. In quella inferiore si notano localmente (dintorni di Cesuna) pieghe da *slumping*, espressione di una tettonica sinsedimentaria, testimoniata anche dai filoni sedimentari a tetto del membro inferiore.

Verso la sommità sono stati individuati in diversi affioramenti alcuni livelli centimetrico-decimetrici di bentoniti rosse prodotte, secondo BERNOULLI & PETERS (1970; 1974), dall'alterazione di piroclastiti riolitico-trachitiche.

L'unità mostra spessori molto variabili da 0 a 10 m; è assente o ridotta ad alcuni decimetri di sottili strati calcarei non selciferi, lungo una fascia compresa tra Campo Luserna, Tonezza e Castelletto a W, e tra Cima Echar e Col d' Astiagio ad E, mentre è potente 5-6 m in Val di Barco, Cava Voltascuro, Caberlaba e raggiunge i 10 m circa nell'Altopiano di Vezzena, al M. della Forcellona e M. Mazze.

Il limite con il sovrastante membro superiore è in genere netto e segnato dalla comparsa di calcari spiccatamente nodulari o localmente di strati massicci stromatolitici.

Il contenuto paleontologico è dato da rostri di belemniti, aptici, rincoliti, echinodermi e *Globuligerina* cf. *oxfordiana* nei livelli calcarei e pelitici (DE

VECCHI & DIENI, 1974), mentre in quelli selciferi sono dominanti le associazioni a radiolari e spicole di spugne. Solo a tetto dell'unità si rinvergono rari modelli di ammoniti. Le analisi del nannoplankton calcareo, presente negli strati basali, e delle associazioni ad ammoniti, a tetto, hanno permesso di attribuire all'unità un'età compresa tra il Calloviano superiore e l'Oxfordiano medio (Zona a Transversarium; MARTIRE, 1989; 1996; CLARI *et al.*, 1990). Il limite membro inferiore/intermedio risulta essere paraconforme, mancando per lacuna i termini del Calloviano medio (MARTIRE, 1996).

#### MEMBRO SUPERIORE

Il membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese è costituito da calcari (*wackestone* e *packstone*) spiccatamente nodulari, rosati e rossastri, in strati decimetrici separati da superfici ondulate (litofacies nodulare). Il caratteristico aspetto mandorlato è evidenziato in affioramento dall'erosione differenziale dei noduli calcarei rosati, più resistenti rispetto alla frazione argillosa rosso mattone più abbondante che nel membro inferiore. Ove l'unità intermedia è assente o molto ridotta (Campo Luserna, Castelletto, Rabeschini, S. Sisto, Cima Echar), il membro superiore presenta alla base strati spessi, massicci con laminazioni stromatolitiche, sovente evidenziate da patine di ossidi di Fe. Verso il tetto dell'unità, nel settore NE del Foglio (M. Meletta, Frisoni, M. della Forcellona), compaiono noduli e lenti di selce rossa.

L'unità superiore ha una potenza compresa tra 8 e 13 m; solo nei dintorni di Lazzaretti di Foza è assente: qui il Rosso Ammonitico Veronese è rappresentato da una sottile e discontinua intercalazione del membro inferiore tra la litofacies oolitica della formazione di Rotzo e la Maiolica.

Il passaggio alla sovrastante Maiolica è graduale, con progressiva diminuzione della nodularità e della colorazione rossastra, che tende verso toni biancorosati. Il limite superiore del Rosso Ammonitico Veronese è posto alla comparsa di nette superfici di stratificazione piano-parallele ed al prevalere delle tonalità biancastre.

Il contenuto paleontologico è dato da ammoniti, belemniti, aptici, brachiopodi, crinoidi pelagici (*Saccocoma*) e, a tetto, dai primi calpionellidi (*Chitinoidea*). Sono stati segnalati anche resti di coccodrillo rappresentati da un cranio di *Stenosaurus barettoni*, rinvenuto al Monte Zovetto (OMBONI, 1890).

Studi biostratigrafici effettuati da CLARI *et al.* (1990), MARTIRE (1989; 1992; 1996), MARTIRE *et al.* (1991) e SARTI (1993) su diverse sezioni dell'Altopiano, permettono di riferire i livelli stromatolitici basali alla Zona a Transversarium (Oxfordiano medio) e quelli nodulari, sovrapposti alla facies selcifera del membro intermedio, alle zone a Strombecki e a Herbichi (Kimmeridgiano inferiore).

Questi dati indicano che la base del membro superiore è diacrona e disconforme poichè mancano, a contatto con il membro inferiore, i termini calloviano

*p.p.*-oxfordiano inferiori e, al limite membro intermedio/superiore, sono assenti i termini oxfordiano superiori-kimmeridgiano basali. Risulta inoltre che gli strati basali del membro superiore in facies stromatolitica siano in parte eteropici con la porzione sommitale selcifer del membro intermedio, come appare anche dalla correlazione con il livello bentonitico appartenente alla Zona a *Transversarium* (CLARI *et al.*, 1990) (Fig. 12).

Le associazioni ad ammoniti a tetto dell'unità sono attribuite da SARTI (1995) alla Zona a *Microcanthum* del Titoniano superiore *p.p.*.

Il Rosso Ammonitico Veronese del Foglio Asiago documenta in meno di 30 metri una storia geologica di più di 30 Ma, dal Bajociano superiore al Titoniano superiore e rappresenta una successione condensata e lacunosa, per la quale è stato calcolato un tasso di sedimentazione di pochi mm/ka (MARTIRE & CLARI, 1994). La deposizione di questa formazione ebbe luogo su un *plateau* pelagico

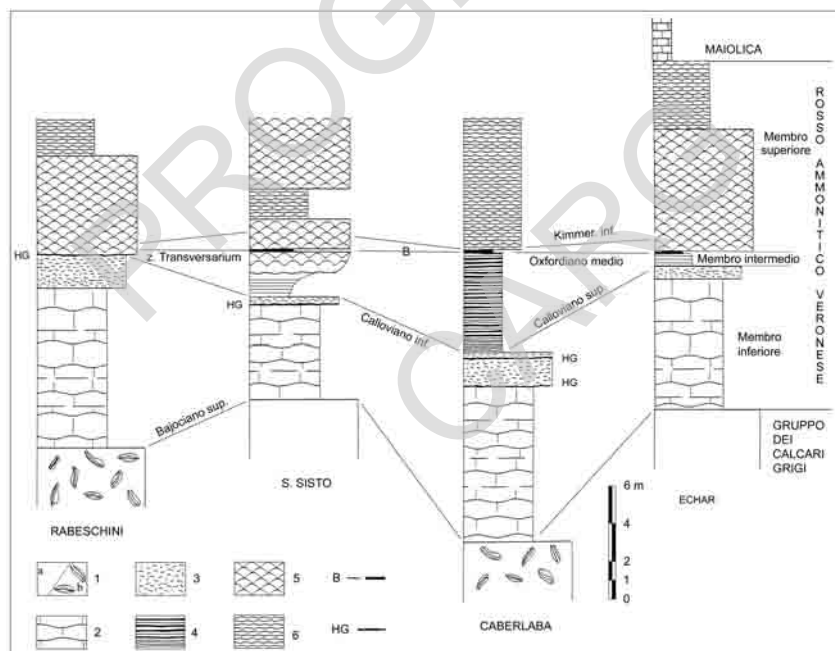


Fig. 12 - Successioni litostratigrafiche e correlazioni bio-cronostratigrafiche di quattro sezioni del Rosso Ammonitico Veronese sull'Altopiano di Asiago. 1a: formazione di *M. Zugna*; 1b: formazione di *Rotzo*; 2: Rosso Ammonitico Veronese, membro inferiore, facies oncolitico-stromatolitica; 3: membro inferiore, facies bioclastica; 4: membro intermedio, facies calcareo-laminata con e senza selci; 5: membro superiore, facies stromatolitica; 6: membro superiore, facies nodulare; B: bentonite; HG: superfici mineralizzate di hard-ground (da CLARI *et al.*, 1990 e MARTIRE, 1996, modificato).

in progressivo approfondimento, dopo l'annegamento della piattaforma carbonatica liassica iniziato nel Bajociano. Si ritiene che il fondo sottomarino dovesse avere una batimetria variabile da un centinaio ad alcune centinaia di metri, passando dal membro inferiore al superiore, come indicherebbe la presenza di strutture generate da tempeste nell'unità inferiore (MASSARI, 1981; ZEMPOLICH, 1993). Il fondo inoltre doveva presentare una topografia articolata in rilievi e depressioni, in parte ereditata dalla situazione strutturale liassica, ma determinata soprattutto dalla tettonica distensiva calloviano-oxfordiana. L'azione trattiva di correnti sul fondo poteva periodicamente rimuovere i sedimenti dalle zone rilevate e accumularli in quelle depresse, più protette. Ciò può spiegare le sensibili variazioni di spessore (da alcuni dm a quasi 30 m) ed in particolare le sue notevoli riduzioni lungo una fascia orientata circa W-E tra Tonezza e S. Francesco di Foza. Nel settore ad E e SE di Foza gran parte del Rosso Ammonitico Veronese non è rappresentato, presumibilmente perché quest'area apparteneva ad un piccolo *horst* sottomarino, delimitato da scarpate di faglia soggette a distacchi di frane (MARTIRE, 1996).

#### 4.2.14. - MAIOLICA (MAI)

La formazione corrisponde per litologia ed età alla parte medio-inferiore del Biancone dei fogli 36 "Schio" e 37 "Bassano". Gli affioramenti sono diffusi lungo la fascia mediana che attraversa la conca di Asiago-Gallio, compresa tra Rotzo e Treschè, a Ovest e Foza-Sasso Rosso, a Est. E' presente a nord-est lungo le dorsali M. Lisser-Colle Val d'Antenne e M. della Forcellona-Cost'Alta, mentre nel settore nord-ovest affiora nel tratto settentrionale della Val di Barco, nei dintorni delle malghe Marcai, Costa e del Dosso di Sotto. La formazione è inoltre ben rappresentata nell'angolo sud-est del foglio tra Col d'Astiago, Conco e Rubbio.

Nei 15-20 m basali la Maiolica è costituita da calcari micritici (*mudstone*, *wackestone*) a frattura concoide, leggermente nodulari, biancastri con tonalità variabili dal rosa pallido al verdino, suddivisi in strati spessi da 20 cm al metro, attraversati da marcate superfici stilolitiche. La selce è presente in noduli e liste di colore rosso o bruno giallastro. Questa porzione corrisponde in parte agli "Strati a *diphya*" *Auctt.*, al "Titoniano bianco" del F.º 37 Bassano e ai "Calcari nodulari bianchi" di SFONDRINI & MAZZOLENI (1998). La litofacies basale più massiccia è oggetto di estrazione nelle cave di M. Bertiaga, Cima Echar e Col d'Astiago; un tempo veniva sfruttata, presso Rubbio, la varietà bianco verdastra (Verdello). Superiormente i calcari assumono una colorazione decisamente bianca, la stratificazione diventa più sottile (5-10 cm) e localmente contorta per frana sottomarina (Fig. 13); la selce aumenta di frequenza con tonalità grigio scure. Nell'intervallo medio-alto compaiono interstrati marnosi grigi, più frequenti



Fig. 13 - Orizzonte di Maiolica interessato da fenomeni di slumping per uno spessore di 4-5 m, 30 m sopra il Rosso Ammonitico Veronese; fronte cava a SW di Col d'Asiago.

nella parte alta.

In Val di Barco, ove la successione è ben esposta, nella parte alta della Maiolica è presente un'intercalazione, spesso una decina di metri, di calcari rosso rosati pseudonodulari con liste e noduli di selce rossa; seguono verso l'alto calcari lastriformi grigio chiari e violacei con interstrati pelitici e selce bruna, che fanno passaggio alla sovrastante "scaglia variegata alpina" (Fig. 14). Il limite con questa unità è transizionale ed è posto convenzionalmente in corrispondenza dello strato selcifero più giovane, sottostante alle marne grigio scure del Livello Selli (COCCIONI *et al.*, 1987; ERBA & LARSON, 1998). Nella carta geologica tale limite è tratteggiato, perché di incerta ubicazione: è stato individuato solo in due affioramenti, ai trampolini di Gallio e ad Ovest di Valle dei Ronchi, mentre in Val di Barco il Livello Selli non è chiaramente distinguibile.

La potenza della Maiolica in Altopiano di Asiago viene stimata di circa 250 m, mentre in Val di Barco è di un centinaio di metri; questa notevole riduzione di spessore può essere dovuta anche a cause tettoniche.

Il contenuto paleontologico è dato da ricche associazioni a nannoplancton calcareo, radiolari e calpionellidi, questi ultimi esclusivi della parte inferiore, a cui si aggiungono foraminiferi planctonici nella porzione superiore (*Hedbergella*,



Fig. 14. Passaggio tra la Maiolica (a sinistra) e la scaglia variegata alpina in Val di Barco circa a q. 630 m.

*Globigerinelloides*, *Leupoldina*). Molto meno diffusi che nell'unità precedente (Rosso Ammonitico Veronese) sono i macrofossili rappresentati da brachiopodi (pigopidi), aptici, belemniti e soprattutto da ammoniti; RODIGHIERO (1915, 1919) ne esaminò numerosi esemplari raccolti nelle località fossilifere di M. Sisemol, Bertigo e Cima Echar. SARTI (1995) definisce la biozonazione ad ammoniti dell'intervallo Titoniano-Berriasiano nelle sezioni di Cava Voltascura e di Cava Cortese (M. Caberlaba).

Alla base della Maiolica le associazioni a calpionellidi appartengono alla Zona a *Crassicollaria* (CHANNELL & GRANDESSO, 1987), correlabili con quelle ad ammoniti della Zona a *Microcanthum* del Titoniano superiore (SARTI, 1995). Alla sommità le intercalazioni marnose contengono nannoflore della Zona a *Chiastozigus litterarius* e foraminiferi planctonici della Zona a *Globigerinelloides blowi*, l'estensione stratigrafica delle quali va dal Barremiano superiore all'Ap-tiano inferiore (ERBA *et al.*, 1999; HOCHULI *et al.*, 1999). Queste due biozone caratterizzano anche la parte più bassa della scaglia variegata alpina, per cui il tetto della Maiolica può essere riferito al Barremiano superiore.

I caratteri litologici e paleontologici della Maiolica sono indicativi di un

deposito pelagico su di un *plateau* profondo, alimentato da abbondante pioggia planctonica, con episodi di sedimentazione condensata (facies pseudonodulari verdine e rossastre).

#### 4.2.15. - SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (VAA)

L'unità corrisponde alla parte superiore del Biancone dei fogli 36 "Schio" e 37 "Bassano" ed alla "scaglia variegata" distinta nel Sudalpino veneto da CLAPS & MASETTI (1994) e da ERBA & LARSON (1998). Viene qui adottata la denominazione informale usata nella Tavola 80 IV "Roncone" da PICOTTI (2003), al fine di non confonderla con l'omonima unità di età eocenica della successione di Possagno (CITA, 1975) e dell'Appennino centro-settentrionale. E' inoltre correlabile con le Marne a Fucoidi e parte della Scaglia Bianca del bacino umbro-marchigiano.

Affiora con buona continuità lungo il tratto settentrionale della Val di Barco, lungo il T. Ghelpac, tra la periferia E di Asiago (Casa Ferro) e Gallio, e alla testata della Val Frenzela.

La formazione è costituita da calcari micritici e marnosi biancastri, grigi più o meno scuri con chiazze nerastre e localmente rossastri in strati sottili, con frequenti intercalazioni centimetriche-decimetriche di marne e argilliti grigie e nere. La selce, perlopiù in noduli, è in genere nera. Diffusa è la bioturbazione (*Chondrites*, *Planolites*). Nei dintorni di Gallio, poco sopra la base e a tetto dell'unità, sono presenti due orizzonti di marne grigio scure con "*black shales*", ricche di materia organica, spessi rispettivamente 4-5 m e 60 cm circa, correlabili con il Livello Selli ed il Livello Bonarelli. In Val di Barco i due livelli non hanno una chiara evidenza; qui POLETTI *et al.* (2000) correlano un intervallo della parte mediana della formazione, costituito da un'alternanza di spessore metrico di marne nerastre e micriti grigie, al "Segmento Mozart" di età albiana superiore, affiorante nell'Appennino umbro-marchigiano (COCCIONI & GALEOTTI, 1993).

Mentre il limite inferiore sulla Maiolica è transizionale e tracciato nella carta geologica con una certa approssimazione (vedi sopra), quello superiore con la Scaglia Rossa è ben distinto e posto a tetto del Livello Bonarelli, ove presente, e comunque in corrispondenza della comparsa di calcilutiti e marne calcaree dapprima bianco rosate e poi decisamente rossastre.

La potenza della formazione è variabile dai 70 m circa stimati in Val di Barco al centinaio di metri nei dintorni di Gallio.

Il contenuto paleontologico è caratterizzato dall'abbondanza di microplankton calcareo (nannoflore e foraminiferi) diffuso in tutta la successione, tranne che nei livelli Selli e Bonarelli, dove sono conservate ricche associazioni a radiolari. La base della formazione appartiene alla parte superiore della Zona a *Globigerinelloides blowi*, mentre verso la sommità si succedono la Zona a

*Rotalipora cushmani* e la Zona a *Whiteinella archeocretacea*; entro quest'ultima cade il limite con la Scaglia Rossa. L'età della formazione secondo gli schemi biocronostratigrafici di PREMOLI SILVA & SLITER (1995) e ERBA *et al.* (1999) è compresa tra l'Aptiano inferiore ed il passaggio Cenomaniano/Turoniano.

Le condizioni pelagiche di sedimentazione della scaglia variegata alpina sono caratterizzate da due importanti episodi anossici registrati nei livelli Selli, di età aptiana inferiore, e Bonarelli, di età cenomaniana sommitale, correlabili con gli eventi anossici oceanici OAE1 e OAE2 rispettivamente. Tali eventi secondo HOCHULI *et al.* (1999) e PREMOLI SILVA *et al.* (1999) sono causati da un forte aumento di produttività biologica delle acque superficiali, per arricchimento di nutrienti trasportati da correnti di *upwelling*, e conseguente ingente accumulo di spoglie organiche sul fondo, più che da condizioni di stagnazione delle acque del fondo oceanico.

#### 4.2.16. - SCAGLIA ROSSA (SAA)

La formazione è rappresentata in settori molto limitati del Foglio; affiora solamente in Val di Barco e, con maggiore discontinuità, nel centro di Gallio e nei dintorni, sulle rive del T. Ghelpach e alla testata della Val Frenzela.

E' costituita da calcilutiti e calcari marnosi bianco rosati e rossastri ben stratificati, con sottili intercalazioni pelitiche e, nei termini inferiori, selce rossa e rosso bruna in noduli e liste. Nella parte superiore, come si può osservare nella sezione ben esposta della Val di Barco, in destra del T. Sella, è presente un *hard-ground* dato da uno strato spesso 15 cm di calcilutite bianco rosata, attraversato da numerose perforazioni riempite da micrite grigio verdastra, nel quale non si notano incrostazioni di ossidi polimetallici. L'*hard-ground* segna un'evidente discontinuità litologica, accompagnata da lacuna stratigrafica, tra l'unità inferiore calcareo-micritica a stratificazione decimetrica piano-parallela e quella superiore calcisiltitica-marnosa rosso mattone, a strati più sottili, scagliosi e ondulati tipo *flaser*, spesso una decina di metri fino al contatto con le vulcaniti eoceniche.

Nei dintorni di Gallio (ed in particolare lungo il T. Ghelpach) non affiora l'*hard-ground* e la Scaglia Rossa passa superiormente, dopo alcuni metri di copertura alle calcareniti eoceniche della formazione di Pradelgiglio.

La potenza della formazione è variabile da circa 50 m, in Val di Barco, a 65 m circa nei dintorni di Gallio. In tutti i livelli, ma in particolare a tetto dell'*hard-ground*, sono abbondanti i microfossili; rari sono i macrofossili rappresentati da echinidi (*Stenonaster tuberculatus*), da frammenti di *Inoceramus* e da piastre dentarie di selaci batoidei (*Ptycodus*), nella scaglia affiorante a Gallio (CANAVARI, 1916). L'analisi biostratigrafica della Scaglia Rossa della sezione di Val di Barco è stata effettuata adottando lo schema zonale di PREMOLI SILVA & SLITER (1995). Alla base



le associazioni a foraminiferi planctonici appartengono alla Zona a *Whiteinella archaeocretacea* al passaggio Cenomaniano-Turoniano. Gli strati a letto dell'*hard-ground* contengono microfaune a *Dicarinella concavata*, *D. asymerica* e *Globotruncanita elevata* della parte alta della Zona a *Dicarinella asymerica* del Santoniano superiore, mentre a tetto compaiono *Contusotruncana patelliformis*, *Globotruncanella havanensis* e *Globotruncanita stuarti* indicative dell'intervallo zonale a *Globotruncana aegyptiaca*-*Globotruncanella havanensis* del Campaniano superiore. Mancano quindi per lacuna i termini campaniano inferiori. Gli ultimi metri di scaglia, sempre della sezione di Barco, presentano associazioni riferibili al Maastrichtiano (zone a *Gansserina gansseri*-*Abathomphalus mayaroensis*).

Nei dintorni di Gallio gli strati più giovani della Scaglia Rossa, affioranti lungo il T. Ghelpach, contengono microfaune della stessa biozona riconosciuta al di sotto dell'*hard-ground* e quindi di età santoniana.

HEBERT & MUNIER-CHALMAS (1878) e MUNIER-CHALMAS (1891) esaminarono nella stessa zona i termini di passaggio tra la scaglia e le calcareniti sovrastanti, sottolineando la presenza al contatto tra le due unità, riferite rispettivamente al Daniano ed alla parte alta dell'Eocene medio, di uno strato con numerose perforazioni. Queste sarebbero state prodotte, secondo gli Autori, dall'attività di litofagi durante una temporanea emersione avvenuta tra il Paleocene superiore e l'Eocene medio. PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966) riprendono in esame la successione lungo il T. Ghelpach, non più affiorante al limite tra le due formazioni, come già aveva notato FABIANI (1915), e datano gli strati più alti della Scaglia Rossa al Senoniano medio. Nell'intervallo non affiorante, spesso circa 6-7 m, dovrebbero essere compresi sia l'*hard-ground* al limite Santoniano-Campaniano, sia quello al limite Cretacico-Terziario. I due *hard-ground* sono diffusi a scala regionale ed evidenziano lacune stratigrafiche, più ampie in zone di altofondo, la cui distribuzione ed età appaiono strettamente legate con l'evoluzione della tettonogenesi austroalpina (MASSARI & MEDIZZA, 1973).

La presenza di strutture tipo *flaser* e *hard-ground*, il forte addensamento dei microfossili al di sopra di esso e l'intensa pigmentazione ematitica, diffusa a più livelli nella formazione, sono elementi indicativi di una sedimentazione condensata e lacunosa su di un altofondo pelagico (*Plateau* di Trento) ben ossigenato ed al riparo da apporti terrigeni.

#### 4.2.17. - VULCANITI BASALTICHE DELL'ALPONE (VPN)

Le testimonianze di attività vulcaniche presenti nel Foglio sono strettamente collegate alla tettonica distensiva manifestatasi durante il Paleogene nel Veneto occidentale e nel Trentino meridionale.

Vulcaniti extradiatremiche si rinvencono solo nell'estremo settore nord-occi-

dentale del Foglio, a nord della linea di Val di Sella. Nel resto dell'area si possono incontrare solo prove indirette dell'attività vulcanica che durante il Paleogene ha interessato quasi tutto il territorio. Queste sono date da filoni e rari *neck* basaltici d'esplosione che tagliano la successione sedimentaria pre-paleogenica (BRAGA & DE VECCHI, 1963).

Ialoclastiti basaltiche affiorano, come detto sopra, solo in Val di Barco su un'area non superiore ai 5.000 m<sup>2</sup> diffusamente coperta da detriti di versante, e per uno spessore di qualche decina di metri.

Sono costituite da arenarie e brecciole brune, rosse o violacee a clasti di basalto vetroso alterato e argillificato, talora cementate da calcite spatica. Si presentano generalmente caotiche e si intuisce una suddivisione in banchi metrici. Includono talora frammenti basaltici di dimensioni decimetriche e frequenti olistoliti plurimetrici di Scaglia Rossa con strutture convolute da *slump*. Le ialoclastiti derivano dalla frammentazione esplosiva di lave basaltiche dovuta a manifestazioni freato-magmatiche in ambiente sottomarino. Esse poggiano direttamente sulla Scaglia Rossa maastrichtiana che qui non presenta il caratteristico *hard-ground* sommitale. A tetto sono in contatto per faglia con formazioni più antiche.

Le ialoclastiti basaltiche sono da attribuire presumibilmente alla principale fase eruttiva paleogenica, che durante l'Eocene medio interessò estesamente i Monti Lessini ed il Trentino meridionale con un acme di attività testimoniato dai massimi spessori in Valle dell'Alpone (BARBIERI *et al.*, 1982; 1991).

#### 4.2.17.1. - Neck *basaltici di esplosione*

Sull'Altopiano di Asiago sono stati individuati alcuni camini d'esplosione del diametro di poche decine di metri, in prevalenza di prima segnalazione. Essi sono riempiti da tufi cristallini e piroclasti molto alterati, associati a proietti calcarei strappati dalle pareti del condotto.

Nel *neck* affiorante presso Castelletto di Rotzo si notano grossi cristalli di anortoclasio (OGNIBEN, 1962), mentre in quello di Val di Chiama sono stati riconosciuti anche clasti di quarziti strappati dal basamento cristallino pre-permiano.

I rapporti stratigrafici di tali corpi di breccia con le unità incassanti non consentono di precisare l'età oltre ad un generico riferimento al Paleogene.

#### 4.2.17.2. - Filoni *basaltici (fb)*

Ad esclusione del quadrante nord-orientale del Foglio, filoni basici e ultrabasici tagliano un po' ovunque la successione sedimentaria pre-paleogenica. Sono

più frequenti nel settore occidentale con un addensamento massimo tra Arsiero e Tonezza del Cimone dove sono stati studiati da DE VECCHI (1966).

Si presentano normalmente come corpi verticali di diametro spesso inferiore al metro o come filoni strato. Nella Dolomia Principale mostrano spesso andamenti più irregolari, ramificati. Quest'ultimo aspetto risulta particolarmente visibile nel fronte delle cave di "marmo grigio perla" o "marmo a brucite" presenti in Val d'Astico e sopra Valstagna (DE VECCHI, 1966; MORANDI & PERNA, 1969). Si tratta per lo più di basaniti, basalti alcalini e più rare tefriti e trachibasalti in cui sono spesso presenti inclusi peridotitici.

L'età dei filoni basaltici, come per le breccie di esplosione, non può essere precisata oltre ad un generico Paleogene.

#### 4.2.18. - FORMAZIONE DI PRADELGIGLIO (PRA)

E' l'unità più recente della sinclinale di Gallio, ove è presente in piccoli e isolati affioramenti lungo il T. Ghelpach a E-SE e a N del cimitero di Gallio; è stata esaminata pure in occasionali sbancamenti a SW della chiesa (Fig. 15), ma mai è esposto il passaggio alla sottostante Scaglia Rossa. Per breve tratto affiora anche in Val di Barco ad E di Casa Bellis, ove appare molto fratturata a contatto per faglia con un piccolo lembo di Scaglia Rossa.



Fig. 15 - Affioramento della formazione di Pradelgiglio a SW della chiesa di Gallio.

La formazione è costituita da biocalcareni (prevalenti *packstone-grainstone*) grigie e nocciola, in strati spessi qualche decimetro, con saltuarie intercalazioni marnose. La sua potenza complessiva è stata valutata a Gallio una dozzina di metri circa.

Nei livelli calcarenitici le microfacies sono caratterizzate da milioliti, particolarmente frequenti negli strati più bassi in associazione con soritidi (*Orbitolites complanatus*), acervulinidi, rotalidi (*Chapmanina*), briozoi, alghe coralline e melobesie, frammenti di bivalvi e di echinidi e nummuliti, più diffusi quest'ultimi in Val di Barco. Significativa è inoltre la presenza di una dispersa ma non trascurabile frazione silicoclastica fine, data da grani di quarzo e selce.

Nelle intercalazioni marnose PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966) segnalano microfaune mal conservate con rarissime globigerine, milioliti, frequenti *Elphidium* e nummuliti, tra i quali *Nummulites fabianii*, per cui riferiscono l'unità all'Eocene superiore, piuttosto che alla parte alta dell'Eocene medio, come si riteneva in precedenza. Tale età era stata definita da MUNIER-CHALMAS (1891) e FABIANI (1915) in base al rinvenimento nelle calcareniti di Gallio di *Orbitolites complanatus*, ma soprattutto di numerosi ceritidi, affini a quelli dell'orizzonte di Roncà, nei Lessini orientali.

Il contenuto paleontologico della formazione è indicativo di un'età bartoniana dei termini inferiori ad *Orbitolites complanatus* e priaboniana di quelli soprastanti a *N. fabianii*. Questa datazione consente di correlare le calcareniti di Gallio e presumibilmente anche quelle della Val di Barco, data la stretta affinità delle microfacies, con la parte inferiore e media della formazione di Pradelgiglio, definita da FRASCARI RITONDALE SPANO (1970) e FRASCARI RITONDALE SPANO & BASSANI (1973). Gli Autori riferiscono i termini basali di questa unità al passaggio Bartoniano/Priaboniano e quelli successivi interamente al Priaboniano.

Nella revisione stratigrafica dell'unità nell'area tipo, appena a sud del Foglio, TREVISANI (1994, 1997) individua nella formazione due sequenze deposizionali denominando quella inferiore "calcere di Malleo", caratterizzata alla base da un conglomerato trasgressivo con frammenti di paleosuoli; a tale sequenza l'Autore attribuisce un'età luteziano superiore-bartoniana.

Nel Foglio Asiago la formazione di Pradelgiglio rappresenta una piattaforma carbonatica di mare basso, appartenente al margine orientale del *Lessini Shelf*, in-stauratasi a partire dall'Eocene medio dopo una temporanea emersione dell'area.

#### 4.3. - LA SUCCESSIONE CONTINENTALE PLIOCENICO? - QUATERNARIA

Nella cartografia dei depositi superficiali, su indicazione del SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2001), sono state utilizzate le Unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU). Quando non sono presenti

discontinuità significative e i corpi sono cartografabili in base ai soli caratteri interni, sono state utilizzate anche le unità litostratigrafiche. Per i termini utilizzati ed i criteri seguiti si fa riferimento a BINI *et al.* (2004).

L'organizzazione delle unità tiene conto solo in parte della distinzione delle successioni sedimentarie in base all'articolazione in bacini idrografici dell'area del Foglio. I motivi sono prevalentemente due. Il primo è che la demarcazione in bacini, per lo meno nell'area dell'Altopiano dei Sette Comuni, ha scarso significato in quanto lo spartiacque si sviluppa entro un paesaggio carsico piuttosto monotono, che mantiene caratteri morfologici, litologici e geodinamici sostanzialmente analoghi, su entrambi i lati dello stesso. Il secondo è strettamente legato alla storia glaciale dell'area e alla conformazione dei bacini glacializzati, sia da ghiacciai locali, sia di transfluenza. Se facciamo riferimento all'ultimo evento di espansione glaciale locale (*Last Glacial Maximum*, LGM), nella parte centro-settentrionale dell'area del Foglio dovevano essere presenti numerosi ghiacciai locali, di cui quello più esteso entrava in entrambi i bacini idrografici del T. Astico e del F. Brenta. Nelle valli principali che bordano l'Altopiano dei Sette Comuni, cioè in Val di Sella, Valsugana e Val d'Astico, transfluivano delle diramazioni del ghiacciaio atesino, che tuttavia si mantenevano entro il solco delle valli, estendendosi solo localmente negli altopiani limitrofi (Altopiano di Vezzena, di Tonezza e di Castelletto-Rotzo), ma rimanendo in ogni caso separate dai ghiacciai locali.

I depositi glacialigenici legati al glacialismo locale sono stati cartografati all'interno di un supersintema (supersintema dei Sette Comuni), data la forte analogia di composizione litologica, evoluzione pedogenetica, ecc.. Di contro, i depositi glacialigenici o di altra origine intercalati, riferibili a diramazioni dello stesso ghiacciaio di provenienza atesina, sono stati cartografati all'interno di un unico sintema (sintema del Garda), pur essendo distribuiti in bacini idrografici diversi.

Tra i depositi legati alla dinamica postglaciale (sintema del Po) sono stati cartografati in un subsintema (subsintema di Pedescala) quelli di conoide di affluenti del T. Astico, costituenti una fase importante di aggradazione della valle.

In epoca anteriore al *Last Glacial Maximum* (pre-LGM) sono numerosi i depositi presenti in gran parte del Foglio, correlabili a più eventi sedimentari legati sia ad espansioni glaciali, sia a processi di versante o di altra natura. Il supersintema dell'Astico riunisce tutti i depositi glacialigenici legati a ghiacciai di transfluenza atesina presenti nell'intero bacino del T. Astico, oltre che depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali presenti nella valle del T. Astico. All'interno di esso sono stati distinti il sintema degli Stancari e la formazione di Arsiero. Il primo raggruppa depositi presenti nella bassa valle del T. Posina che costituiscono un ciclo di riempimento di un tratto di valle abbandonata. La formazione di Arsiero comprende depositi di una paleofrana presente ad Arsiero, che costituisce un evento sedimentario precedente al sintema degli Stancari.

Il supersintema di Asiago raggruppa invece i depositi glacialigenici e fluvio-gla-

ciali legati a ghiacciai locali, presenti nella parte centrale e settentrionale dell'Altopiano dei Sette Comuni, correlabili ad almeno due eventi sedimentari anteriori al LGM, distinguibili solo localmente (formazione di Lagonzin e sintema di Cost'Alta). Nel bacino del Brenta non sono stati individuati depositi glacialigenici di transfluenza atesina, ma unicamente depositi di versante, di frana e di origine mista, correlabili a più eventi sedimentari, e cartografati all'interno del supersintema del Brenta.

Nella valle dell'Astico sono stati inoltre accorpate all'interno del gruppo del Costo depositi di versante, comunemente cementati, variamente rimodellati ed erosi. Nel bacino della stessa valle, ma nell'area di altopiano presso Roana e Canove, sono stati cartografati nella formazione di Toccoli e nella formazione di Roana, depositi lacustri, colluviali, alluvionali, ecc., in continuità stratigrafica, che costituiscono le testimonianze più antiche dell'evoluzione plio?-quaternaria dell'Altopiano di Asiago. Infine il gruppo di Bettinadi-Turcio raggruppa dei depositi caratteristici unicamente delle aree di altopiano; essi sono costituiti da colluvi con clasti di selce, derivanti dalla rimobilizzazione di prodotti di alterazione sviluppatasi su vari substrati, di età compresa tra il Pleistocene inferiore e l'Olocene antico (Figg. 16 e 17).

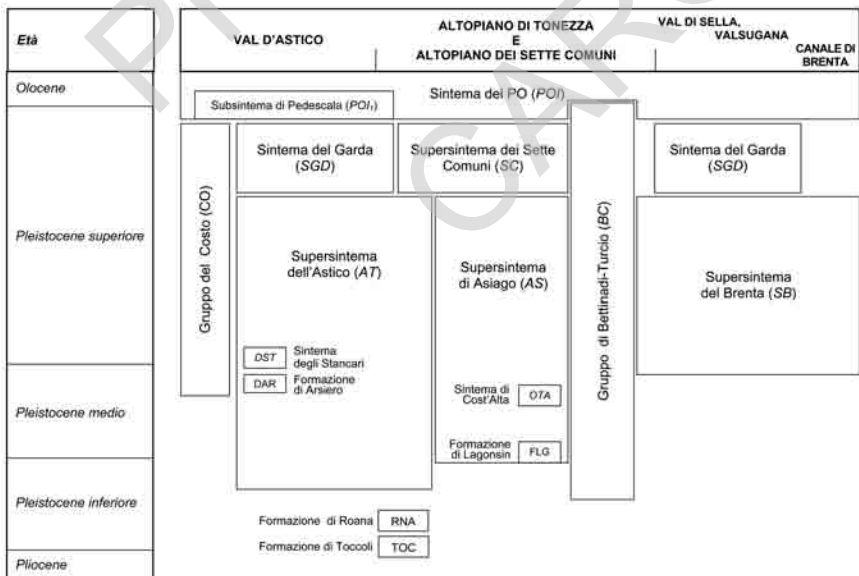


Fig. 16 - Schema dei rapporti stratigrafici della successione pliocenico? - quaternaria. L'inquadramento cronologico a lato è puramente indicativo essendo le unità in genere diacrone.

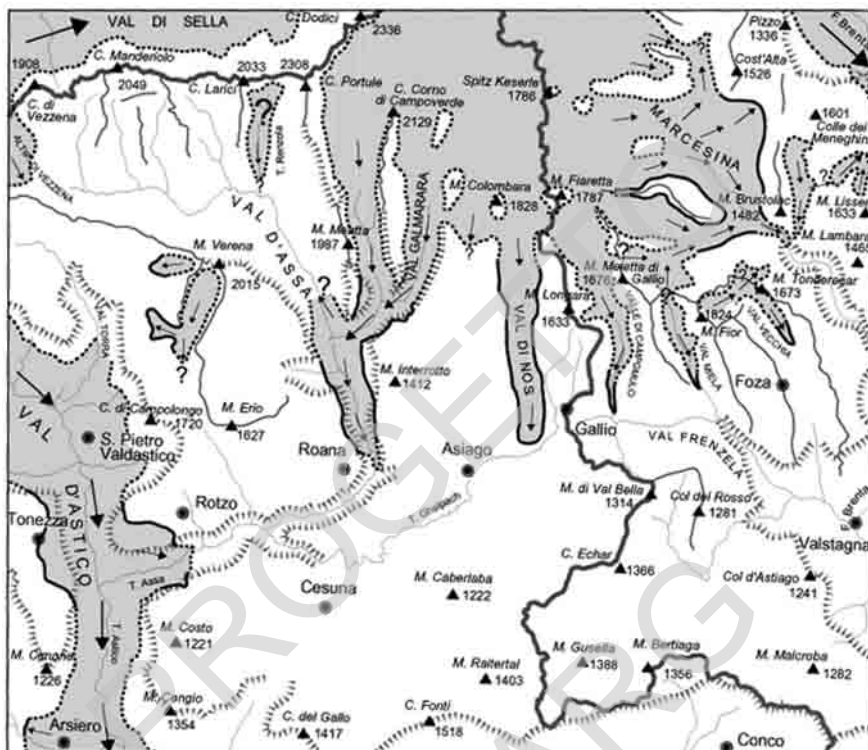


Fig. 17 - Ricostruzione dell'ultimo massimo glaciale locale (LGM). I limiti a tratto continuo sono definiti in base alla posizione delle morene, quelli a tratteggio sono ricostruiti o incerti. Le frecce definiscono la direzione media dei ghiacciai. La delimitazione dei bacini del F. Brenta e del T. Astico è definita dalla linea spezzata di colore grigio scuro: il bacino del T. Astico si trova a sinistra o al di sotto di tale linea.

#### 4.3.1. - UNITÀ COMUNI AI BACINI DEL T. ASTICO E DEL F. BRENTA

##### 4.3.1.1. - Gruppo di Bettinadi-Turcio (BC)

Nell'Altopiano di Asiago sono presenti in modo ubiquitario depositi di argilla con scaglette di selce, indicati localmente con il termine di "lömp" (DE STEFANI, 1912).

Gli affioramenti più estesi e significativi sono a sud di Bettinadi (Canove di Roana), presso le C. di Campolongo (Rotzo), presso il Turcio e M. Mosca (Asiago), a Campomezzavia ed in Val Lastaro.

Si tratta di depositi formati da argille brune o bruno-rossastre, residuali, con

scheletro costituito da clasti appiattiti di selce brunastra, grigiastra o rossastra, talora alterata o con patine di Fe-Mn. La quantità di scheletro è variabile: in alcuni casi sono state osservate ghiaie argillose o debolmente argillose, in cui l'elevata concentrazione dello scheletro è imputabile al dilavamento della matrice argillosa. In alcune località (Campolongo, Camporovere, Roana, Asiago, Tonezza) nello scheletro sono presenti clasti esotici di porfido, subordinatamente di quarzo e di rocce metamorfiche e noduli di pirite/marcassite o di ossidi e idrossidi di ferro (ematite, limonite) (Fig. 18).

Complessivamente si tratta di depositi colluviali formatisi per dilavamento dei suoli sviluppatisi sulla scaglia variegata alpina, Maiolica e Rosso Ammonitico Veronese e di depositi glaciali locali o di provenienza atesina, se in presenza di clasti esotici. Ricordiamo che la selce è l'unica roccia sedimentaria insolubile dell'altopiano. I noduli di pirite/marcassite provengono dalle formazioni della Maiolica e della scaglia variegata alpina, mentre gli altri noduli deriverebbero per pseudomorfosi dei primi (BOSCARDIN, 2001) o hanno origine pedogenetica.

Lo spessore può variare da alcuni decimetri fino a 5-6 m. La superficie d'appoggio basale è generalmente erosiva sul substrato roccioso, talora su depositi glacialigenici antichi (es. Roana, Camporovere) o sulle alteriti sviluppatesi su di essi (Asiago, Tonezza) e in taluni casi su depositi glaciali del supersistema dei Sette Comuni. Il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Localmente, entro la matrice, è stata riconosciuta la presenza di una componente limoso-sabbiosa micacea, di origine eolica. In Val Lastaro, presso Conco, è presente una coltre loessica pedogenizzata tardiglaciale, poggiante sui prodotti colluviali derivanti dal rimaneggiamento di precedenti coltri eoliche e di suoli (ANGELUCCI & PERESANI, 1996).

In taluni casi i depositi si trovano in aree in cui le formazioni del substrato roccioso, da cui proviene la selce, sono state completamente smantellate (es.



Fig. 18 - Gruppo di Bettinadi – Turcio: spaccato di circa 3 m nelle argille con scagliette di selce presso Bettinadi.



presso Malghe Ceresana o presso il M. Panoccio) o separate da esse da doline o da dossi interdolina o non interessate da trasporto o deposizione glaciale se non in epoca molto antica.

Dal punto di vista cronologico l'unità è inquadrabile tra il Pleistocene inferiore e l'Olocene?.

#### 4.3.1.2. - *Supersintema di Asiago (AS)*

Il supersintema di Asiago comprende tutti i depositi glacialigenici, legati al glacialismo locale, più antichi di quelli attribuibili al LGM, cartografati nel supersintema dei Sette Comuni.

Rispetto a quanto noto sinora in letteratura (NEGRI, 1887; DE STEFANI, 1913; TREVISAN, 1939), le testimonianze individuate riguardano quasi tutte le valli glacializzate anche nel corso del LGM.

All'interno del supersintema sono state cartografate due unità, la formazione di Lagoncin e il sintema di Cost'Alta, entrambe in Marcesina, che raggruppano depositi in successione stratigrafica, ben identificabili, importanti per la ricostruzione dell'evoluzione quaternaria più antica di quest'area. In questa località sono presenti inoltre depositi variamente rimodellati, con morene caratterizzate anche da scarsissima espressione morfologica e con vario grado di cementazione. Tenendo conto di questi due caratteri, del grado di alterazione e della posizione delle morene è possibile localmente distinguere depositi glaciali correlabili ad almeno due distinti eventi glaciali. Resta comunque difficoltoso tracciare dei limiti se non a livello di limitati settori della piana della Marcesina.

La sezione più rappresentativa è in Val di Maron, sotto la strada d'accesso alla valle da sud, presso la curva quotata 1340 m.

I *till* d'ablazione sono dati da *diamicton* massivi con tessitura prevalente a supporto di matrice, contenenti circa 30-40% di clasti eterometrici da subangolosi a subarrotondati.

I *till* indifferenziati sono costituiti in genere da *diamicton* massivi, a clasti eterometrici e matrice limoso-sabbiosa. Nelle aree prive di affioramenti i *till* possono essere riconosciuti per la caratteristica presenza nello scheletro superficiale di clasti sfaccettati in modo poco evoluto. Non sono stati osservati *till* d'alloggiamento.

Tutti i *till* contengono ciottoli di litologie locali (gruppo dei Calcari Grigi, Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica). Il contenuto in selce è generalmente inferiore al 3% o nullo (es. Tola del Vescovo, Malga Meatta).

Lo spessore varia da circa 1 m ad alcune decine di metri. La superficie d'appoggio basale, quando visibile, corrisponde ad una superficie erosiva poggiate sul substrato roccioso. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o

con una superficie erosiva su cui poggia il supersintema dei Sette Comuni.

I *till* variamente cementati affiorano tra Zebbo e Gallio, in Valle dei Ronchi, in Val Miela presso Ribenach, in Marcesina in tutto il settore compreso tra Campo delle Doghe e M. Cucco e subito a nord di Malga Scura, in Val di Maron, sul fianco destro della valle.

Nelle località dove l'erosione e l'alterazione dei depositi glaciali è stata particolarmente spinta, l'unica testimonianza viene fornita dalla preservazione della frazione più grossolana, sotto forma di "morenico scheletrico sparso" o, qualora il processo sia ancora più spinto, unicamente da massi erratici. Si tratta di ciottoli e massi di litologie locali fuori sequenza o non esistenti sul tratto di bacino a monte. I massi calcarei sono spesso fortemente incisi o addirittura suddivisi dallo sviluppo dei solchi carsici (ad es. presso il M. Nos ed il M. Longara).

Nell'area della Marcesina la distribuzione dei massi erratici indica che nel corso di una o più glaciazioni antiche i ghiacci sono arrivati a sommergere il rilievo di Cost'Alta (1526 m) fino alla quota di almeno 1480 m. In questo settore a nord della piana della Marcesina una corrente glaciale si sviluppava lungo il corso de La Valle per diffluenza dalla massa principale, che si accumulava nella piana, unendosi presso Malga Valvacchetta (1321 m) con una seconda corrente più importante. Essa si sviluppava sulla conca del T. Ombra, fluendo a nord, fino a collegarsi con il ghiacciaio del Brenta che rimaneva confinato oltre il margine nord dell'Altopiano.

A sud la distribuzione dei massi erratici indica che la dorsale M. della Forcellona (1483 m) - M. Brustolac (1482 m) veniva in più punti sommersa, consentendo una più ampia confluenza con il ghiacciaio della Val Maron. I depositi lasciati dai due ghiacciai, unitisi in un'unica corrente, si sono conservati fin presso Malga Fratte. Di qui il ghiacciaio collassava, mantenendosi entro il solco della Val Grande e giungendo con la propria fronte non molto più a valle.

I depositi fluvioglaciali sono formati da ghiaie sabbiose, grossolanamente stratificate, a ciottoli embriciati, da subangolosi ad arrotondati, composti esclusivamente da litologie locali (calcari). Ad Asiago, negli spaccati naturali ed artificiali, si può osservare una cementazione da assente a pervasiva e, talora, la presenza di ciottoli alterati o disciolti dall'interno. In questa località essi danno luogo ad un terrazzo sospeso di alcuni metri sul T. Ghelpach, denunciando uno spessore compreso tra 1 e 10 m. La superficie d'appoggio basale è erosiva sul substrato roccioso, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica o con una superficie erosiva su cui poggiano depositi analoghi del supersintema dei Sette Comuni.

I depositi del supersintema di Asiago sono inquadrabili cronologicamente tra il Pleistocene inferiore? ed il Pleistocene superiore *pro parte*.

#### 4.3.1.3. - *Sintema del Garda (SGD)*

Il sintema del Garda comprende i depositi glacialigenici di provenienza atesina, cartografati nelle valli del T. Astico e del F. Brenta, attribuiti all'ultimo evento glaciale. Quest'ultimo viene qui considerato come LGM, nel significato dato da BINI *et al.* (2004).

Tali depositi sono stati cartografati all'interno del sintema del Garda, in quanto correlabili con i depositi già riconosciuti nei bacini dell'Adige e del Sarca.

Le sezioni più rappresentative sono nella conca di Arsiero ove si trovano i principali affioramenti.

I *till* d'alloggiamento sono formati da *diamicton* massivi, sovraconsolidati, a supporto di matrice limosa, il cui contenuto può arrivare all'80%, di colore biancastro o grigio chiaro. Essi contengono ciottoli a spigoli smussati, sfaccettati e sovente striati, di natura prevalentemente carbonatica. In Val di Sella i ciottoli filladici ed esotici di origine atesina (porfidi, metamorfiti, granitoidi) sono anche superiori al 50%, mentre in Val d'Astico sono generalmente inferiori al 10%.

I *till* d'ablazione sono dati da *diamicton* massivi con tessitura a prevalente supporto di matrice sabbiosa percentualmente meno elevata (50-70%) rispetto ai precedenti. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, con scarsi ciottoli sfaccettati e striati. Essi sono formati prevalentemente da litologie locali (calcari, dolomie, ecc.) con scarsi (5-8%) ciottoli esotici.

I *till* indifferenziati possono avere caratteri riconducibili all'una o all'altra delle facies sopra descritte. In Val di Sella ed in Val di Barco essi costituiscono sovente una coltre di debole spessore, talora fortemente alterata e rimodellata.

I depositi di contatto glaciale affiorano in Val d'Astico sul fianco sinistro, tra Torre Alta e Piangrande (Cogollo del Cengio), e presso C. Baise (S. Pietro Valdastico). Le facies più caratteristiche e diffuse sono date da ghiaie e sabbie, a tessitura sia a supporto di matrice, sia clasto-sostenuta fino ad aperta. Più rari sono i *diamicton*, generalmente in lenti o livelli intercalati.

In Valsugana, a sud di Masi Ornè, sono stati riconosciuti dei depositi formati in ambiente di contatto glaciale creatosi durante la fase di ritiro del ghiacciaio del Brenta. Dal basso troviamo un accumulo di frana dato da un *diamicton* a supporto clastico o a tessitura parzialmente aperta, contenente massi eterometrici angolosi e subangolosi di litotipi del gruppo dei Calcari Grigi, con dimensioni fino alle centinaia di m<sup>3</sup>. Su di esso poggiano in discordanza depositi torrentizi di contatto glaciale, formati da ghiaie sabbioso-limose a stratificazione orizzontale, contenenti talora singoli massi o livelli con massi. Su di essi o sui depositi di frana poggia un detrito di versante clinostratificato, formato da ghiaie sabbioso-limose con massi, a tessitura clasto-sostenuta.

Arsiero, Camugara e Scalini sorgono su di un terrazzo d'accumulo, sospeso di circa 40-45 m sul greto dei torrenti Astico e Posina. Esso è modellato in

ghiaie sabbiose, grossolanamente stratificate, a elementi di medie dimensioni, da arrotondati a subarrotondati, formati prevalentemente da dolomie e calcari, ma anche da porfido, metamorfiti e porfiriti. Esse vengono interpretate come depositi alluvionali e fluvioglaciali appartenenti ad un fondovalle sviluppatosi quando il ghiacciaio della Val d'Astico doveva aver subito un collasso pressoché completo (CUCATO, 2001).

Lo spessore dei *till* varia da circa 1 m ad alcune decine di metri. I depositi presenti presso Masi Ornè hanno uno spessore complessivo che si aggira sui 300 m, mentre i depositi fluvioglaciali e di contatto glaciale presso Arsiero hanno uno spessore compreso tra circa 10 e 40 m.

L'appoggio basale dei depositi del sistema del Garda è erosivo sul substrato roccioso o sulla formazione di Arsiero, il sistema degli Stancari, il supersistema dell'Astico e del Brenta. Il limite superiore coincide generalmente con la superficie topografica. Il *solum* ha spessori di solito inferiori a 0,7 m, con colore Munsell da 7,5 YR a 10 YR.

Nel corso dell'ultima grande espansione glaciale, l'Altopiano di Asiago è stato parzialmente coperto da alcuni ghiacciai locali ed interessato ai margini dal flusso di due diramazioni del grande ghiacciaio atesino: una a settentrione in Valsugana ed una ad occidente che investiva gli altopiani trentini di Lavarone e di Vezzena.

La diramazione valsuganese prendeva sviluppo dal grande ghiacciaio del-

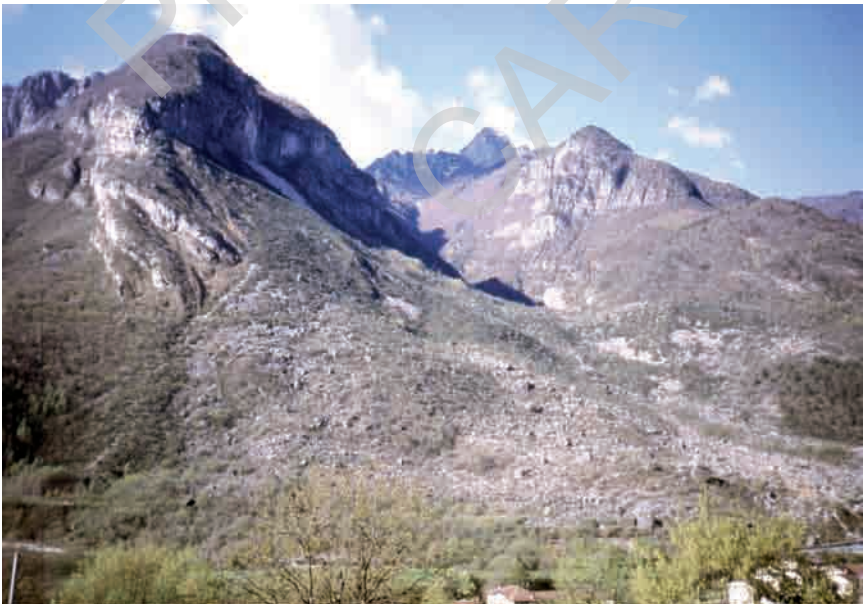


Fig. 19 - Panoramica sulla frana della Marogna dalla chiesa di Casotto in Val d'Astico.

l'Adige, per diffluenza attraverso la valle di Civezzano-Pergine e la valle di Vigolo Vattaro. Come è noto la posizione raggiunta dalla fronte del ghiacciaio del Brenta non è conosciuta, in quanto i relativi depositi sono stati completamente smantellati dalla successiva erosione del Brenta (TARAMELLI, 1882). In ogni caso essa non doveva portarsi molto più a valle della confluenza del T. Cismon.

In Val di Sella un ramo secondario del ghiacciaio atesino si insinuava attraverso la testata della valle, mantenendo un flusso sostanzialmente parallelo a quello del ramo principale valsuganese, con apporti valanghivi dal margine settentrionale dell'Altopiano di Asiago. Il ghiacciaio, almeno per il tratto della Val di Sella compreso nel Foglio, doveva raggiungere una quota di almeno 1350 m. Non è stata accertata con sicurezza la presenza di ghiacciai locali.

La seconda diramazione avveniva per transfluenza del ramo precedente attraverso le selle di Carbonare (1074 m) e di Monterovere (1261 m). Qui il flusso glaciale veniva incanalato soprattutto attraverso la Valle del Rio Torto e la Val d'Astico, andando ad alimentare il ghiacciaio di quest'ultima (NEGRI, 1887).

A nord del Passo di Vezzena (1414 m) un'ulteriore transfluenza si espandeva sull'altopiano omonimo, ma non andava molto oltre, rimanendo confinata a nord di M. Basson di Sopra (1491 m) ed arrestandosi poco ad est dello stesso passo (circa 1 km più a valle, a circa 1400 m di quota, o al più a ridosso di Malga Portesina, 1370 m), contrariamente a quanto sostenuto finora da tutti gli A.A. (es. TREVISAN, 1939). La posizione qui raggiunta dalla fronte è stata ricostruita con incertezza tenendo conto soprattutto dello sviluppo in pianta delle morene e del grado di preservazione della morfologia relativa.

Il ghiacciaio della Val d'Astico non riceveva quindi contributi attraverso la Val Torra e la Val d'Assa. Vista anche l'assenza di apporti da ghiacciai locali, rimane incerto se la lingua glaciale si portasse con la propria fronte fino a S. Rocco di Arsiero e a Cogollo del Cengio (NEGRI, 1887).

I depositi di questo sintema rappresentano l'LGM e quindi sono collocabili nel Pleistocene superiore, tra circa 25.000 e 12.000 anni fa. In ogni caso l'individuazione di *till* cementati nel corpo della morena ove sorge la chiesa dell'Olmo, a Cogollo del Cengio, porta a considerare che almeno parte dell'apparato frontale di Cogollo del Cengio sia riferibile ad un evento glaciale più antico del LGM, contrariamente a quanto ritenuto in passato (CUCATO, 2001). Tenendo conto del grado talora relativamente elevato della pedogenesi e della cementazione, l'attribuzione dei depositi glaciali della Val d'Astico al LGM è dubbia.

#### 4.3.1.4. - *Supersintema dei Sette Comuni (SC)*

Il supersintema dei Sette Comuni comprende i depositi glaciali dei ghiacciai locali e periglaciali presenti sull'Altopiano, correlabili con l'LGM.

L'inserimento dei depositi in un'unica unità di rango superiore evita l'istituzione di un'unità sintemica per ogni bacino glacializzato rimasto separato dagli altri, consentendo di raggruppare depositi simili per facies, per analogia delle superfici limite, ma tra loro non in continuità fisica (BINI *et al.*, 2004).

La sezione più rappresentativa è ubicata nella cava abbandonata presso il Convento Spillek, a nord di Roana. Gli affioramenti più estesi sono presso l'Osteria alla Tagliata (Campoverve), in località Gastagh (tra Asiago e Gallio), in Val Vecchia e in Marcesina (Fig. 20).

I *till* d'ablazione sono dati da *diamicton* a supporto di matrice e subordinatamente clastico, massivo o con cenni di stratificazione. Presentano un contenuto in matrice variabile da 30 a 70%. La matrice è data prevalentemente da limo sabbioso di colore biancastro. I clasti sono da subangolosi a subarrotondati, quasi esclusivamente carbonatici. Il contenuto in selce è inferiore all'1-3%. La selce è tuttavia assente nei depositi legati ai ghiacciai della Val di Portule o del M. Verena. Sono pure presenti ciottoli sfaccettati e striati in quantità significative, sovente con forme poco evolute, dovute al limitato trasporto.

I *till* d'alloggiamento sono stati osservati solo in corrispondenza di scavi sotto il *till* d'ablazione (es. Gastagh). Si tratta di *diamicton* massivi, addensati, a supporto di abbondante matrice limosa (70-85%) e con numerosi clasti sfaccettati e striati.

I *till* indifferenziati sono cartografati soprattutto dove mancano o scarseggiano gli affioramenti (Val di Campomulo, Campo Cavallo, a sud ed a ovest del M. Verena). Si tratta di *diamicton* massivi, con clasti eterometrici, a spigoli spesso smussati e con matrice limoso-sabbiosa.

I depositi glaciali hanno spessore variabile da alcuni metri a varie decine di metri. Valori più precisi sono disponibili per la Piana della Marcesina in cui sono stati eseguiti pozzi ed indagini geofisiche per ricerca d'acqua. In questa località il substrato roccioso si colloca a profondità variabili da circa 10-20 m nei settori marginali fino a circa 50 m nel settore centrale, corrispon-



Fig. 20 - *Till* d'ablazione del supersistema dei Sette Comuni in Val Vecchia.

dente al tratto compreso tra l'Albergo Marcesina e la località Baracche. Non vi sono tuttavia elementi per attribuire tutto questo spessore di *till* al LGM. Un sondaggio appositamente eseguito in località Paludi, ad ovest della cappella di S. Lorenzo, ha intercettato fino a 3,7 m di profondità, torba con limi lacustri alla base, cui fa seguito circa 1,4 m di *till* poggiate su circa 1 m di limi laminati di ambiente lacustre. Fino alla base del sondaggio (-34 m) incontriamo una serie piuttosto monotona di *diamicton* a supporto di matrice e subordinatamente clastici, composti da litologie locali, interpretabili genericamente come *till*, in alcuni casi caratterizzabili come *till* d'alloggiamento. Non sono stati trovati intervalli cementati, alterati o suoli.

In località Campo Cavallo (a sud-ovest della Marcesina), sedimenti sabbiosi e limosi a stratificazione centimetrica, presenti sul fondovalle presso una pozza d'alpeggio e visibili nei cumuli di terreno prodotti dagli scavi delle marmotte, sono stati interpretati come depositi glaciolacustri.

I depositi fluvioglaciali sono presenti ad Asiago e nel settore meridionale della Marcesina (Pian di Ronchetto).

Ad Asiago i depositi fluvioglaciali affiorano presso l'aeroporto e nel centro abitato, ai due lati del T. Ghelpach, dove si presentano debolmente terrazzati. Nell'area dell'aeroporto si riconosce ancora la morfologia del *sandur* formatosi con gli apporti dei torrenti alimentati dal ghiacciaio della Val di Nos. I depositi sono formati da ghiaie e ghiaie sabbiose, grossolanamente stratificate, a tessitura clasto-sostenuta, localmente parzialmente aperta. I clasti sono prevalentemente subarrotondati e composti da litologie locali. Lo spessore varia da circa 2 a circa 10 m.

In Marcesina i depositi sono costituiti da ghiaia e sabbia, con intercalazioni sabbiose. La stratificazione è orizzontale, talora poco evidente, da centimetrica a decimetrica. Sono presenti intercalazioni di limi sabbiosi laminati di colore bruno. Lo spessore è variabile da 3 ad almeno 10 m. Le facies sono caratteristiche di una piana fluvioglaciale con episodi lacustri controllati evidentemente da una soglia, oltre che da variazioni nella quantità degli apporti. Per i depositi a nord di Malga Ronchetto lo sbarramento è da individuare più a valle, probabilmente ad opera del ghiacciaio proveniente dalla Val di Maron e/o dall'ostruzione operata dai depositi glaciali depositati alla testata della Val Grande nelle prime fasi di massima avanzata. Per i depositi di Pian del Ronchetto lo sbarramento è dovuto alla morena laterale destra dell'apparato formatosi in Marcesina per confluenza delle lingue provenienti da nord-ovest (PELLEGRINI & SAURO, 1994).

*Loess, loess* colluviato o *loess like sediments* sono presenti in forma ubiquitaria in varie località dell'Altopiano (ANGELUCCI & PERESANI, 1996), al di sopra del substrato roccioso, ma con spessori del tutto esigui, tanto da non essere cartografabili.

Tra Foza e Gallio e presso Rubbio sono presenti alcuni accumuli di ghiaie, costituite da minute scagliette angolose di calcari della Maiolica e subordinatamente di selce. Gli affioramenti presentano una clinostratificazione secondo il pendio, evidenziata da un'alternanza tra strati a tessitura aperta con strati a tessitura a supporto clastico ("letti magri" e "letti grassi" *Auctt.*). Si tratta di depositi crionivali del tipo *falde detritiche stratificate* generalmente del tipo *groizes* e *groizes litées*, più raramente (es. Rubbio) con i caratteri di veri e propri *grèzes litées* (CASTIGLIONI *et al.*, 1979). Lo spessore in genere varia da quasi 1 m a pochi metri. L'origine di questi depositi è comunemente attribuita all'azione di processi caratteristici di ambiente periglaciale, in particolare all'azione di trasporto e selezione da parte delle acque di ruscellamento di origine meteorica o nivale, agenti su di un substrato roccioso sul quale agivano processi crioclastici. La matrice fine di natura limosa, sembrerebbe in parte di origine eolica. L'ambiente di sedimentazione, comunemente considerato di tipo periglaciale, non corrisponde necessariamente ad un ambiente costantemente freddo, come indica lo studio del contenuto pollinico dei depositi di *grèzes litées* di Lusiana (MARTELLO, 1993b).

Sul fianco occidentale del rilievo di Cost'Alta (Marcesina) sono presenti depositi ghiaiosi analoghi a quelli sopra descritti, ma generalmente privi di stratificazione; localmente contengono piccoli massi del gruppo dei Calcari Grigi o di *till* cementati. Lo spessore varia tra i 10 e i 30 m. Morfologicamente essi danno luogo a ripiani o a blande dorsali allungate, parallele alla base del versante. Si tratta di falde detritiche di ambiente periglaciale, talora con caratteri riconducibili ad argini detritici di nevaio (*protales rampart*).

I depositi del supersintema dei Sette Comuni poggiano direttamente sul substrato roccioso e sui depositi del supersintema di Asiago e della formazione di Roana attraverso una superficie erosiva. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o con una superficie erosiva su cui poggiano i depositi del sintema del Po. I suoli sviluppatisi sui depositi dell'unità in esame, in particolare sui *till* d'ablazione delle morene, sono generalmente degli alfisoli con spessore del *solum* che può arrivare a 0,8 m, con fronte di decarbonatazione fino a 1,5 m e colore Munsell da 10 YR a 7,5 YR.

Nel corso dell'ultima grande espansione glaciale locale, nella parte centro-settentrionale dell'Altopiano di Asiago, si era sviluppato un grande ghiacciaio di altopiano da cui prendevano sviluppo alcune lingue glaciali, che fluivano verso sud e ad est in Marcesina (cfr. Fig. 17).

In Val di Portule-Val Trentin si sviluppava una lingua glaciale che si univa, trabordando nelle adiacenti aree di altopiano, con la lingua della Val Galmarara, per poi confluire in Val d'Assa.

Nella valle di Renzola, date le quote raggiunte dal bacino e l'orografia della valle, vi erano probabilmente le condizioni per lo sviluppo di un ghiacciaio, anche se di esso non sono state trovate evidenze, contrariamente a quanto so-



stenuto dagli Autori precedenti (ad es. NEGRI, 1887; DE STEFANI, 1913). In ogni caso è dubbio un suo collegamento a valle con il ghiacciaio proveniente dalla Val Galmarara, la posizione della cui fronte non è nota, ma che in ogni caso non doveva essere più a valle di Canove di Roana.

Dal ghiacciaio di altopiano si sviluppavano anche la lingua della Val di Nos, della Valle di Campomulo-Valle dei Ronchi, della Val Miela e varie lingue confluenti in Marcesina attraverso la Valle dei Tre Pali, Campocavallo, Busa delle Vitelle, Prà delle Poppe-Busa Menotto, Lagonsin-Busa Scura, Valle Gozza.

Nell'area della Marcesina le varie correnti glaciali confluivano unendosi tra di loro, invadendo la piana verso E e NE, ma mantenendo il flusso più importante verso sud (PELLEGRINI & SAURO, 1994). Rimane tuttavia incerta la posizione della fronte, soprattutto nella parte nord, tra le Malghe Campo Capra e Malga Scura, mentre ad est non andava oltre gli Albi di Val Coperta (1312 m). In ogni caso mancava un collegamento con il ghiacciaio della Val Brenta, che si manteneva al di là del margine dell'altopiano.

Tra il M. Castelgomberto (1771 m), il M. Fior (1824 m), M. Miela (1782 m) ed il M. Tonderecar (1673 m) si sviluppava l'area di accumulo del ghiacciaio della Val Vecchia mentre, nonostante le favorevoli condizioni orografiche, non vi sono evidenze di tracce glaciali a nord di queste cime.

In Val di Maron i depositi presenti allo sbocco della valle sono molto rimodellati: l'attribuzione di una parte di essi all'ultimo evento glaciale è incerta. In ogni caso il ghiacciaio doveva avere modeste dimensioni e terminava seracciando nel confluire in Val Grande.

In località Tana (Enego), già TREVISAN (1939) aveva descritto alcune piccole morene, attribuendone la formazione ad un piccolo ghiacciaio locale sviluppatosi sul fianco settentrionale del M. Lisser (1633 m). L'individuazione di piccoli affioramenti di *till* a sud-est di Colle del Lupo (1512 m), oltre che la disposizione delle morene, rende tuttavia plausibile anche un contributo per diffidenza del ghiacciaio della Val di Maron.

Altri ghiacciai locali, separati da quello principale, si sviluppavano a sud ed a ovest del M. Verena (2015 m).

Per quanto riguarda la deglaciazione non vi sono grandi evidenze in merito. Va comunque sottolineato che in Val di Portule, presso la Malga Portule (1713 m), non è presente alcun "minuscolo apparato morenico frontale", come invece descritto da TREVISAN (1939): gli unici dossi qui presenti, che da lontano potevano sembrare dei cordoni morenici, sono in realtà modellati nel substrato roccioso.

Il supersintema dei Sette Comuni essendo correlato al LGM, è riferibile a parte del Pleistocene superiore.

#### 4.3.1.5. - *Sintema del Po (POI)*, corrisponde a Sistema Postglaciale Alpino - PTG

Comprende i depositi che si sono formati dopo la fine dell'ultima espansione glaciale locale. In essa sono dunque compresi anche i depositi legati a processi in atto o avvenuti in epoca recente.

L'unità è presente in tutta l'area del Foglio, ma ha la sua massima estensione nella valle dell'Astico e in quella del Brenta. Sinonimi: corrisponde all'Unità Postglaciale in CUCATO (2001).

Nel bacino del T. Astico è stato definito il subsintema di Pedescala che raggruppa depositi di conoide alluvionale o di origine mista, generalmente terrazzati, costituenti la fase morfogenetica più antica successiva al ritiro glaciale dall'area o ad essa correlabili.

La descrizione procede separatamente in base all'origine dei depositi.

##### 4.3.1.5.1. - Depositi alluvionali

Nelle valli del T. Astico, del T. Posina e del F. Brenta i depositi alluvionali sono costituiti da ghiaie, ghiaie sabbiose, o con massi, grossolanamente stratificate ed embriate, talora con lenti sabbiose. La composizione litologica riflette quella del bacino di pertinenza: i litotipi più abbondanti sono comunque quelli di natura carbonatica (calcari, dolomie).

Nella Valle del T. Astico le alluvioni sono terrazzate: nell'area del Foglio si riconoscono almeno 3 ordini di terrazzi, di cui il più elevato è sospeso di 25-30 m sul fondovalle.

Le alluvioni presso Arsiero hanno spessore compreso tra 1 m (Seghe) e 10 m (Barco): qui poggiano su depositi glaciolacustri del supersintema dell'Astico. Presso Valdastico hanno spessore maggiore, dell'ordine di varie decine di metri.

Tra Gallio ed Asiago, sul greto del T. Ghelbach, sono presenti ghiaie alternate ad argille ed argille limose brune, talora grossolanamente stratificate, con spessore dell'ordine di alcuni m. Esse poggiano direttamente sul substrato roccioso o su depositi alluvionali più antichi.

##### 4.3.1.5.2. - Depositi palustri, torbiere

In Marcesina, nelle località Fonte del Palo, Campo Sopra-Paludi e Fontana Palù, sono presenti torbiere sviluppatasi in conche intermoreniche. Un sondaggio eseguito in località Palù di S. Lorenzo ha attraversato circa 4 m di torbe feltrose a sfagni, via via sempre più umificate, con intercalazioni di limi. Un frammento ligneo raccolto alla profondità di 3,45 m dal p.c. ha fornito un'età non calibrata di  $2500 \pm 70$  anni  $^{14}\text{C}$  BP (Tab. 1).

Tabella 1 - Risultati analitici delle datazioni  $^{14}\text{C}$  effettuate su campioni prelevati presso Casotto (Pedemonte) e Marcesina (Asiago).

Analisi n°	Località	Quota del p.c. (m)	Profondità dal p.c. (m)	Unità	Facies	Materiale analizzato	Età $^{14}\text{C}$ (anni BP $\pm 1\sigma$ )	Età calibrata cal AD/BC ( $\pm 1\sigma$ ) (probabilità %)*
GX-30216 (°)	Marcesina	1364	-6,5	POI	torbiera	legno	2500 $\pm$ 70	cal BC 785-742 (16,9%) cal BC 724-537 (79,7%) cal BC 531-521 (3,40%)
GX-30214	Frana Marogna (Casotto)	415	-8,5	POI	suolo sepolto da frana	legno	920 $\pm$ 40	cal AD 1039-1104 (6,11%) cal AD 1109-1142 (29,8%) cal AD 1150-1160 (9,10%)
GX-30215 (°)	Frana Marogna (Casotto)	413	$\sim$ -15-17	POI	base frana	legno	800 $\pm$ 60	cal AD 1189-1282 (100,0%)
GX-30217-AMS	Contrà Sella	410	-17,75	POI	golena	torba	1090 $\pm$ 30	cal AD 898-921 (97,3%) cal AD 956-995 (2,7%)

(\* ) Età calibrate utilizzando il programma CALIB rev 4.4 (STUIVER *et al.*, 2002).

(°) Datazione con misurazione prolungata del segnale.

Altre piccole aree paludose non cartografabili sono presenti presso Castelletto di Rotzo, in località Lumera (Asiago) ed a sud-ovest di Camporovere. Lo spessore è generalmente di alcuni metri.

#### 4.3.1.5.3. - Depositi di origine mista

Gli affioramenti più importanti con sezioni di riferimento sono in corrispondenza delle incisioni vallive o dei tagli delle strade forestali in Val di Sella e in Val d'Astico (loc. Valpegara).

La facies più caratteristica è data da *diamicton* a supporto di matrice, massivo o con cenni di stratificazione, a clasti e blocchi angolosi e subangolosi, immersi in una matrice sabbiosa. I clasti sono formati da calcari o dolomie di provenienza locale, talora con scarsi litotipi esotici derivanti dall'erosione dei *till*. I depositi formano spesso conoidi, ubicati allo sbocco delle valli e di piccole incisioni. In Val di Sella, Val d'Astico e nella Valle del Brenta sono stati riconosciuti con ed accumuli terrazzati, talora fortemente rimodellati. La cementazione è generalmente assente, talora è presente con cemento isopaco microcristallino di ambiente vadoso (loc. Bedini e Scalini a nord di Arsiero).

I depositi hanno origine attraverso processi di *debris-flow* e di trasporto e rielaborazione torrentizia, talora con il contributo dell'azione valanghiva (Val di Sella).

Lo spessore varia da alcuni m ad alcune decine di metri.

#### 4.3.1.5.4. - Depositi colluviali

Nelle aree di altopiano il colluvio è formato da argille o argille limose, con scheletro costituito da clasti di selce e/o di calcari. L'ubicazione è prevalentemen-

te alla base dei versanti e soprattutto sul fondo di conche e spianate in roccia. I depositi possono avere caratteri del tutto analoghi a quelli dei depositi del gruppo di Bettinadi-Turcio, da cui sono distinti quando sono chiaramente legati a dinamiche deposizionali in atto o recenti. Lo spessore varia da circa 1 m fino ad alcuni m.

#### 4.3.1.5.5. - Detrito di falda e di versante

Si tratta di ghiaie o ghiaie e massi, a tessitura da parzialmente aperta ad aperta, con elementi spigolosi di provenienza locale (soprattutto calcari e dolomie) e contenuto variabile di matrice, subordinata ai clasti. Il detrito di falda presenta una clinostratificazione più o meno marcata. Esso corrisponde ai *talus* e ai coni detritici presenti generalmente alla base delle pareti rocciose in Val d'Astico, in Val Posina, sul fianco est e nord dell'Altopiano di Asiago, in Val Miela e Val d'Assa. A nord del M. Trentin il detrito dà luogo ad alcune brevi dorsali, a sviluppo parallelo alle curve di livello, interpretabili come argini detritici di nevaio (*protalus rampart*). In alcune località dell'altopiano la coltre detritica, formata prevalentemente da massi calcarei, deriva dal lento accumulo dei blocchi staccatisi dalle bancate rocciose per lo sviluppo di solchi e crepacci carsici.

#### 4.3.1.5.6. - Accumuli di frana

Nell'area del Foglio i principali accumuli di frana avvengono a spese della compagine rocciosa, predisposta sia per la situazione stratigrafica che per l'assetto tettonico e strutturale. I principali accumuli sono quelli della frana del Brustolè (Arsiero), della Marogna e dei Masi di Cuiato (Casotto in Val d'Astico) e di Masi Ornè (Valle del Brenta). In tutti questi casi gli accumuli sono composti da clasti e blocchi eterometrici, anche del volume di varie centinaia di m<sup>3</sup>, di Dolomia Principale.

Nella frana del Brustolè sono coinvolti anche ammassi rocciosi di varie decine di migliaia di m<sup>3</sup>, intensamente fratturati e sconnessi. I depositi si caratterizzano per la presenza di una tessitura a supporto clastico, talora aperta e dall'assenza di un'organizzazione interna.

Per quanto riguarda le cause predisponenti risalta in tutti i casi sopracitati la provenienza da ammassi rocciosi fratturati con giacitura a franapoggio. Nel caso della frana del Brustolè la superficie di scivolamento principale viene a coincidere con il tetto del complesso vulcanico ladinico ove sono presenti argilliti e gessi della "formazione di Raibl" (DAL PRÀ, 1968b; FUGANTI, 1976). La frana insiste all'interno di una più vasta zolla rocciosa a giacitura anomala, che si estende a monte, ma anche a nord-ovest sino al Ponte della Strenta in Val Posina. In que-

sto settore è presente una serie di faglie e fratture lungo la più importante delle quali si è impostata Val Retrara con andamento NNW-SSE e che funge da limite superiore. Nel modello interpretativo qui proposto questa zolla estesa a giacitura anomala corrisponde ad un'area coinvolta in una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV) del tipo *rock lateral spread* (VARNES, 1978). La dorsale rocciosa degli Stancari, sul versante opposto della Val Posina, viene considerata far parte di quest'area anomala. Sulla base di questo modello interpretativo il processo di DGPV si sarebbe sviluppato in epoca antica (Pleistocene medio?), prima della formazione per epigenesi dell'attuale solco del T. Posina e prima del riempimento della paleovalle sepolta posta più a nord.

La frana della Marogna si compone di un corpo principale dovuto a fenomeni di crollo e scivolamento traslativo ed un secondo corpo minore, in pianta simile ad un conoide, riconducibile a processi del tipo *rock fall avalanche* (VARNES, 1978), la cui messa in posto è posteriore. La nicchia di distacco si sviluppa in corrispondenza della parete rocciosa della Gioia, da cui continuano a prodursi piccoli fenomeni di crollo (Fig. 19).

L'accumulo nel suo insieme ha invaso il fondovalle e la base del versante opposto, sbarrando la valle. A monte doveva essersi formato un piccolo bacino lacustre, poi colmato per sovralluvionamento. In effetti dall'esame delle carte del catasto napoleonico del 1806 la contrà a monte è indicata come Contrà Laghetto (ora Contrà Sella).

Secondo la tradizione storica locale (DAL POZZO, 1910) la frana verrebbe ipoteticamente connessa al terremoto del 3 gennaio 1117. La frana in questi anni è stata oggetto di escavazione e di indagini tramite sondaggi meccanici. Tre datazioni, di cui due condotte su legni individuati alla base della frana, ed un terzo su torbe sepolte da 18 m di sedimenti ghiaiosi della coltre da sovralluvionamento a monte della frana, hanno fornito date compatibili con tale ipotesi (Tab. 1).

L'adiacente frana dei Masi di Cuiato è riconducibile anch'essa a fenomeni di scivolamento. La frana è tuttavia più antica. Infatti, sul lato opposto della valle, interposti tra i depositi del conoide di Lucca e le alluvioni sottostanti (supersintema dell'Astico) vi sono 5 m di blocchi eterometrici di dolomia, debolmente cementati, riconducibili alla frana in oggetto e dunque provenienti dal versante opposto. I blocchi poggiano su di un sottile livello di *till* d'alloggiamento (sintema del Garda), alterato al tetto. La frana è quindi posteriore all'ultimo evento glaciale che ha interessato quest'area, ma anteriore alla fase morfogenetica che ha portato alla formazione del conoide di Lucca e degli altri conoidi correlati (subsintema di Pedescala). All'epoca il fondovalle era qui circa 30 m più elevato dell'attuale. Da questi elementi, tenendo conto dell'entità di rimodellamento e di pedogenesi nell'area principale dell'accumulo, si evince che la frana risalga probabilmente al Pleistocene superiore finale o all'Olocene più antico.

A Canove di Roana, a sud di Bettinadi, è presente una frana per scivolamento

rotazionale-colata, sviluppatasi sui terreni argillosi del gruppo di Bettinadi-Turcio. Una più ampia frana di scivolamento rotazionale, attiva, si sviluppa entro i calcari marnosi della Maiolica a nord-est del M. Sisemol (Gallio).

#### 4.3.1.5.7. - Depositi di origine antropica

Si tratta di sedimenti ghiaiosi, con vario contenuto di matrice sabbiosa, costituenti rilevati stradali o fondazioni di capannoni (Arsiero, Valdastico), con spessore complessivo di alcuni metri.

Il limite superiore dei depositi del sistema del Po coincide con la superficie topografica e si caratterizza per l'assenza di suoli o la presenza di suoli poco evoluti.

Cronologicamente il sistema del Po è inquadrabile tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

#### 4.3.2. - UNITÀ PERTINENTI AL BACINO DEL TORRENTE ASTICO

##### 4.3.2.1. - *Formazione di Toccoli (TOC)*

La formazione corrisponde in parte alle “argille lacustri interglaciali con *Helix*, *Vivipara*, *Bythinia*, *Limnaea*, *Pisidium* e con lenti di cattiva lignite piena di foglie di *Fagus* e di *Abies*” di DE STEFANI (1912, 1913), e alla “serie argilloso-sabbiosa con ligniti di origine lacustre” di ALLEGIANZI *et al.* (1965) e BARTOLOMEI (1984). La formazione caratterizza il sottosuolo della località Toccoli, subito a sud di Roana.

Per conoscere la successione stratigrafica, le facies e lo spessore dei sedimenti qui presenti è stato appositamente eseguito un sondaggio meccanico a rotazione che ha attraversato tutta la serie fino al substrato roccioso sottostante (Fig. 21). Il sondaggio è stato ubicato 200 m ad est della C. Toccoli ed ha raggiunto la profondità di 52 m dal p.c. (circa 870 m s.l.m.). La successione è stata informalmente suddivisa in 4 membri sulla base di associazioni di facies presenti (Fig. 21).

Il 1° membro (TOC<sub>1</sub>) comprende 4,5 m di ghiaia molto argillosa, talora silteosa, con subordinate intercalazioni di argilla ghiaiosa bruno-giallastra, caratterizzata dalla presenza di una frazione clastica monogenica, costituita da frammenti di calcari della Maiolica e subordinatamente da selce. Il limite inferiore è stato definito in corrispondenza della scomparsa dei clasti subangolosi, il cui smussamento è stato interpretato come legato ad un breve trasporto prevalentemente gravitativo, ed al netto incremento di livelli di argille grigio-verdi caratteristiche

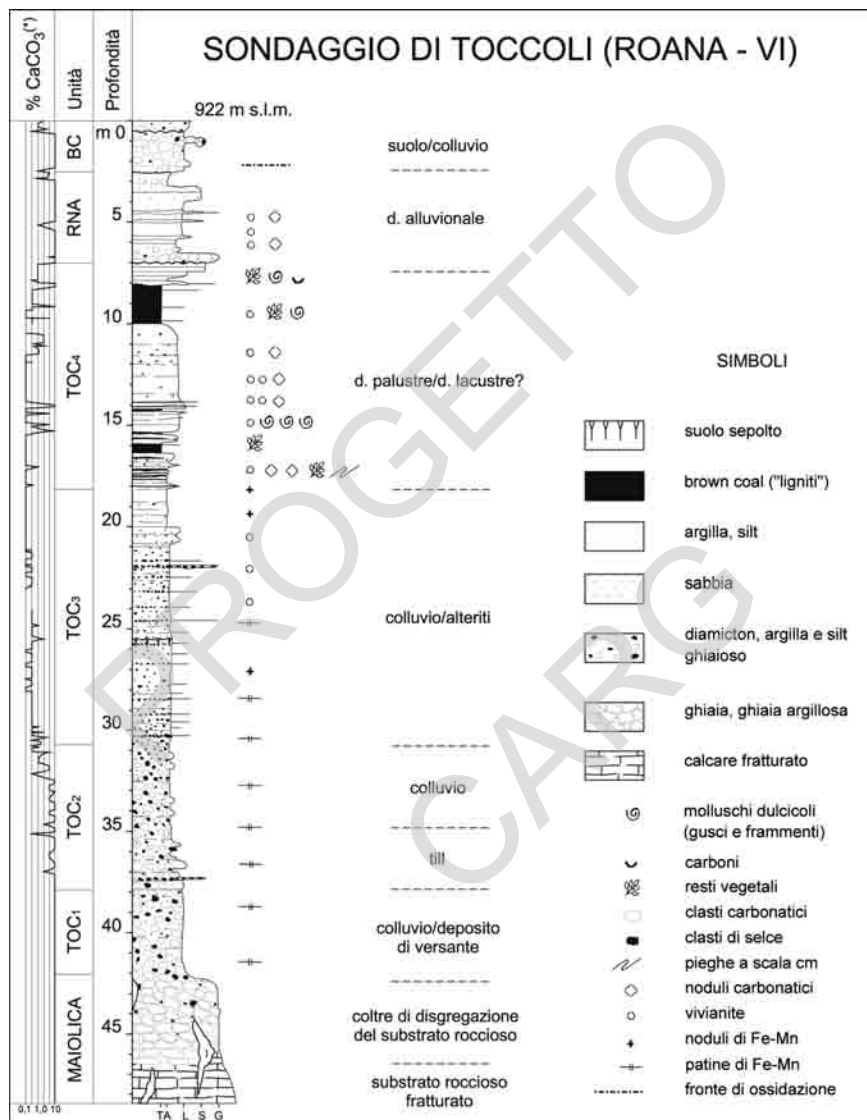


Fig. 21 - Colonna stratigrafica del sondaggio meccanico eseguito in località Toccoli.

T: brown coal ("ligniti"); A: argilla; L: silt; S: sabbia; G: ghiaia; I: "tasche" con riempimenti argilloso-ghiaiosi; TOC: formazione di Toccoli (i pedici si riferiscono ai membri cui è stata suddivisa informalmente l'unità), RNA: formazione di Roana; BC: gruppo di Bettinadi-Turcio.

(\*) Le classi di contenuto di carbonato di calcio sono secondo Sanesi (1977).

degli interstrati della Maiolica.

Su questo membro, interpretato come legato a processi di colluviamento e di trasporto per gravità, poggia in apparente conformità un intervallo disomogeneo (2° membro, TOC<sub>2</sub>) costituito da circa 7 m di *diamicton* massivi a supporto di matrice, con intercalazioni di argille ghiaiose e più raramente di ghiaie argillose, alcune delle quali con caratteri analoghi a quelle del membro sottostante. L'elemento più caratteristico è tuttavia la presenza di litotipi provenienti dal gruppo dei Calcari Grigi e dal Rosso Ammonitico Veronese, con ciottoli eterometrici subarrotondati e arrotondati e con forme sfaccettate e poligonali allungate, accanto a quelli prevalenti provenienti dalla Maiolica. L'interpretazione che la parte inferiore dell'intervallo in esame corrisponda a dei *till* di provenienza locale deriva da elementi indiziari, quali la presenza di ciottoli sfaccettati, in quanto non sono state riconosciute strie sulla superficie dei clasti a causa della loro alterazione superficiale evidenziata da patine di Fe-Mn. La parte rimanente del membro sembra più riconducibile a processi di colluviamento, in parte alimentati dall'erosione del *till*.

Il membro soprastante (TOC<sub>3</sub>) è stato definito in base alla graduale scomparsa dei carbonati nello scheletro e alla presenza esclusiva della selce. Esso si compone di sedimenti fini prevalentemente argillosi, di colore grigio o verde oliva, contenenti una frazione ghiaioso-sabbiosa variabile, costituita da elementi angolosi di selce patinata o completamente alterata. L'intervallo presenta una debole laminazione piano-parallela marcata dalle variazioni di contenuto dello scheletro ghiaioso oltre che dalla disposizione orientata dei clasti appiattiti. In alcuni casi la concentrazione dei clasti dà luogo ad intercalazioni di ghiaie (*stone-line*?). I caratteri tessiturali, la scarsità dei carbonati anche nella matrice e la presenza di brevi intervalli fortemente ossidati ha portato ad interpretare questo membro come un complesso di colluvi e di alteriti.

L'ultimo membro che compone la formazione in esame (TOC<sub>4</sub>) è definito sulla base della marcata diminuzione dei granuli di selce e da una laminazione più marcata oltre che dalla comparsa di sostanza organica intercalata. Esso è formato da limi ed argille grigie, debolmente laminate, localmente organiche, contenenti intercalazioni di torbe fortemente compresse, classificabili come *brown coal*, in due banchi di circa 2 e 0,5 m, corrispondenti ai livelli "lignitici" degli *Auctt.* (Fig. 22). Subordinate sono le intercalazioni sabbiose, in particolare nella parte superiore del membro. Caratteristica è poi la presenza di gusci di gasteropodi dulcicoli, livelli con pieghe centimetriche (*slumping*?), nonché strutture secondarie quali noduli di vivianite, di Fe-Mn e carbonatici. Il membro in esame è riferibile ad un ambiente palustre e dubitativamente lacustre, il cui bacino si adatta ad una morfologia arcaica parzialmente correlabile agli impluvi a est e sud-est di Toccoli, antecedente all'incisione della Val d'Assa (ALLEGIANZI *et al.*, 1965). All'epoca l'altopiano doveva presentare un paesaggio diverso dall'attuale, con un reticola-



to fluviale più sviluppato ed un minore dislivello con le valli dell’Astico e del Brenta. L’approfondimento dei fondovalle ed il loro incarsimento si sviluppò principalmente in epoca successiva (MIETTO & SAURO, 2000).

Analisi polliniche preliminari effettuate sul principale “banco lignitico” indicano la presenza di un’associazione forestale di ambiente alto collinare-montano, a clima temperato-fresco, con *Quercus*, *Carpinus*, *Larix*, *Pinus*, *Tsuga*, *Cedrus* collocabile nel Pleistocene inferiore (L. CAPRARO, com. scritta). Non si esclude che la parte inferiore della successione, contenente livelli con *till*, sia inquadrabile nel Pliocene.

#### 4.3.2.2. - Formazione di Roana (RNA)

Le sezioni più rappresentative sono sulla scarpata d’erosione a sud di Roana. Gli affioramenti si estendono al paese di Roana, a Canove e sull’altro lato della Val d’Assa, presso il Forte Tagliata o poco più a nord.

La formazione comprende conglomerati costituiti da ghiaie grossolanamente stratificate, moderatamente selezionate, a tessitura generalmente a supporto clastico. I clasti sono da arrotondati a subarrotondati, con diametro medio compreso tra 3 e 15 cm, mentre quello massimo è pari a 30 cm.

Litologicamente sono composti quasi esclusivamente da carbonati di provenienza locale (soprattutto gruppo dei Calcari Grigi) con subordinato contenuto in selce (< 3%). I conglomerati presentano intercalazioni date da banchi di ghiaie sabbiose o lenti di sabbie cementate. Sono pure presenti, ma in misura nettamente subordinata, lenti o



Fig. 22 - Sondaggio di Toccoli (Roana), carote con ligniti dell’intervallo -15.0-20.0 m.

livelli di notevole continuità laterale, di spessore decimetrico, costituiti da limi argillosi e sabbiosi, talora da argille plastiche di colore bruno intenso (7,5 YR 4/6) (Fig. 23). Si tratta di intercalazioni di suoli e sedimenti di suolo, caratterizzati anche da una relativamente elevata concentrazione di selce alterata (fino al 30%) nello scheletro, dalla decarbonatazione della matrice e dalla presenza di patine di Fe-Mn o di altre figure pedogenetiche. Tutta la successione in affioramento si caratterizza per la presenza di una cementazione pervasiva, tenace, con varie generazioni di cementi.

I conglomerati di Canove di Roana sono stati inquadrati dubitativamente all'unità in esame sulla base della posizione e dei caratteri dell'alterazione.

Le facies qui sommariamente descritte sono indicative di un sistema deposizionale di conoide alluvionale, alimentato da un paleotorrente Assa, quando il *canyon* attuale non era scavato e dunque in condizioni morfoclimatiche ben diverse dalle attuali.

Nel sondaggio di Toccoli (Fig. 21) è stata inquadrata nell'unità in esame la parte superiore della serie attraversata, caratterizzata dall'alternanza tra limi argillosi con ghiaie e sabbie che definisce un passaggio graduale con le facies sottostanti.

Nel paese di Roana, sulla superficie di tale conglomerato, è ben nota la presenza di inghiottitoi e conche carsiche riempite da argille residuali di colore bruno. Negli spaccati artificiali esaminati queste ultime hanno spessori che possono raggiungere i 4 m, se non oltre. In questi casi la superficie sommitale dei conglomerati mostra una tipica struttura ad organi geologici, con settori completamente alterati o con ciottoli cavi per dissoluzione (OMBONI, 1876, pag. 2) o ridotti a fantasmi.

Lo spessore varia da alcuni metri ad almeno 60 m. La formazione poggia sul substrato roccioso o sulla formazione di Toccoli. Il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure con una superficie erosiva su cui poggiano



Fig. 23 - Formazione di Roana: conglomerato con suolo intercalato affiorante a Roana.

depositi di unità più recenti (supersintema dell'Astico, supersintema dei Sette Comuni, sintema del Po).

I conglomerati di Roana e di Canove sono stati considerati pliocenici da TARAMELLI (1882) ed attribuiti al Villafranchiano da BARTOLOMEI (1984) sulla base del ritrovamento di un dente di mastodonte. Qui sulla base degli elementi sopra-descritti e dell'inquadramento cronologico della sottostante formazione (TOC) vengono riferiti al Pleistocene inferiore.

#### 4.3.2.3. - *Supersintema dell'Astico (AT)*

Il supersintema dell'Astico raggruppa i depositi appartenenti ad eventi deposizionali più antichi dell'ultimo evento glaciale (LGM) presente nell'area (sintema del Garda), non adeguatamente discriminabili tra loro o correlabili se non a livello locale, come nel caso della bassa valle del T. Posina. In quest'area è stato possibile distinguere due unità, la formazione di Arsiero ed il sintema degli Stancari, in cui vengono cartografati i depositi costituenti il ciclo di riempimento di un paleoalveo del T. Posina.

L'unità comprende i depositi indicati come "alluvioni antiche ciottolose" e "morenico prewürmiano, parzialmente cementato e con frammenti di porfido quarzifero parzialmente alterati" del Foglio 37 "Bassano" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (DAL PIAZ *et al.*, 1946), ed equivale all'"Unità di rango superiore dell'Astico" (CUCATO, 2001).

La sezione più rappresentativa è nell'incisione che divide il conoide di Lucca (Valdastico) per i depositi alluvionali antichi del T. Astico e presso la contrà Lamara (Asiago) per i depositi glacialigenici. I principali affioramenti sono in Val d'Astico, ad Asiago, Roana, Campoverve, in Val d'Assa e nell'altopiano di Vezzena.

La descrizione che qui segue si riferisce ai depositi non ulteriormente suddivisi nelle unità stratigrafiche sopra citate.

In Val d'Astico lembi di ghiaie variamente cementate affiorano a nord-est di Arsiero e presso S. Pietro Valdastico. I sedimenti sono composti da ghiaie grossolanamente stratificate, moderatamente selezionate, contenenti rare lenti sabbiose. I depositi, caratterizzati da tessitura clasto-sostenuta, presentano elementi arrotondati e subarrotondati, di dimensioni mediamente comprese tra 2 e 10 cm, ma che localmente possono raggiungere i 40 cm; le litologie prevalenti sono le dolomie, con subordinati calcari, mentre i litotipi non carbonatici (porfido, metamorfitti, quarzo, selce, basalti) sono estremamente scarsi (< 5%). Sugli spaccati naturali è presente una cementazione discontinua, dovuta a cemento calcitico incrostante di ambiente vadoso.

Si tratta di depositi alluvionali del T. Astico, caratterizzati da facies del tutto analoghe a quelle legate alla dinamica attuale. I depositi sono terrazzati, costituendo un terrazzo sospeso sul fondovalle di circa 30 m. Lo spessore è stimabile in almeno 30-40 m. Nella sezione del conoide di Lucca sui depositi in esame si sviluppa una superficie debolmente erosiva, sopra la quale poggia un *till* d'alloggiamento inquadrato nel sintema del Garda. Nelle altre località contermini il limite è mascherato e la correlazione è stata condotta non solo tenendo conto dei caratteri interni del deposito, ma anche della correlabilità plano-altimetrica della superficie deposizionale conservatasi lungo l'asse della valle o della traccia della stessa qualora sepolta da altri depositi.

Alcuni piccoli lembi di conglomerati alluvionali, fortemente cementati ed alterati affiorano anche in Val d'Assa presso il Ponte Pusterle.

I *till* d'alloggiamento sono formati da diamictiti e *diamicton* a supporto di matrice, massivi, ben addensati, ad alto contenuto in matrice limosa (70-80%). I ciottoli presentano diametro medio da centimetrico a decimetrico, spigoli smussati, forme sfaccettate e superfici comunemente striate. Sono costituiti quasi esclusivamente da litologie locali (calcari soprattutto), mentre la frazione esotica (porfido, filladi, gneiss, quarzo) è minore del 2%. Gli affioramenti più estesi sono tra Roana ed Asiago. Qui sono presenti anche diamictiti a supporto clastico, areniti e conglomerati, in livelli o lenti intercalate, talora deformate probabilmente per fenomeni di glaciottettonica. L'interpretazione è che si tratta di depositi fluvioglaciali e di contatto glaciale originatisi in un ambiente deposizionale subglaciale. L'estensione e i relativi spessori sono tuttavia tali da non consentirne una rappresentazione cartografica. I depositi sono in genere fortemente cementati. Tuttavia sono presenti settori in cui la cementazione è molto scarsa se non assente (ad es. ad ovest di Parnoli e presso le Sorgenti di Val d'Assa).

I *till* d'ablazione sono costituiti da *diamicton* a supporto di matrice, massivi, poco addensati, a clasti eterometrici immersi in una matrice sabbiosa e ghiaiosa fine (35%). La frazione clastica comprende elementi da subangolosi a subarrotondati, composti prevalentemente da litologie locali (i litotipi esotici sono generalmente inferiori al 5-8%). I principali affioramenti sono nell'Altopiano di Vezzena e a N di Castelletto, dove sono espressi morfologicamente da numerose morene, spesso con forme piuttosto blande. In queste due località i depositi non sono generalmente cementati, mentre lo sono quelli affioranti a Tonezza (C. Tezza).

I *till* indifferenziati sono stati cartografati in quelle aree dove gli affioramenti sono molto scarsi. Si tratta di *diamicton* con caratteri riconducibili ai *till* d'ablazione o d'alloggiamento. Escludendo l'area dell'alta Val d'Assa e dell'Altopiano di Luserna in cui sono generalmente non cementati, in tutte le altre aree in cui sono stati cartografati (Asiago, Albaredo di Rotzo, Tonezza, C. Mosca) sono fortemente cementati e rimodellati.

Depositi di contatto glaciale sono presenti in due località: presso C. Villanova e Campo (Tonezza) e sopra Rotzo. Gli affioramenti sono formati da conglomerati con intercalazioni arenitiche, originatisi per cementazione di ghiaie limoso-sabbiose, grossolanamente stratificate, cui si intercalano sabbie o ghiaie pulite a tessitura clasto-sostenuta o aperta. In base alla posizione e alla facies i conglomerati vengono interpretati come depositi di contatto glaciale di ambiente marginoglaciale.

Depositi glaciolacustri formati da limi laminati e *diamicton* sono presenti sul sottosuolo dell'Astico e del Posina presso Seghe a debole profondità (CUCATO, 2001).

Sul fianco sinistro della Val d'Assa, tra il ponte stradale ed il cimitero di Canove, sono conservati alcuni lembi residui di conglomerati grossolanamente stratificati, contenenti ciottoli subarrotondati, quasi esclusivamente carbonatici, con tracce di ciottoli esotici (porfido, quarzo, metamorfiti). Si tratta di depositi ben cementati, debolmente incastrati nei conglomerati della formazione di Roana, ma sospesi di almeno 50 m sull'attuale fondovalle, che localmente danno luogo a scarpate subverticali, alte fino a 10-15 m, talora sottoescavate alla base. Lo spessore massimo è di circa 50 m. L'analisi di facies ed alcune misure di paleocorrenti sono compatibili con l'interpretazione che si tratti di depositi fluvio-glaciali della stessa valle.

Presso la località Villa Serena (ad ovest di Canove di Roana), in occasione degli scavi per la costruzione di un edificio, sono stati intercettati limi argillosi grigi, massivi o grossolanamente stratificati, contenenti uno scarso scheletro di natura selciosa e resti organici vegetali, costituiti da livelli di torba laminata, con foglie e resti lignei fortemente compressi. L'interpretazione è che si tratti di depositi lacustri molto antichi. In effetti lo spessore della coltre di alterazione (almeno 5 m) ed i caratteri particolarmente evoluti del processo pedogenetico, nonché il grado di rimodellamento del sito che ha portato ad una inversione del rilievo, fanno ritenere che si tratti di depositi collocabili nel Pleistocene inf.. Depositi lacustri analoghi per contesto morfologico e stratigrafico sono presenti circa 300 m a sud della chiesa di Gallio.

Lo spessore dei depositi dell'unità varia da circa 1 m fino a circa 50 m. Essi poggiano attraverso una superficie erosiva sul substrato roccioso o sulla formazione di Roana; il limite superiore coincide con la superficie topografica o con una superficie erosiva su cui poggiano depositi più recenti (gruppo di Bettinadi-Turcio, supersintema dei Sette Comuni, sintema del Garda, sintema del Po).

Sull'Altopiano di Vezzena sui *till* d'ablazione si sviluppa un alfisuolo con orizzonte Bt eroso di almeno 1 m di spessore e colore 7,5YR. Ad Asiago e Tonezza accanto a *till* fortemente cementati, contenenti clasti molto alterati o cavi dal-

l'interno, si conservano suoli notevolmente evoluti, privi di carbonati sia nello scheletro sia nella matrice, con spessore stimabile in vari metri, tanto da essere cartografati sotto la dizione di "alteriti". In particolare a Tonezza sono presenti suoli bruni ocrici, caratterizzati da matrice di colore bruno (7,5 YR 4/4), presenza di *fragipan*, interpretati come suoli policiclici sviluppatisi su *till*.

Per quanto riguarda la ricostruzione degli eventi glaciali precedenti l'LGM possiamo delineare il seguente quadro.

Nel corso di almeno un evento glaciale subito precedente l'LGM una diramazione del ghiacciaio atesino si portava nella testata della Val d'Assa fino a circa 1 km a monte del confine con la provincia di Trento; a sud una diffluenza dello stesso si portava con la propria fronte sino a C. Galeni di sotto. Nell'altopiano di Rotzo, è documentata la presenza del ghiacciaio dell'Astico fin poco più ad est del cimitero di Rotzo; da qui attraverso una diffluenza della massa principale esso risaliva lo sbocco della Val d'Assa, invadendo gli altopiani limitrofi.

Dobbiamo risalire ad eventi glaciali più antichi, collocabili per lo meno nel Pleistocene medio, per parlare di correnti glaciali atesine in grado di arrivare attraverso la Val d'Assa fino a Roana e Campoverve e quindi nella conca di Asiago. Lo stesso dicasi per un collegamento con il ghiacciaio della Val d'Astico, contrariamente a quanto ipotizzato da TREVISAN (1939).

Per quanto riguarda la Massima Estensione dei Ghiacciai (M.E.G.) di provenienza atesina gli elementi raccolti sono i seguenti. Nell'altopiano di Tonezza la disposizione dei massi erratici e del "morenico scheletrico sparso" indica che l'altopiano era invaso dalla massa glaciale che fluiva attraverso la Val d'Astico con le seguenti modalità: sul margine N fino ad almeno 1250 m (fianco meridionale dello Spitz di Tonezza), nella parte centrale fino al ciglio con la testata della valle del rio Freddo, a sud fino alla conca di Prà del Bosco. Si prefigura una transfluenza nella valle del rio Freddo.

Nella conca di Asiago rimane valido il quadro riportato dal NEGRI (1901), con tracce glaciali fino a Bertigo, Turcio, Roncalto, Val Magnaboschi; i nuovi ritrovamenti sono presso C. Rossi ad ovest di Treschè e presso Campomezzavia.

Nella regione tra la Val d'Assa e l'Astico piccoli clasti di quarzo si rinvennero nella conca delle Casare delle Mandrielle e di Campolongo, presso l'Istituto Elioterapico e Malga Croiere, che permette di estendere a quest'area i ghiacciai atesini.

Il supersintema dell'Astico è inquadrabile tra il Pleistocene inferiore? ed il Pleistocene superiore *p.p.*

#### 4.3.2.4. - *Formazione di Arsiero (DAR)*

Sinonimi: Unità di Arsiero (CUCATO, 2001). La sezione più rappresentativa è sulla scarpata a sud del paese di Arsiero. Il deposito affiora in quasi tutta questa scarpata. I depositi sono costituiti da un *diamicton* con tessitura prevalente a supporto di clasti, addensato, contenente massi eterometrici, anche del volume di alcuni m<sup>3</sup>, generalmente a contatto reciproco, localmente cementati. Il contenuto in matrice in alcuni settori può anche essere particolarmente elevato (70%). La matrice è costituita da limo sabbioso di colore bruno giallastro chiaro. I clasti presentano spigoli vivi e sono formati in modo preponderante da litotipi appartenenti alla Dolomia Principale; localmente sono presenti ciottoli e blocchi piuttosto alterati provenienti dal complesso vulcanico ladinico ed argille rossastre del gruppo di Raibl.

Lo spessore massimo dei depositi è stimabile in almeno 60 m. Non è noto il loro appoggio basale. Su di essi poggiano in discordanza i depositi del sintema degli Stancari, del sintema del Garda ed del sintema del Po.

La formazione di Arsiero costituisce un corpo piuttosto omogeneo di depositi interpretati come un antico accumulo di frana, fortemente eroso e rimodellato, sepolto da depositi più recenti, proveniente da sud, cioè dal fianco destro della Val Posina.

Questo accumulo di frana, assieme al substrato roccioso dolomitico affiorante in località Stancari e presso Case S. Maria, ad est di Arsiero, costituiscono il fianco destro della paleovalle sepolta del T. Posina (MADDALENA, 1906; FABIANI, 1920; DAL PRÀ, 1968a; DATEI *et al.*, 1975).

La formazione in esame è cronologicamente inquadrabile all'interno del Pleistocene medio.

#### 4.3.2.5. - *Sintema degli Stancari (DST)*

Sinonimi: Unità degli Stancari (CUCATO, 2001). La sezione più rappresentativa è a sud della località Pian di Mostra, sulla scarpata che degrada verso il T. Posina. I principali affioramenti sono ad ovest di Arsiero in località Stancari e nella bassa valle del Rio Freddo (C. Pierini, Valoie).

L'unità comprende vari tipi di depositi, indagati anche tramite sondaggi meccanici (DATEI *et al.*, 1975). Sul fianco occidentale del crinale sopra il quale sorge la chiesa di S. Rocco, ad ovest di Arsiero, affiorano ghiaie a stratificazione orizzontale o incrociata a basso angolo, ma anche grossolanamente stratificate, comunemente ben cementate. Esse contengono clasti generalmente subarrotondati ed arrotondati, carbonatici (dolomie, calcari), con subordinati clasti provenienti dal complesso vulcanico ladinico (porfiriti). Localmente sono presenti lenti di limi,

limi argillosi bruni e bruno grigiastri a laminazione piano-parallela, oltre a limi sabbiosi e sabbie a stratificazione e laminazione incrociata. Queste stesse facies affiorano appena fuori del Foglio in località Peralto (m 461) e corrispondono, come affermato dagli Autori in passato, a depositi alluvionali con intercalazioni lacustri legate ad una fase di alluvionamento della bassa valle del Rio Freddo per fenomeni di sbarramento.

In località Stancari la successione è più articolata, comprendendo nella parte inferiore del versante, al di sopra del substrato costituito da Dolomia Principale, *diamicton* a diverso contenuto di matrice, con clasti prevalentemente carbonatici, ma anche esotici (*till* indifferenziati), quindi ghiaie e sabbie anche clinostratificate, interpretate come depositi fluvio-glaciali di ambiente marginoglaciale, e come depositi di versante (Pian di Mostra). Questi ultimi, composti da clasti subangolosi dolomitici, erano alimentati dal detrito proveniente dal versante meridionale, prima dell'incisione del solco attuale del T. Posina. In successione verso l'alto sono quindi pochi metri di ghiaie e sabbie a stratificazione incrociata concava a grande scala (depositi di contatto glaciale?) e quindi ghiaie grossolanamente stratificate (depositi alluvionali).

Tutti i depositi appena descritti sono generalmente cementati (cemento microcristallino di ambiente vadoso). Le stratigrafie dei sondaggi eseguiti in quest'area evidenziano soprattutto la presenza di limi argillosi laminati di ambiente lacustre nel sottosuolo della bassa valle del Rio Freddo, di Piaggio e S. Rocco, con spessore che localmente può arrivare ad almeno 60 m.

Lo spessore complessivo dell'unità è di circa 100 m. Essa poggia attraverso una superficie erosiva sul substrato roccioso o sulla formazione di Arsiero, mentre su di essa poggia in discordanza il sintema del Garda ed il sintema del Po.

La successione descritta corrisponde al riempimento della paleovalle del T. Posina dovuta allo sbarramento connesso alla presenza di una lingua glaciale qui insinuata, attribuibile ad un evento glaciale precedente l'LGM. L'ostacolo al deflusso delle acque del T. Posina e dei suoi affluenti ha avuto ripercussioni non solo nel tratto qui esaminato, ma anche più a monte, portando alla formazione di un bacino lacustre con soglia dinamicamente controllata dalla presenza del ghiacciaio. Dal punto di vista cronologico la successione è inquadrabile nel Pleistocene superiore e dubitativamente in quello medio.

#### 4.3.2.6. - Gruppo del Costo (CO)

Sinonimi: detriti crioclastici del Riss e del Würm in BARTOLOMEI (1976); Formazione del Costo in CUCATO (2001). La sezione più rappresentativa è presso la località Piaggio (Arsiero).

Gli affioramenti principali sono, oltre a quelli presso Piaggio, sul margine me-



ridionale dell'Altopiano di Asiago e ad W di S. Pietro Valdastico. Gli spaccati più rappresentativi, da cui deriva la denominazione originaria dell'unità, qui assunta a rango di gruppo, sono appena al di fuori del Foglio, in corrispondenza della strada del Costo vecchio (Cogollo del Cengio).

La facies più diffusa e caratteristica è data da conglomerati clinostratificati, composti da strati decimetrici e pluridecimetrici, sia a supporto elastico che parzialmente aperto o aperto. La stratificazione è inclinata da monte verso valle, con valori mediamente attorno ai 30°. I conglomerati sono composti da ghiaie e massi angolosi quasi esclusivamente di Dolomia Principale.

Presso Piangrande, accanto alle facies appena descritte, vi sono conglomerati e ghiaie variamente cementate, di aspetto massivo, con massi anche di vari m<sup>3</sup>, e subordinate ghiaie a supporto di matrice limosa di colore bruno chiaro.

Nel complesso si tratta di depositi di versante, per la maggior parte detrito di falda, ma localmente dovuti a limitati fenomeni di crollo o a processi di trasporto in massa. L'associazione di facies data da un'alternanza tra strati a tessitura clastica con strati a tessitura aperta, tenendo conto della morfologia dei versanti soprastanti, permette di classificarli come "falde detritiche stratificate", formati durante le fasi fredde del Pleistocene (CASTIGLIONI *et al.*, 1979).

La cementazione è discontinua, spesso pervasiva, con matrice cementata e cemento calcitico microcristallino di ambiente vadoso.

Tra gli elementi caratteristici dei depositi presenti in Val d'Astico, oltre alla cementazione pervasiva, vi è l'aspetto residuale di molti affioramenti, spesso conservati in posizione sospesa rispetto alle vallecole che attraversano il versante, sottoescavati alla base, talora incassati o con superfici tappezzate da concrezioni carbonatiche. Dal punto di vista morfologico la superficie d'accumulo è solo parzialmente conservata.

La superficie d'appoggio basale è sul substrato roccioso o non visibile; il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sintema del Po.

Presso Valpegara (Valdastico) i depositi sono formati da ghiaie e massi di Dolomia Principale, a struttura massiva, disomogeneamente cementati. Si tratta di depositi gravitativi *s.l.* fortemente rimodellati e smembrati, poggianti direttamente sul substrato roccioso o sui *till* del sintema del Garda. In corrispondenza del rio Valpegara su di essi sono incastrati i depositi del conoide di Valpegara (subsintema di Pedescala).

In tutti i casi lo spessore varia da alcuni metri ad alcune decine di metri.

Il gruppo del Costo viene inquadrato tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore.

#### 4.3.2.7. - *Subsistema di Pedescala (POI<sub>1</sub>)*

La sezione più rappresentativa è in corrispondenza dell'incisione che divide in due tronconi il conoide di Lucca (Valdastico). Gli affioramenti principali sono sulla scarpata dovuta all'erosione laterale dell'Astico sui conoidi di Casotto, Costa, Pedescala e Schiri.

Le facies sono date da *diamicton* a supporto clastico, talora di matrice, massivi, contenenti clasti eterometrici con dimensioni variabili da pochi cm fino a 40-50 cm. Il contenuto in matrice può variare da circa il 30 al 60%: essa è data da sabbia mal selezionata e da ghiaia fine. Sono presenti inoltre strati e lenti di ghiaie moderatamente selezionate, grossolanamente stratificate, a tessitura sia a supporto clastico che aperto. Localmente i livelli ghiaiosi possono avere una selezione buona. Il grado di arrotondamento dei clasti è generalmente basso: prevalgono i frammenti subangolosi e subarrotondati. La composizione litologica è dominata dalle dolomie e in subordine dai calcari, mentre la frazione non carbonatica (porfido, metamorfiti, quarzo, ecc.), legata all'erosione di coltri glaciali, è generalmente inferiore al 5%. Gli spaccati naturali si caratterizzano per la presenza di una cementazione discontinua, tipicamente nei punti di contatto dei clasti, di ambiente vadoso. Localmente essa ha carattere pervasivo, consentendo lo sviluppo di pareti sottoescavate alla base, aggettanti. La cementazione interessa tuttavia la fascia a ridosso delle scarpate per uno spessore di pochi m.

Nel complesso si tratta di depositi di origine mista, quasi esclusivamente legati a trasporto torrentizio e a *debris-flow*, costituenti una fase importante di aggradazione della valle, subito successiva al ritiro della lingua atesina qui insinuatasi e precedente la fase di terrazzamento che ha portato all'incisione dei depositi. A tale fase corrisponde un fondovalle di circa 25-40 m superiore all'attuale.

A nord del M. Verena sono stati cartografati dei *diamicton* a supporto clastico, massivi, caratterizzati dalla presenza esclusiva di clasti calcarei e dolomitici di provenienza locale. Uno degli aspetti peculiari di questi depositi è l'alterazione che interessa sia la matrice sabbiosa, che i clasti, caratterizzati da *cortex* di alterazione anche di 4 mm di spessore. Il fronte di decarbonatazione è superiore al m. L'origine dei sedimenti è legata a processi di *debris-flow* e soprattutto valanghivi. L'espressione morfologica dei depositi è riconducibile a dei conoidi coalescenti incisi e fortemente rimodellati, sviluppatisi alla base del versante. L'inserimento nell'unità in esame è stato condotto, non senza un certo grado di incertezza, tenendo conto dell'alterazione, del terrazzamento e dell'entità del rimodellamento.

Lo spessore dei depositi varia da alcuni m fino a circa 50 m. Il limite inferiore è inconforme con il gruppo del Costo o con il sistema del Garda, mentre quello superiore coincide con la superficie topografica o con il sistema del Po.

L'unità è inquadrabile tra il Pleistocene superiore terminale e l'Olocene antico.

### 4.3.3. - UNITÀ PERTINENTI AL BACINO DEL FIUME BRENTA

#### 4.3.3.1. - *Formazione di Lagonsin (FLG)*

A nord-ovest ed a sud-ovest di Malga Scura sono presenti due estesi affioramenti di conglomerati (rispettivamente circa 200 e 500 m<sup>2</sup>), che costituiscono i depositi più antichi nell'area della Marcesina. La sezione più rappresentativa è individuabile negli affioramenti sotto il Colle Lagonsin, dove si sviluppa una scarpata subverticale alta circa 15 m, di notevole continuità laterale.

Si tratta di conglomerati debolmente stratificati, a clasti da medio grossolani a grossolani, prevalentemente subarrotondati, contenenti subordinate intercalazioni di ghiaie fini o sabbie. Gli strati hanno spessore mediamente compreso tra i 30 cm ed il m. La composizione litologica è esclusivamente locale, essendo data da litotipi calcarei provenienti dal gruppo dei Calcari Grigi. Estremamente rari sono i clasti provenienti dal Rosso Ammonitico Veronese, ivi compresa la selce. La tessitura è prevalentemente clastica, con subordinati strati a tessitura aperta o parzialmente aperta. La cementazione è pervasiva, data soprattutto da cemento microcristallino entro la matrice e cemento isopaco sulla superficie delle cavità. Le superfici esposte mostrano microforme da carsismo superficiale, in particolare fino al 20-25% dei ciottoli sono cavi per alterazione dall'interno e dissoluzione. Nell'affioramento ad ovest di Malga Scura la morfologia superficiale è localmente quella caratteristica dei campi carreggiati.

Lo spessore è variabile all'incirca tra 15 e 30 metri.

La formazione in esame poggia direttamente sul substrato roccioso, mentre su di essa poggiano, ma solo nell'area presso il Colle Lagonsin, i *till* cementati del sintema di Cost'Alta: il contatto non è direttamente osservabile, ma tracciabile, in base alla distribuzione degli affioramenti e della morfologia.

L'ambiente deposizionale è identificabile in una piana fluvio-glaciale alimentata da torrenti di provenienza varia: i dati delle paleocorrenti indicano apporti da SW per l'affioramento sotto il Colle di Lagonsin, mentre quello ad ovest di M. Cucco apporti variabili da NW a NE.

L'antichità dei conglomerati deriva non solo dall'entità della cementazione e dalla dissoluzione dei ciottoli, ma anche dai dati di paleocorrente: essi infatti prefigurano delle morfologie arcaiche, con un livello di base più elevato di quello attuale e condizioni di deflusso parzialmente slegate dal paesaggio odierno, spiegabili solo in parte con fenomeni di sbarramento glaciale.

La formazione viene quindi inquadrata tra il Pleistocene inferiore? ed il Pleistocene medio.

#### 4.3.3.2. - *Sintema di Cost'Alta (OTA)*

La sezione più rappresentativa è sul margine settentrionale della dorsale di Cost'Alta nella parte nord della Marcesina. Qui tra 1420 e 1490 m di quota è presente una cornice lunga circa 60 m, alta 3-6 m, di diamictite a supporto clastico, massiva, localmente transizionale con una diamictite a supporto di matrice, poggiante direttamente sui calcari della Maiolica. Il deposito, interpretabile come *till* d'ablazione, presenta cenni di stratificazione che ricalcano l'assetto della superficie d'appoggio basale, cioè a NNE, con valori di inclinazione di circa 15°. Esso contiene clasti e massi calcarei di litologie locali (gruppo dei Calcari Grigi, Rosso Ammonitico Veronese, Maiolica), prevalentemente subarrotondati, con rari clasti di selce. Il contenuto di matrice, data da limo debolmente sabbioso, varia tra circa il 40 ed il 65%.

L'affioramento si caratterizza per la presenza di una cementazione pervasiva e tenace. Sulla superficie esposta fino al 15% dei clasti si presenta parzialmente o completamente disciolto, tanto da conferire all'affioramento un aspetto vacuolare.

Altri affioramenti con caratteri analoghi sono presenti presso il Colle Lagonsin, dove poggiano sul gruppo dei Calcari Grigi o sulla formazione di Lagonsin, e inoltre a nord di questa località o di Campo delle Doghe. Presso il Colle Lagonsin sono preservati dei blandi cordoni morenici piuttosto rimodellati.

Lo spessore è variabile da meno di 1 m a circa 20 m (Colle Lagonsin).

Gli elementi comuni dei depositi di quest'unità sono la cementazione pervasiva, la posizione relativamente elevata rispetto ai depositi riferibili al LGM, e/o marginale rispetto alle principali direttrici di flusso, la presenza di clasti alterati dall'interno o carsificati e il carattere residuale degli affioramenti, con morfologie tipo *tor* di ambiente periglaciale. In località Bosco del Pizzotto gli ultimi lembi di *till* cementati sono stati individuati tra i 1400 ed i 1425 m di quota: qui gli affioramenti hanno dimensioni inferiori al metro, sovente sono associati a piccoli blocchi di tillite variamente incasati o a singoli massi erratici. Altri piccoli affioramenti di *till* con caratteri analoghi sono stati cartografati entro il supersintema dei Sette Comuni, in quanto non cartografabili o chiaramente distinguibili dagli altri depositi.

Cronologicamente il sintema viene inquadrato all'interno del Pleistocene medio.

#### 4.3.3.3. - *Supersintema del Brenta (SB)*

Il supersintema del Brenta comprende tutti i depositi quaternari non glaciali precedenti l'ultimo evento glaciale, presenti nel bacino del fiume Brenta.

In particolare in esso sono compresi detrito di versante e di falda sciolti (Val di Barco) e cementati (Zingari, Stoccareddo, Campomezzavia, Casara di Col

d'Astiago), depositi di frana (Ribenach) e depositi di origine mista (Val di Barco e Val di Sella). La sezione più rappresentativa è in Val di Sella, in corrispondenza della strada forestale a sud della Sorgente della Togna. Altri spaccati significativi sono in corrispondenza della strada forestale che collega la Val di Barco con la Val di Sella.

In Val di Sella ed in Val di Barco sono stati cartografati depositi di origine mista, formati soprattutto da *diamicton* a supporto di matrice, massivi o grossolanamente stratificati, con clasti di dimensioni comprese tra i 4 ed i 15 cm. Il contenuto in massi è variabile. Localmente sono presenti lenti di ghiaie moderatamente selezionate. I clasti, prevalentemente subangolosi, sono formati da litologie locali, soprattutto da dolomie. La componente esotica è generalmente assente o molto scarsa. La matrice è composta da sabbia limosa carbonatica, con ghiaia fine. In alcuni spaccati si è osservata una debole clinostratificazione, marcata soprattutto da variazioni tessiturali. La cementazione è comunemente assente.

Lungo la strada forestale dell'Acqua Nera (Val di Barco) i sedimenti in esame poggiano su ghiaie e massi eterometrici, solo localmente clinostratificati, a tessitura da clasto-sostenuta ad aperta, interpretati come depositi di versante.

L'intera successione qui presente si caratterizza per l'addensamento dei depositi e la presenza di fratture da carico entro i clasti, carattere quest'ultimo osservato anche in altre località della Val di Sella.

Lo spessore dei depositi varia da alcune decine di m fino a circa 170 m (Val di Barco).

Il limite inferiore con il substrato roccioso è solo localmente visibile; quello superiore è inconforme con il sintema del Garda o coincidente con la superficie topografica.

L'ambiente di sedimentazione è inquadrabile in un sistema di conoidi di deiezione, talora coalescenti, sviluppatisi sul margine settentrionale dell'altopiano, alimentati dall'intensa produzione di detrito proveniente dalle pareti rocciose e alla sua successiva mobilizzazione per processi prevalentemente di trasporto in massa (*debris-flow* e valanga). Questa fase morfogenetica è ben riconoscibile in Val di Barco per la presenza di lembi di superfici terrazzate, a debole inclinazione verso valle, sospese a quote comprese tra gli 850 ed i 1000 m, interpretabili come lembi delle originarie superfici d'accumulo. Su di esse poggiano i *till* del sintema del Garda o, dove il rimodellamento è stato più intenso, unicamente massi erratici formati da porfido e metamorfiti. Sui depositi è stato localmente osservato un alfi-suolo, con orizzonte Bt troncato di colore bruno (7,5 YR 4/4) di quasi 1 m.

Presso Ribenach (Foza) è presente un deposito massivo formato da ghiaia e massi angolosi di litotipi provenienti dal gruppo dei Calcarì Grigi e dalla Maiolica, immersi in una matrice limosa di colore bruno chiaro. Il deposito è

interpretato come un antico accumulo di frana di crollo proveniente dal versante soprastante. L'antichità si desume non solo dall'entità di rimodellamento dell'accumulo e della nicchia di distacco, ma anche dalla forte cementazione del deposito. L'accumulo, di spessore stimabile sui 5-15 m, poggia direttamente sui calcari della Maiolica.

Depositi di versante cementati, costituiti da ghiaie e massi di dolomia e di calcari affiorano presso la Casara di Col d'Astiago, a sud di Valstagna, dove poggiano direttamente sul substrato. Lo spessore è generalmente inferiore al metro. Si tratta di lembi residui di antiche falde detritiche, ormai quasi completamente smantellate.

Depositi con caratteri analoghi, ma in questo caso composti da litotipi del gruppo dei Calcari Grigi o della Maiolica, affiorano rispettivamente presso Campomezzavia (a sud-est di Asiago), e presso C. Ravanelli (a nord di Foza).

In località Zingari (ad est di Gallio) e a nord-ovest di Stoccareddo (Foza) sono stati cartografati due piccoli affioramenti di ghiaie e ghiaie sabbiose clinostatificate e cementate, costituite da minute scagliette angolose di calcari della Maiolica e subordinatamente di selce, di spessore variabile da 2 a 3,5 m. I depositi sono classificabili come *falde detritiche stratificate* del tipo *groizes litées* ed hanno molti caratteri simili a quelli di depositi più recenti inquadrati nel Supersintema dei Sette Comuni. La cementazione ed i rapporti stratigrafici consentono di correlare i depositi con una fase fredda cronologicamente più antica di quella riferibile all'ultimo evento glaciale del Pleistocene superiore.

Il supersintema del Brenta è inquadrabile tra il Pleistocene medio? ed il Pleistocene superiore.

## V - TETTONICA

### 5.1. - I FASE: RIFTING NORICO-LIASSICO

Escludendo la limitatissima porzione di affioramento della successione permotriassica alla base del versante settentrionale dell'Altopiano, in Valsugana, non si hanno informazioni sulle strutture pre-carniche, certamente presenti ma sepolte e inaccessibili all'indagine diretta. Di conseguenza, le strutture più precoci di cui si ha evidenza e che verranno descritte sono quelle che interessano la Dolomia Principale, quindi di età non antecedente al Norico. Secondo BOSELLINI & HARDIE (1988) in Valsugana i Calcari Grigi giacciono in discordanza angolare sulla Dolomia Principale, il cui spessore risulta ridotto di alcune centinaia di metri. Tale riduzione potrebbe essere il prodotto di erosione di un blocco con subsidenza inferiore rispetto a quella dei blocchi circostanti, nell'ambito di una frammentazione della piattaforma che precede e annuncia il successivo *rifting* giurassico. In tutte le Prealpi venete all'interno della successione ciclica della Dolomia Principale si trovano orizzonti di breccie associate a faglie normali sinsedimentarie di dimensioni non cartografabili, riconducibili a una fase triassica di *rifting*.

L'Altopiano dei Sette Comuni si situa nel settore centro-orientale dell'unità paleogeografica della Piattaforma veneta (o di Trento), un *horst* mesozoico delimitato a ovest dal Bacino lombardo e a est dal Bacino bellunese. Tale alto strutturale è un elemento del margine passivo occidentale del microcontinente adriatico (apulo) (DERCOURT *et al.*, 1986) o del promontorio africano (ARGAND, 1924), prodotto dal *rifting* continentale associato allo sviluppo dell'apertura dell'Atlantico centro-settentrionale. Dal tardo Triassico al Giurassico inferiore l'estensione con assottigliamento della litosfera ha interessato essenzialmente il Bacino lombardo (BERTOTTI *et al.*, 1993), con limitati effetti anche sulla Piattaforma di Trento. Di questa è stata

documentata l'attività tettonica sinsedimentaria del margine occidentale, che ha prodotto nicchie di frana sottomarine nella parte alta della scarpata e risedimenti caotici alla base (CASTELLARIN, 1972; PICOTTI & COBIANCHI, 1996). Più ad est, in piena piattaforma, faglie sinsedimentarie sinemuriane che hanno controllato gli spessori della formazione di Rotzo sono spettacolarmente esposte sul massiccio del Pasubio (ZAMPIERI, 1995b; TOBALDO *et al.*, 2004). Brusche variazioni del livello marino prodotte da basculamenti di probabile origine tettonica di tutta la piattaforma sono invece documentate dall'analisi di facies (BARBUJANI *et al.*, 1986).

Sulle scarpate periferiche dell'Altopiano dei Sette Comuni non sono state osservate faglie sinsedimentarie liassiche affioranti in sezione verticale. In pianta, invece, specialmente nel settore centro orientale del Foglio è presente un evidente fascio di faglie subverticali con direzione NNE-SSO, che è la tipica orientazione di queste strutture, come pure dei margini orientale ed occidentale della piattaforma. Alcune di queste corrispondono piuttosto bene con rapidi cambiamenti di spessore delle unità del gruppo dei Calcari Grigi. Una soglia tettonica con faglie normali immergenti a ovest esisteva sicuramente appena a ovest del M. Verena, dove lo spessore della formazione di M. Zugna varia bruscamente da 250 a 150 m. Così tra Rotzo e Roana, dove lo spessore della formazione di Rotzo varia da 130 a 25 m, per annullarsi completamente più a est.

L'evoluzione della Piattaforma di Trento in *plateau* pelagico è avvenuta in un contesto tettonico distensivo protrattosi anche per il restante intervallo di tempo giurassico, come testimoniato dalle variazioni di facies nonché dai filoni sedimentari e dagli *slumping* rinvenuti nel Rosso Ammonitico Veronese (MARTIRE, 1996). La ricostruzione del contesto strutturale dell'Altopiano di questo Autore evidenzia un alto (pinnacolo) nella zona di Foza delimitato da scarpate di faglia con orientazione NNE, ma anche E-W. Queste ultime sono interpretate come faglie *transfer* liassiche riattivate nel Giurassico medio con una componente estensionale.

Infine, anche se non è una prova inconfutabile di attività tettonica, è da ricordare che *slumping* nella porzione inferiore della Maiolica (Cretacico inferiore) sono stati messi in luce dalle escavazioni nelle cave di Rubbio, di Val Bella e di Col d'Astiago (Fig. 13).

## 5.2. - II FASE: RIFTING PALEOGENICO

Durante il Paleogene il Veneto occidentale e il Trentino meridionale sono stati interessati da un'attività tettonica distensiva associata a vulcanismo prevalentemente mafico ed ultramafico (PICCOLI, 1966; DE VECCHI & SEDEA, 1995). Sul significato di questo *rifting* continentale è stato proposto un meccanismo complesso, che coinvolge il *bulging* dell'avampaese della catena dinarica, dove l'asse principale orizzontale minimo del *paleostress* coincideva con quello prodotto dalla conconi-



tante orogenesi alpina (ZAMPIERI, 1995c). Il magmatismo sincollisionale potrebbe essere dovuto a un processo di *slab breakoff* responsabile delle intrusioni lungo il Lineamento periadriatico (VON BLANCKENBURG & DAVIES, 1995).

L'estensione con direzione ENE-OSO si è concentrata nei Lessini orientali mediante lo sviluppo del *graben* dell'Alpone-Agno, al cui interno si sono accumulati ingenti volumi di vulcaniti (BARBIERI *et al.*, 1982; 1991). Nei Lessini centro-occidentali e nelle Prealpi le strutture estensionali terziarie sono diffuse sotto forma di fasci di faglie normali ad alto angolo con orientazione prevalente NNO-SSE, spesso intruse da filoni basici o con associati camini d'esplosione localizzati nelle zone *transfer* tra segmenti di faglia (ZAMPIERI, 2000).

Sull'Altopiano dei Sette Comuni è presente un fascio pervasivo di faglie ad alto angolo orientate NNO-SSE. Data la mancanza per erosione dei terreni terziari, non è possibile determinare con certezza quali di queste faglie siano state attive o, se preesistenti, si siano riattivate durante il Paleogene. E' tuttavia verosimile che le faglie che dislocano con evidenti rigetti verticali la Maiolica essendo anche intruse da corpi filoniani di magmi mafici siano state attive nel Paleogene. Una tra le più importanti faglie di questo tipo si estende tra Bastianelli (a est di Conco) e Gianesoni, nell'angolo sudorientale del Foglio. Un altro evidente esempio si situa nell'angolo nord-occidentale in corrispondenza del rilievo del Dosso di Sotto, tra la Val Renzola e la Val d'Anime.

### 5.3. - III FASE: CONTRAZIONE NEOGENICA

Il sollevamento dell'Altopiano dei Sette Comuni si deve alla tettonica neogenica (nealpina), nel contesto del raccorciamento del margine adriatico mediante sviluppo di sovrascorrimenti sud-sudest vergenti. In sezione l'Altopiano risulta delimitato da due faglie inverse antitetiche convergenti verso il basso, di cui quella principale è la faglia di Bassano (o Bassano-Valdobbiadene), immergente a NNO, mentre quella coniugata è la linea di Val di Sella (VS), immergente a SSE. La prima non affiora e comunque è proiettabile a meridione del margine inferiore del Foglio Asiago, mentre la seconda affiora per un brevissimo tratto nello spigolo nord-occidentale del Foglio (Fig. 24). Nello spigolo nord-orientale è presente la terminazione occidentale del sovrascorrimento di Tezze (LT), sviluppato più a oriente ed esposto in sezione sulle pareti verticali del canale di Brenta.

Analizzando in pianta l'area compresa nel Foglio, gli effetti superficiali di queste strutture sono costituiti dalle pieghe anticlinali e sinclinali appaiate, che interessano tutta la porzione centrale con andamento circa OSO-ENE. Tra le pieghe, l'elemento strutturale con maggiore continuità è la sinclinale di Gallio (SG) (BARBIERI, 1987), che attraversa tutto il Foglio estendendosi tra Tonezza e Lazzaretti (Fig. 24). Ha una forma asimmetrica, col fianco meridionale poco in-

clinato verso NNO e più sviluppato, mentre il fianco settentrionale è più breve ma più inclinato verso SSE. Tale asimmetria mostra la vergenza a SSE del trasporto del blocco di tetto di una faglia inversa cieca situata poco più a nord, di cui il settore meridionale dell'Altopiano costituisce il blocco di letto. Tutta la porzione meridionale dell'area del Foglio rappresenta il fianco meridionale della sinclinale di Gallio, ma anche il fianco settentrionale dell'appaiata anticlinale asimmetrica su cui è modellata la scarpata meridionale dell'Altopiano ("flessura" *Auctt.*), in gran parte situata a sud del Foglio. L'uniformità strutturale di questo settore è interrotta solo dall'anticlinale di M. Gusella (AG), ampia piega che rappresenta la

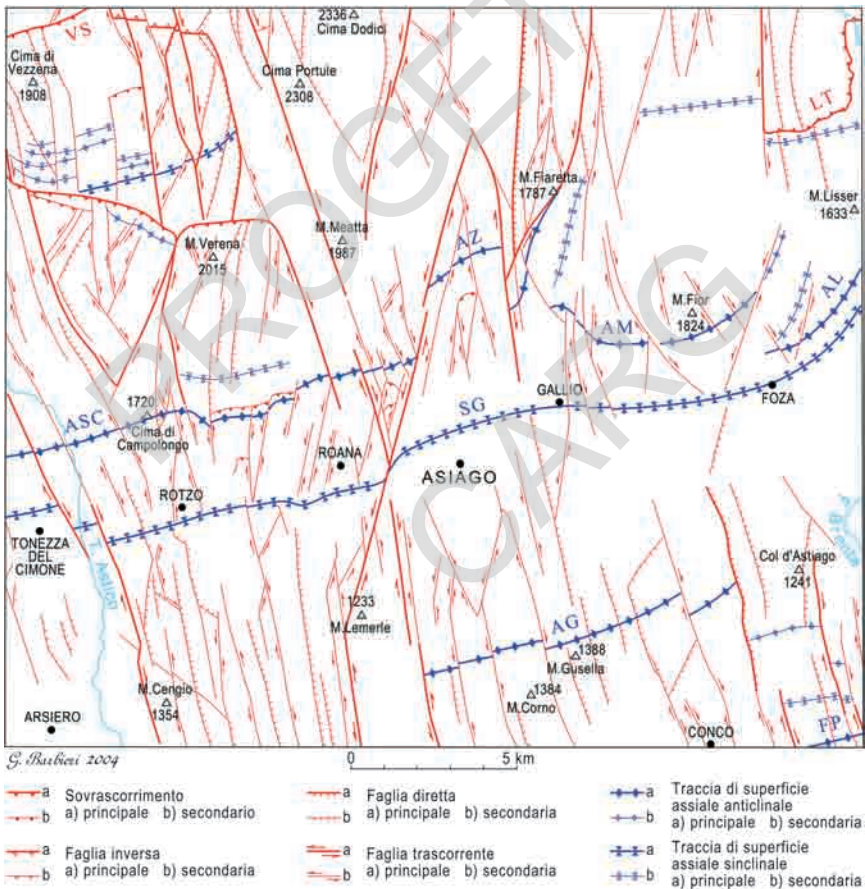


Fig. 24 - Schema strutturale del Foglio Asiago.

VS: linea di Val di Sella; LT: sovrascorrimento di Tezze; ASC: anticlinale Spitz-Campolongo; AZ: anticlinale di M. Zebio; AM: anticlinale delle Melette; AL: anticlinale del Lisser; SG: sinclinale di Gallio; AG: anticlinale di M. Gusella; FP: flessura pedemontana.

cresta della flessura pedemontana localmente arretrata verso nord (Fig. 1 e 24).

Il blocco di tetto della faglia cieca a nord della sinclinale di Gallio si presenta deformato da una serie di pieghe anticlinali con geometria variabile, per cui non si può più parlare di una anticlinale del Lisser appaiata alla sinclinale di Gallio come proposto in BARBIERI (1987). Il nome anticlinale del Lisser va riservato a una piega (AL) con asse arcuato tendente a una orientazione generale NNE, estesa tra il M. Badenecche e il M. Lisser, all'estremità orientale del Foglio (Fig. 25). Procedendo verso ovest, questa è sostituita dall'anticlinale delle Melette (AM), il cui asse arcuato è spostato verso nord e presenta una sovrapposizione con la precedente struttura (Fig. 24 e 25). Entrambe presentano il fianco meridionale fortemente inclinato. Ancora più a ovest e più a nord si ha la breve anticlinale del M. Zebio (AZ), col fianco meridionale poco inclinato. Dal M. Moschiag alla Costa Campo di Scalia l'anticlinale Spitz-Campolongo (ASC) presenta il fianco meridionale con inclinazione che aumenta gradualmente verso ovest (Fig. 24 e 26).

L'articolazione delle strutture anticlinali appaiate alla sinclinale di Gallio, a nord, si spiega con un raccorciamento mediante scorrimento laterale dei blocchi di tetto di un sovrascorrimento immergente a NNO, suddiviso in tronconi dal reticolo delle faglie ad alto angolo preesistenti (NNE e NNO).

Queste sono state riattivate come rampe laterali od oblique dei vari tronconi, con cinematica destra quelle orientate NNO, sinistra quelle orientate NNE. Nel nucleo della sinclinale di Gallio si sono localmente sviluppati anche retroscorrimenti con associate pieghe anticlinali vergenti a NNO. Una struttura maggiore di questo tipo si osserva al M. Erio, mentre strutture a scala più piccola si hanno a NO di Mezzaselva, al M. Interrotto e a S del M. Zebio (Fig. 24).

Strutture anticlinali isolate con orientazione NNE possono



Fig. 25 - Sezione dell'anticlinale del Lisser ripresa dal versante destro della Val Gadena, in corrispondenza del viadotto lungo la strada tra Foza ed Enego. Si noti la forte asimmetria della piega e gli strati verticalizzati del fianco che raccorda strati poco inclinati situati a quote diverse (linea bianca tratteggiata).



Fig. 26 - Sezione naturale dell'anticlinale Spitz – Campolongo ripresa dal versante destro della Val d'Astico.

essere interpretate come *restraining bends* di faglie giurassiche con la medesima orientazione che presentano locali curvature. E' indubbio che una riattivazione neogenica trascorrente sinistra ha provocato contrazione localizzata (transpressione) lungo le curvature destre. Esempi sono costituiti dalla struttura del M. Colombarone (Fig. 27) e da quella di M. Fiaretta-M. Cimon. Il sollevamento del M. Verena può forse invece essere ricondotto a un meccanismo di *restraining stepover* tra due importanti segmenti di faglia scalati a destra, equivalente a quello proposto per le strutture del M. Cornetto di Folgaria e del M. Tormeno (Valle di Riofreddo di Tonezza) appena più ad ovest del Foglio (ZAMPIERI et al., 2003).

In conclusione, in sezione il blocco dell'Altopiano può essere descritto come un *pop-up* delimitato da faglie coniugate convergenti verso il basso, di cui la principale è costituita dal sovrascorrimento SSE-vergente di Bassano. Da questo si diramano verso l'alto in sequenza (che dovrebbe essere anche temporale) l'antitetica faglia della Val di Sella, la sintetica faglia cieca a nord della sinclinale di Gallio, le faglie antitetiche che nucleano nella stessa sinclinale. In pianta, invece, l'area del Foglio Asiago appare come un sinclinorio contenente pieghe con asse generalmente orientato ENE-OSO, le quali sono l'espressione superficiale delle faglie inverse sopra descritte. Le pieghe appaiono pervasivamente interessate da due fasci di faglie ad alto angolo orientati NNE e NNO, che sono il prodotto delle fasi di *rifting* rispettivamente norico-liassico e paleogenico, intensamente e variamente riattivate durante il raccorciamento (Fig. 28).

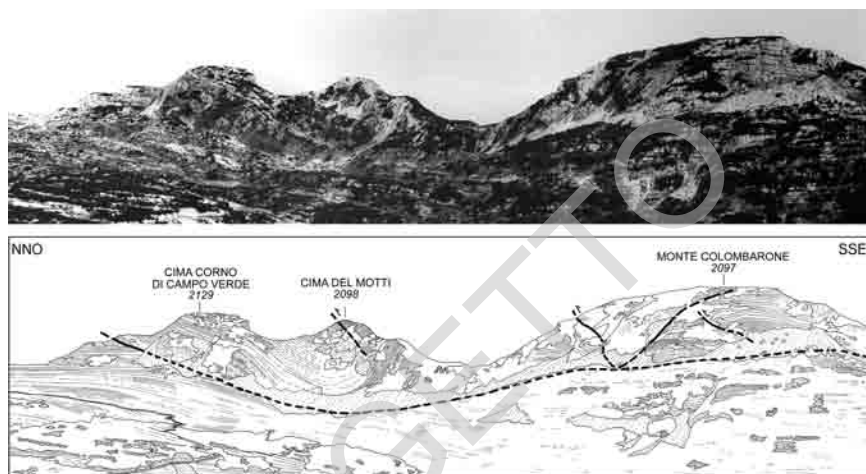


Fig. 27 - Ripresa da sud-ovest della dorsale Cima di Campo Verde – M. Colombarone e schema della struttura geologica (da BARBIERI & ZAMPIERI, 1992).

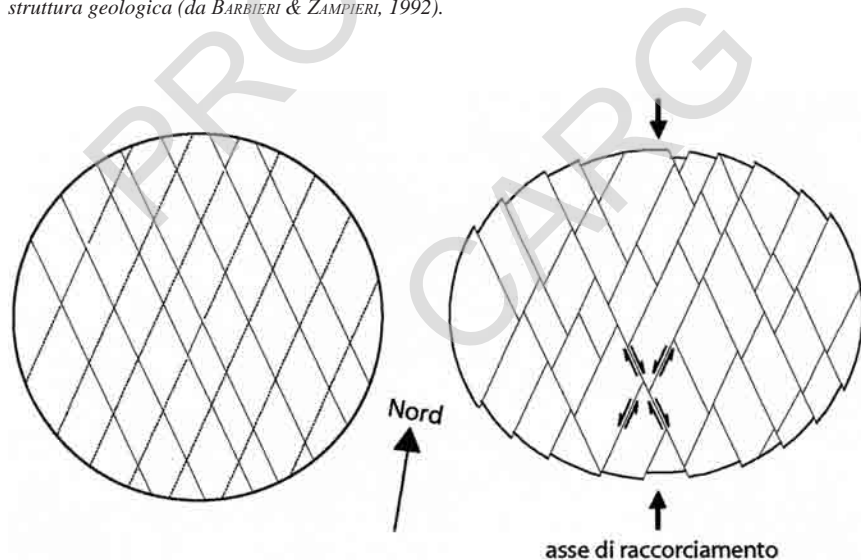


Fig. 28 - Modello di deformazione mediante riattivazione di due set di discontinuità preesistenti coniugate. Nel caso dell'Altopiano il set orientato NNE corrisponde a faglie e fratture liassiche, mentre quello NNO corrisponde a faglie e fratture paleogeniche. I blocchi con forma a losanga rimangono internamente indeformati, mentre il cambio di forma (distorsione) dell'intero dominio avviene conservando sostanzialmente le relazioni angolari e l'orientazione spaziale dei due set di discontinuità preesistenti. I problemi di compatibilità geometrica generali vengono accomodati da locale sviluppo di pieghe e sovrascorrimenti.

PROGETTO  
CARG

## VI – ASPETTI APPLICATIVI

### 6.1. - 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 Asiago.

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 tutti i comuni compresi nel Foglio Asiago nella zona sismica 3. Tale riclassificazione 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.

Questa riclassificazione e le direttive da essa derivate sono state recepite dalla Regione Veneto ed adottate con D.G.R.V. n. 66/CR del 24 giugno 2003.

Peraltro, il modello sismotettonico disponibile (SLEJKO *et al.*, 1987) comprende l'area del Foglio nel *Settore meridionale del Sudalpino*, unità contraddistinta da attività neotettonica e sismica talora elevata ma non uniformemente distribuita. Lo stesso modello, in una zonazione sismotettonica che prende in considerazione l'evoluzione geodinamica nell'intervallo Pleistocene medio – Olocene, inserisce la zona del Foglio Asiago nell'*Area di svincolo Scledense*, dove ai riscontri crostali, legati in particolare a direttrici scledensi, non corrispondono grandi evidenze di sismicità attuale.

## 6.2. – L'ATTIVITÀ ESTRATTIVA SULL'ALTOPIANO DI ASIAGO

L'attività estrattiva sull'Altopiano di Asiago è principalmente legata alle cave di "marmo", inteso come termine relativo a materiali commerciali, rappresentati in questo caso da calcari marnosi, che possono essere lavorati e lucidati per ottenere superfici levigate a specchio. I "marmi" estratti dall'Altopiano vengono impiegati principalmente a scopo ornamentale nell'edilizia sia di interni che di esterni e sono utilizzati sia nel mercato regionale che in quello nazionale e spesso anche all'estero. Subordinatamente sono presenti anche sporadiche cave legate allo sfruttamento di materiali detritici per usi esclusivamente locali.

I "marmi" oggetto di coltivazione delle cave dell'altopiano assumono le denominazioni principali di *biancone*, *rosato*, *verdello* e *rosso ammonitico* ed appartengono alle formazioni della Maiolica e del Rosso Ammonitico Veronese.

La Maiolica viene coltivata nella sua porzione inferiore e fornisce il *biancone* (*bianco asiago*), il *rosato* (*rosa asiago*) ed il *verdello*. A seconda della zona si rinvencono alla base della formazione oggetto delle coltivazioni un orizzonte rosa pallido uniforme con spessore dell'ordine di 3-4 m, suddiviso in 6-8 corsi (*rosato*). Sopra ad esso sono presenti circa 1-2 m di strati calcarei commercialmente non utilizzabili ai quali segue, verso l'alto, un "marmo" di colore bianco latteo (*biancone*), per una potenza generalmente di 3-4 m suddiviso in 5 corsi.

Nel settore sud-orientale dell'Altopiano la parte basale della Maiolica è commercialmente sfruttata per la produzione del *verdello*, caratterizzato da sottili venature verdastre, che assume di norma una potenza fino a circa 11 m ed è suddiviso da una decina di corsi commerciali.

Il membro superiore del Rosso Ammonitico Veronese viene talvolta sfruttato per uno spessore complessivo di circa 8 metri suddivisi in 7 corsi con spessore fra 70 e 180 cm, mentre il membro inferiore, separato dal precedente dal membro intermedio costituito da calcari fittamente stratificati e con presenza di selce, assume una potenza costante di circa 9 metri ed è suddiviso in strati con spessore di 10-50 cm. Il "marmo" estratto da questa porzione assume i termini commerciali legati all'aspetto, come *rosso fiorito* e *rosso mandorlato*, oppure riferiti alle località, come nel caso del *rosso Asiago*, *rosso Valbella*, *rosso Fonte*, *chiaro Fonte*, ecc. (BARBIERI & GINEVRA, 1995).

Le prime notizie fanno risalire l'impiego del "marmo" rosso di Lusiana per alcune stele romane, mentre le prime testimonianze dirette risalgono al XVI secolo e sono relative all'utilizzo dei "marmi" della Val d'Assa a scopo ornamentale. Nei secoli XVII e XVIII un'attività di cava saltuaria nelle zone di Lusiana, Rubbio, Enego, Rotzo, Gallio e Foza ha fornito "marmi" utilizzati nelle chiese, palazzi e ville delle province di Padova e Vicenza.

La carenza di viabilità ha notevolmente limitato la commercializzazione dei "marmi" dell'Altopiano fino a metà del XIX secolo quando fu realizzata la strada del Costo. Nonostante la realizzazione del tratto ferroviario Piovene Rocchette



– Asiago nel 1910, un ulteriore incremento dell’attività si ebbe solo dopo la fine della prima guerra mondiale, legata alla ricostruzione.

Un impulso notevole si verificò negli anni ‘60 legato all’espansione del mercato edilizio e al contemporaneo esaurimento di alcune cave di S. Ambrogio di Valpolicella (VR), gettando così le basi di un intenso rapporto commerciale fra imprese veronesi di lavorazione del “marmo” e le ditte dell’Altopiano per la fornitura dei materiali. Queste ultime hanno progressivamente migliorato le proprie attrezzature incrementando notevolmente le produzioni.

La coltivazione del “marmo” avviene generalmente con cave a cielo aperto ubicate a mezza costa ed utilizzando metodi di coltivazione a gradoni discendenti. Recentemente è stato dato inizio alla coltivazione in sotterraneo nelle cave del Col dei Remi nel Comune di Valstagna con il metodo per camere e pilastri, già ampiamente utilizzato nella coltivazione della “pietra di Vicenza” nei Colli Berici. Questo metodo prevede la realizzazione di una rete di gallerie, ortogonali fra loro e con luce di circa 8-9 m ed altezza di 9 m, che intersecandosi fra loro lasciano in posto pilastri di circa 7 m di lato a sostegno della volta.

Attualmente, la sistemazione delle cave avviene mediante il ripristino del pascolo, nei casi in cui esso fosse preesistente, o attraverso la piantumazione del bosco nel caso esso fosse stato interessato dalle escavazioni, in ottemperanza a quanto previsto dalle normative ambientali. La normativa che disciplina le attività di cava nella Regione Veneto (L.R. 7.09.1982, n. 44) prevede appunto che ogni progetto di coltivazione di cava sia costituito oltre che dal piano di estrazione, anche dal progetto di sistemazione della cava.

Da un punto di vista quantitativo le cave presenti nell’Altopiano ed attualmente in atto sono 83. Non tutte sono in fase di scavo in quanto la produzione è legata all’andamento del mercato sia per quanto riguarda le quantità sia in relazione alle tipologie di “marmo” richieste. Le cave produttive-attive sono 37 (Tab. 2), mentre

Tabella 2 - *Dati storici sulle cave dell’Altopiano di Asiago.*

<b>ANNO</b>	<b>CAVE ATTIVE</b>	<b>PRODUZIONE [t]</b>	<b>ADDETTI [unità]</b>	<b>t/cava</b>	<b>t/uomo</b>
1914	8	1.220	26	153	47
1968	60	20.775	190	346	109
1972	47	21.280	125	453	170
1978	39	92.500	109	2.372	849
1983	58	278.900	140	4.809	1.992
1988-1992	34	170.366	117	4.981	1.456
1993-1997	39	265.980	143	6.891	1.855
1998-2002	37	290.194	144	7.801	2.012

quelle recuperate e sistemate, da quando è entrata in vigore nel 1975 la prima normativa sull'attività di cava nel Veneto, sono 71.

L'andamento storico dell'attività estrattiva si può desumere in via orientativa dal confronto fra i dati storici e quelli ottenuti dalle rilevazioni statistiche regionali (Tab. 2).

### 6.3. - MINIERE

Le conoscenze sulle attività estrattive di miniera nel territorio compreso nel Foglio Asiago, si riferiscono unicamente alla miniera denominata Costa Alta sita nel Comune di San Nazario in località Carpanè, a monte dell'abitato.

La concessione datata 1987 è relativa ad un'area di 82 ha in successione di una precedente attività di cava risalente agli inizi del 1900.

I materiali estratti, dal punto di vista minerario, sono "sali magnesiaci" e provengono dalla Dolomia Principale costituita da carbonato doppio di calcio e magnesio  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ . Il loro utilizzo è direttamente dipendente dalla pezzatura del materiale ottenuta tramite frantumazione e vagliatura ed è destinato per le frazioni fini, alle industrie chimiche, vetrarie, dei collanti, della ceramica, dei bitumi e delle concerie e per le frazioni a granulometria grossolana, a pietrisco per sottofondi e massicciate ferroviarie.

A livello di testimonianze sulle attività di miniera si ricordano le estrazioni di lignite effettuate nei primi decenni del secolo scorso, in periodo autarchico, nell'area a valle di Roana in località Toccoli. Si tratta di scavi effettuati a mano di gallerie a sezione assai limitata e lunghezza di poche decine di metri, per uso principalmente locale del materiale.

### 6.4. - DISCARICHE

Per quanto riguarda le discariche, nel territorio del Foglio Asiago, sono presenti due siti interessati da impianti di discarica di R.S.U. in località Malga Melagon in Comune di Asiago ed in località Baktal in Comune di Gallio, quest'ultima chiusa alla fine del 2003.

Altri impianti si riferiscono a discariche di tipo 2A per materiali inerti e sono ubicati in Comune di Asiago: località Valbella gestito da APS e loc. Kloïse della Ditta Cantele; in Comune di Conco: località Saline gestito dalla Ditta Bertacco Armando, località Misca della Ditta Marmi Ponticello e località Biancoia gestito dall'amministrazione comunale; in Comune di Enego del Centro Scavi Altopiano; in Comune di Gallio: località Val Nos, gestito dall'amministrazione comunale ed in fase di ricomposizione nel 2001; in Comune di Lusiana: località

Bertiaga, gestito dalla Società Artigiana Marmi; in Comune di Valdstico: località Luconi – Valpegara (Fonte dati: Provincia di Vicenza, 2004).

## 6.5. - CARSISMO

La natura prettamente carbonatica, l'assetto tettonico che ne ha determinato l'intensa fratturazione e la ben definita identità geomorfologica, fanno dell'Altopiano dei Sette Comuni una delle più significative aree carsiche del nostro Paese. Non a caso, finora, vi sono state esplorate e rilevate, nel solo settore veneto, poco meno di 2400 cavità naturali, su un totale di poco superiore alle 7000 unità dell'intera Regione; ciò corrisponde ad una frequenza di 4 cavità per km<sup>2</sup>, assolutamente eccezionale per una unità morfocarsica di queste dimensioni (MIETTO & SAURO, 2000).

L'ampia varietà di condizioni ambientali, in relazione alla escursione altimetrica, che va da poche centinaia agli oltre 2000 m dell'acrocoro settentrionale, determina caratteristiche e paesaggi carsici del tutto variabili. Come ricorda SAURO (1995), sull'altopiano è così possibile distinguere diversi settori con peculiari caratteri morfocarsici, espressione di una complessa e lunga evoluzione morfogenetica. Nel settore meridionale, caratterizzato da una estesa copertura detritica e vegetale, la morfologia dominante è quella fluvio-carsica, di cui sono testimonianza le molte valli secche, accompagnata da una diffusa presenza di doline di svariate dimensioni fino a grandi depressioni di crollo. Il sistema centrale della conca di Asiago presenta invece una morfologia di tipo fluvio-periglaciale, risultante dalla interazione fra vari processi, in condizioni climatiche più fredde delle attuali, nei quali ha giocato un ruolo importante l'azione di gelo-disgelo accompagnata dalla rimozione del materiale disgregato ad opera di acque di fusione nivale. L'acrocoro sommitale, in gran parte caratterizzato da un carso nudo per altitudine, è invece dominato da una morfologia glacio-carsica, risultato di un insieme di processi che vanno dall'azione dei ghiacciai pleistocenici ai normali processi carsici. Le forme più comuni di questo paesaggio sono i campi solcati e le conche glaciocarsiche. Queste ultime si presentano come grandi depressioni, generalmente chiuse, situate sul fondo di circhi e valloni glaciali, modellate sia da processi glaciali che carsici. L'estesa estensione di rocce nude, tipica del carso nudo di tipo aperto, permette l'osservazione di tutta la casistica di forme micro e macrocarsiche, altrove in parte mascherate o oblitrate dalle coperture, quali doline, campi carreggiati su gradinate strutturali, crepacci, vaschette, solchi, etc. (PERNA & SAURO, 1979; FRIGO, 1995).

Da un punto di vista idrogeologico, circa i 2/3 delle acque che vengono assorbiti sull'altopiano riemergono attraverso le grandi sorgenti dell'Oliero e di Ponte Subiolo, situate in Valle del Brenta, nei pressi di Valstagna. Le sorgenti

dell'Oliero, costituite dalle due famose grotte, rispettivamente il Cogol dei Veci e il Cogol dei Siori – quest'ultima, aperta al pubblico, è la prima grotta turistica realizzata in Italia – hanno una portata media complessiva di 12 m<sup>3</sup>/sec, mentre quella di Ponte Subiolo è di 4 m<sup>3</sup>/sec (DE MARCHI, 1911; ABRAMI, 1963; DAL PRÀ & STEVAN, 1969; DAL PRÀ, 1974; MENEGHEL *et al.*, 1986; CELI & SAURO, 1995; CELI, 1995). Le sorgenti di Valstagna si presentano come cavità di tipo valclusiano, con sviluppi sotterranei esplorati con tecniche speleosubacquee (MIETTO & SAURO, 2000) talora enormi: 3368 m per il Cogol dei Siori e 2340 m per il Cogol dei Veci; la profondità maggiore, di circa 140 m, è raggiunta invece dalla Grotta dell'Elefante Bianco, a Ponte Subiolo.

Sulla base di una esperienza con traccianti eseguita nel 1987 (GENNARI *et al.*, 1987) è stata accertata una connessione diretta fra una serie di piccoli inghiottitoi situati nella conca di Asiago lungo il corso del T. Ghelpac, e le sorgenti dell'Oliero, calcolando inoltre che la velocità del deflusso sotterraneo nell'ambito del sistema carsico dell'altopiano è dell'ordine di alcune centinaia di metri l'ora. Tale velocità di deflusso può superare i 10 km planimetrici in 24 ore in occasione di grandi piene (SAURO, 1995). Ne risulta una estrema vulnerabilità della risorsa idrica dell'Altopiano, accentuata soprattutto nel settore sommitale, ove prevale un carso nudo di tipo aperto e dove è peraltro concentrato il maggior numero di cavità esplorate (MIETTO, 1983).

Molte cavità dell'Altopiano si spingono a grande profondità anche se nessuna finora raggiunge il collettore sotterraneo. Va citato in particolare l'Abisso di Malga Fossetta - con i suoi 974 m la più profonda cavità dell'Altopiano – che si estende con uno sviluppo di oltre 4200 m nel settore occidentale dell'acrocoro sommitale. La cavità è forse in connessione con gli esutori temporanei della Grotta della Bigonda e/o della Grotta del Calgeron, situati in Valsugana nei pressi di Grigno (Tn). Queste cavità costituiscono il maggior sistema carsico attualmente esplorato nell'Altopiano, con uno sviluppo complessivo che sfiora i 30 km (CONCI & GALVAGNI, 1956; GRUPPO GROTTA SAT SELVA DI GRIGNO, 1991; BORSATO & ZAMBOTTO, 1994). La seconda fra le più profonde cavità dell'altopiano, il Vludermaus Kuvela, tuttora in esplorazione - si apre in Val Galmarara e si sviluppa, con un meandro impostato lungo una estesa frattura, per circa 3 km fino ad una profondità che sfiora i 600 m. Ancora nell'altopiano sommitale, fra il Monte Chiesa e il Monte Zingarella, si collocano altre profonde cavità, fra cui l'Abisso del Nido (466 m) e l'Abisso del Corno (472 m), mentre il massiccio del M. Verena ospita l'Abisso Spiller o di Busa Maschiara, ancora in esplorazione, che sfiora i 400 m di profondità.

E' soprattutto nel settore settentrionale che si collocano cavità, profonde fino a 200 m, contenenti potenti depositi di ghiaccio (GLERIA, 1980), la cui natura non è ancora del tutto chiara. Nella conca di Asiago, presso Canove, si apre il gigantesco Giacominerloch, che si spinge fino a 507 m di profondità, con un complesso

sistema di vani per uno sviluppo complessivo di oltre 3 km.

Nella parte più meridionale dell'Altopiano si trovano infine il Complesso Abri Sassi, un meandro lungo quasi 2 km che supera i 350 m di profondità e l'Obelix, ancora in esplorazione, profondo oltre 400 m. Sempre a Lusiana si apre la cavità forse più famosa e spettacolare dell'Altopiano, la Spaluga di Lusiana, profonda 270 m. Un'altra cavità molto spettacolare per le dimensioni è infine il Tanzerloch, presso Camporovere di Roana, costituito da un unico enorme vano verticale di 70 m (MIETTO & SAURO, 1989, 2000; BUSELLATO & GRUPPO GROTTESCHIO, 1991).

Non mancano inoltre ripari e grotte che hanno restituito tracce di frequentazione preistorica, come i siti del Paleolitico medio della Cava degli Orsi e della Grotta Obar de Leute, entrambe lungo la gola del Ghelpac, quelli paleolitici superiori (Epigravettiano recente) dei Ripari Battaglia presso Turcio di Asiago e Dalmeri in Marcesina e infine nel Mesolitico (Sauvetteriano) come la Grotta d'Ernesto, nel settore trentino di Marcesina (BROGLIO, 1987, 1994; ANGELUCCI & PERESANI, 1995; BASSETTI & DALMERI, 1995).

## 6.6. - ASPETTI IDROGEOLOGICI

Nel territorio compreso entro il Foglio Asiago rientra gran parte dell'Altopiano dei Sette Comuni, di cui una delle principali caratteristiche è l'assenza di una rete di corsi d'acqua perenni, pur in presenza di apporti meteorici cospicui (circa 1500 mm/anno). L'acqua, infatti, s'infiltra rapidamente nel sottosuolo attraverso le numerose cavità ed inghiottitoi. Il fenomeno di dissoluzione carsica si spinge in profondità, interessando le formazioni carbonatiche per diverse centinaia di metri ed ha determinato un complesso sistema di fratture e cavità aperte, talora di dimensioni imponenti. Attraverso questa rete di fratture scorrono veri e propri corsi d'acqua sotterranei con affluenti, laghetti, cascate, con circolazione sia a pelo libero sia in pressione. Gran parte delle acque ipogee sono drenate dal sistema di sorgenti situate nella Valle del Brenta, presso Valstagna (fuori Foglio), con portate medie complessive stimate (DAL PRÀ & STEVAN, 1969) di circa 15.000 l/s.

In quota si trovano solo sorgenti di modesta portata, tra le quali si ricordano, come più importanti, quelle della Piana della Marcesina e quelle della Val Renzola.

Un censimento delle sorgenti ha fornito i seguenti dati: 95 sorgenti individuate nel Foglio Asiago, di cui 63 carsiche e 32 non carsiche. Circa 30 sorgenti sono utilizzate per scopo idropotabile da acquedotti (Tabella 3).

Tabella 3 - *Sorgenti con portata media superiore ad 1 l/s; risultano tutte captate dagli acquedotti ad eccezione di Fontanella Val Campigolo.*

Nome sorgente	Comune	Quota sorg.	Tipologia	Portata l/s	Unità
Prese Val Renzola	Asiago	1280	carsica	10,00	Dolomia Principale
Vurla (Eben)	Asiago	1010	non carsica	7,00	Morenico
Rio di Asiago	Asiago	1015	non carsica	6,00	Morenico
Fontana Del Palo	Enego	1322	non carsica	1,00	Morenico
Rio Corvo	Enego	1320	non carsica	1,60	Morenico
Pozzo della Conca	Enego	1340	non carsica	1,50	Morenico
Pakstal	Gallio	1128	non carsica	2,00	Maiolica
Valle dei Ronchi	Gallio	925	non carsica	6,00	Maiolica
Fontanella Val Campigolo	Grigno	1058	carsica	1,30	gr. dei Calcari Grigi
Spizzarotto (Val Torra)	Valdastico	760	carsica	5,00	Dolomia Principale
Fozzati Pissarotto	Valdastico	660	carsica	7,00	Dolomia Principale
Val d' Assa	Valdastico	390	carsica	7,00	Dolomia Principale
Valpegara	Valdastico	520	non carsica	6,00	Dolomia Principale
Maglio (Barcarola)	Valdastico	310	non carsica	15,00	Alluvioni quaternarie
Della Togna	Borgo Valsugana	1020	non carsica	1,50	Filladi quarzifere

## 6.7. - EVENTI FRANOSI ED ALLUVIONALI

L'Altopiano di Asiago che ricade nella gran parte del Foglio 082 omonimo, per la sua conformazione morfologica, è poco interessato da fenomeni franosi. Solo marginalmente, infatti, vi rientrano le due valli molto incise che limitano l'altopiano ad est ed ovest e dove si concentrano le frane più importanti: la valle del fiume Brenta e quella del T. Astico.

La valle del Fiume Brenta è rappresentata in due brevi tratti: il tratto occupato da Masi Ornè, a nord e quello occupato dai centri abitati di Valstagna e S. Nazario, più a Sud.

Gli abitati di Valstagna e S. Nazario sono ubicati rispettivamente in destra e sinistra del Brenta, ai piedi di ripidi versanti carbonatici, in un tratto in cui il

fiume scorre piuttosto incassato. Fenomeni di crollo interessano ampi settori di versante e notizie storiche testimoniano che frequenti sono stati gli episodi che hanno allertato le popolazioni di questi comuni, fin dal 1922. Il ripetersi degli eventi ha condotto ad adottare provvedimenti per il consolidamento di questi centri, per le frazioni di Collicello e Mattana (D.R. 16/4/1936 n° 964) nei comuni di Valstagna e San Marino (D.R. 07/11/1941 n° 1332) e nel Comune di S. Nazario. Il Comune di Valstagna, inoltre, fu seriamente danneggiato durante gli eventi meteorici del 4-5 novembre 1966 a seguito delle alluvioni del Brenta e del suo affluente Frenzela. Contemporaneamente, a S. Nazario i danni non furono tuttavia ingenti collocandosi il centro abitato ad una quota superiore.

Altri fenomeni, prevalentemente complessi di scorrimento rotazionale-colata, si sviluppano lungo il torrente Frenzela, presso Gallio e presso Foza.

La valle del Torrente Astico è rappresentata nel tratto compreso tra Casotto e Arsiero. Lungo tale settore essa si presenta per lo più stretta e simmetrica. Tale morfologia si interrompe nel settore più a nord, tra Casotto e Valpegara, dove la presenza di corpi di frana antichi fa sì che il versante in destra presenti pendenze più dolci. Il fenomeno di maggior interesse è rappresentato dalla frana cosiddetta "La Marogna" situata all'estremità ovest del Foglio, nei pressi dell'abitato di Molino in località Casotto.

Si tratta di una frana di crollo accaduta il 3 gennaio 1117 a seguito di un evento sismico che ha generato il distacco di una imponente massa di materiale dolomitico dal Monte Scoglio dell'Aquila a quota 1200 m s.l.m.. L'evento franoso, dell'ordine di diversi milioni di metri cubi, ha profondamente modificato la morfologia dei luoghi, sottoscavando il fondovalle e risalendo il versante opposto per decine di metri e depositando ingenti quantitativi di materiale caotico; lo scavo di un pozzo per approvvigionamento idrico in località Molino ha incontrato i depositi alluvionali preesistenti alla profondità di 60 m. Attualmente il deposito di frana è oggetto di attività estrattiva di cava.

Qui alla franosità passata si associa una franosità più recente, talora attuale che si esplica soprattutto con fenomeni di scorrimento rotazionale, i quali frequentemente minacciano la strada statale. Nel settore più a Sud i ripidi versanti sono interessati prevalentemente da fenomeni di crollo ed in secondo luogo da fenomeni di colata rapida che si verificano in occasione di particolari eventi meteorici. Notizie storiche testimoniano che, in più zone, colamenti rapidi hanno interessato la coltre superficiale in occasione degli eventi meteorici del settembre 1966. E' il caso del fenomeno avvenuto presso Pedescala, alla confluenza del T. Assa, dove nel corso degli anni, in concomitanza con piogge particolarmente intense, si sono attivati *debris flow*. Anche lungo il T. Assa sono presenti fenomeni di dissesto concentrati soprattutto presso Roana, dove il centro abitato è minacciato da fenomeni di crollo lungo il bordo meridionale del costone conglomeratico, mentre le zone più basse del versante sono interessate da fenomeni complessi

di scorrimento rotazionale-colamento lento.

Il Foglio comprende, sebbene in minima parte, l'area interessata dal fenomeno noto come *frana di Brustolè* che si sviluppa in destra idrografica del T. Posina, circa alla confluenza con il T. Astico, a monte del centro abitato di Arsiero. Si tratta di un fenomeno di estese dimensioni, circa 6-700.000 m<sup>2</sup>, limitato da due valloni stretti e profondi circa 15-20 m. Secondo COLOMBO & DAL PRÀ (1989) essa costituisce la riattivazione parziale di un antico accumulo di crollo in dolomia, staccatosi dalle pareti del Monte Priaforà al ritiro degli ultimi ghiacciai. Col riempimento della valle glaciale, il Posina ha impostato un nuovo alveo, dando luogo all'attuale gola degli Stancari. Il progressivo approfondimento ha determinato dinamiche erosive lungo il versante destro, dove progressivamente sono state interessate, oltre al substrato vulcanico, porzioni dell'antica frana. I materiali di frana sono stati in parte asportati dal torrente, cosicchè il volume di frana attuale, non corrisponde al volume presumibilmente coinvolto nel corso dell'evoluzione. Si calcola, infatti, che il volume mancante sia circa pari a 5-10 milioni di m<sup>3</sup>.

Nell'ultimo secolo sono stati tre i fenomeni di riattivazione, di cui due in occasione di eventi meteorici eccezionali: nel 1882, in occasione delle grandi inondazioni che hanno investito tutta l'Italia settentrionale, l'intero fronte della frana, della lunghezza di circa 1 km invase il torrente (TARAMELLI, 1899); nel 1889, come testimoniato dallo stesso Autore, si ebbe un'ulteriore ripresa che interessò un tratto di almeno 100 m; nel 1966, in occasione degli eventi meteorici dei primi giorni di novembre, tra il 4 e il 7 si ebbe uno spostamento di circa 20 m, e fu coinvolta una superficie di circa 600.000 m<sup>2</sup> (DAL PRÀ, 1968b).



## BIBLIOGRAFIA

- ABRAMI G. (1963) - *Il fenomeno carsico ai piedi dell'Altopiano dei Sette Comuni*. Rassegna Speleologica Italiana, **15**: 3-19.
- ALLEGRAZI A., BARTOLOMEI G., BROGLIO A., RIGOBELLO A. & SALA B. (1965) - *Ricerche naturalistiche nel Vicentino. Dieci anni di attività del Gruppo Grotte "G. Trevisiol" C.A.I. (1955-1964)*. Odeo Olimpico, **5**: 167-186.
- ANGELUCCI D.E. & PERESANI M. (1995) - *I siti all'aperto di Val Lastari e di Cima Dodici: nuovi contributi per lo studio del popolamento preistorico dell'Altopiano dei Sette Comuni*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 109-124.
- ANGELUCCI D.E. & PERESANI M. (1996) - *The Late-Glacial loess deposits of the Asiago Plateau (eastern Pre-Alps, Italy)*. Conv. AIQUA - Mus. Trident. Sc. Nat., "Modificazioni climatiche ed ambientali tra il tardigliaciale e l'Olocene antico in Italia, Trento, 7-9 febbraio 1996, Riassunti, 17-19.
- ARGAND E. (1924) - *La tectonique de l'Asie*. Proc. 13<sup>th</sup> Int. Geol. Congress Brussels, **7**: 171-372.
- AVANZINI M. & TOMASONI R. (2002) - *I Calcarei Grigi di Cima Vezzena - Pizzo di Levico (Trentino-Italia nord-orientale)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **77** (2000): 245-267.
- BAGOLINI B., PASQUALI T. & ZAMPEDRI M. (1985) - *Testimonianze epigravettiane nella Piana della Marcesina - Altopiano dei Sette Comuni*. Preistoria Alpina, Mus. Trident. Sc. Nat., **21**: 11-20.
- BALESTRA A. (1897) - *Sullo sviluppo dell'antico ghiacciaio del Brenta*. Boll. Club Alpino Bassanese, Bassano.
- BARBIERI G. (1987) - *Lineamenti tettonici degli altipiani trentini e vicentini tra Folgaria e Asiago (Prealpi venete)*. Mem. Sci. Geol., **39**: 257-264.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V., MEDIZZA F. & SEDEA R. (1982) - *Considerazioni sul vulcanismo terziario del Veneto occidentale e del Trentino meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 267-270.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V. & SEDEA R. (1991) - *Vulcanismo paleogenico ed evoluzione del semigraben Alpone-Agno (M. Lessini)*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 5-12.
- BARBIERI G. & GINEVRA M. (1995) - *L'attività estrattiva di marmi nell'Altopiano dei Sette Comuni. Passato e presente (Prealpi Venete)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 165-179.
- BARBIERI G. & ZAMPIERI D. (1992) - *Sovrascorrimento di vetta nel settore nordoccidentale dell'Altopiano di Asiago (Prealpi Venete)*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 53-59.
- BARBUJANI C., BOSELLINI A. & SARTI M. (1986) - *L'Oolite di San Vigilio nel monte Baldo (Giurassico, Prealpi venete)*. Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, Sci. Geol. Paleontol., **9**: 19-47.
- BARTOLOMEI G. (1976) - *Cause dello spostamento del corso del torrente Astico all'uscita delle prealpi (Vicenza)*. Gruppo di Studio del Quaternario Padano, Quad. n. **3**: 151-159, Litogr. Massaza e Sinchetto, Torino.
- BARTOLOMEI G. (1984) - *Evoluzione fisica e biologica dal Pliocene ai giorni nostri*. In: A. ASPES (a cura di): «*Il Veneto nell'antichità, preistoria e protostoria*». **1**: 113-136. Banca Popolare di Verona, Grafiche Fiorini, Verona.
- BARTOLOMEI G., ROSSI D. & SEMENZA E. (1970) - *Relazione geologica sugli studi di varia natura eseguiti sul corpo della frana di Brustolè e sulle zone circostanti, nei comuni di Velo d'Astico e Arsiero*. Relaz. ined. per il Consorzio di bonif. mont. Astico, Brenta e Valletta Longhella di Vicenza, pp. 38.
- BASSETTI M. & DALMERI G. (1995) - *Riparo Dalmeri e Grotta d'Ernesto: antichi insediamenti umani della Marcesina sull'Altopiano dei Sette Comuni (Trento)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 125-134.
- BASSETTI M. & DALMERI G. (2000) - *Il sito epigravettiano di Fonte del Palo. Altopiano dei Sette Comuni (Vicenza). Note su un saggio di scavo*. Quaderni di Archeologia del Veneto, **16**: 84-91. Giunta Regionale del Veneto, ed. Quasar.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., KING G.C.P., MEYER B. & MANIGHETTI I. (2000) - *Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy*. Journ. Geophys. Res., **105**: 739-766.
- BENIGNI C., CASATI P. & PIRINI RADRIZZANI C. (1982) - *Stratigrafia del Giurassico dei dintorni di Foza*

(Altopiano di Asiago). Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 45-74.

- BERNOULLI D. & PETERS T. (1970) - *Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps*. Ecl. geol. Helv., **63**: 609-621.
- BERNOULLI D. & PETERS T. (1974) - *Traces of Rhyolitic-Trachytic Volcanism in the Upper Jurassic of Southern Alps: Reply*. Ecl. geol. Helv., **67**: 209-213.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. S. CLOETINGH, W. SASSI, F. HORVATH & C. PUIGDEFABREGAS (Eds.): «*Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*». Sedimentary Geology, **86**: 55-76.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI GB. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario. Italian Journ. Quat. Sc. **17**(1): 75-82.
- BIZZARINI F. (1996) - *Sui resti di coccodrillo del Rosso Ammonitico Veronese di Sasso di Asiago (Altopiano dei Sette Comuni, Prealpi Venete)*. Ann. Mus. Civ. Rovereto, **11**(1995): 339-348.
- BLACKBURN C.E., SASSI F.P. & ZULIAN T. (1968) - *Il basamento cristallino di Recoaro: assetto strutturale ed evoluzione tettonico-metamorfica*. Mem. Accad. Patav. SS.LL.AA., cl. Sc. Mat. Nat., **81**: 3-21.
- BLANCKENBURG VON F. & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. Tectonics, **14**: 120-131.
- BORSATO A. & ZAMBOTTO P. (1994) - *L'esplorazione speleologica in Trentino Alto-Adige nell'ultimo ventennio (1972-1992)*. Natura Alpina, **44**: 1-17.
- BOSCARDIN M. (2001) - *I minerali*. In: M. BOSCARDIN (a cura di): *Lusiana. Natura, Ambiente e Paesaggio*. pp. 176, Carré (VI).
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia principale (Dolomiti e Prealpi venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C. (1971) - *I "Calcari grigi" di Rotzo (Giurassico inferiore, Altopiano di Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi venete*. Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. IX, **5**: 1-61.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.A. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 245-266.
- BRAGA GP., CASTELLARIN A., CORSI M., DE VECCHI GP., GATTO G.O., LARGAIOLI T., MONESE A., MOZZI G., RUI A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1968) - F° 36 Schio alla scala 1: 100.000, Ed. Ist. Ital. Arti Grafiche, Bergamo.
- BRAGA GP. & DE VECCHI GP. (1963) - *Alcuni camini vulcanici di esplosione nell'Altopiano di Tonezza (Vicenza)*. Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Arti., **75**: 121-138.
- BROGLIO A. (1964) - *Il Riparo "Raffaello Battaglia" presso Asiago*. Riv. Sc. Preistoriche, **19**: 129-174.
- BROGLIO A. (1987) - *La preistoria antica: siti e culture dei popoli cacciatori-raccoglitori del paleolitico e del mesolitico*. In: AA.VV. «*Storia di Vicenza*». **1**: 55-70, Neri Pozza ed., Vicenza.
- BROGLIO A. (1994) - *Le prime tracce della presenza umana sull'Altopiano: i cacciatori-raccoglitori del Paleolitico e del Mesolitico*. In: AA.VV. «*Storia dell'Altopiano dei Sette Comuni. 1. Territorio e istituzioni*», 95-142, Vicenza.
- BROGLIO A., CASTELLETTI L., FRIGO G., MARTELLO G.V., MASPERO A. & PERESANI M. (1994) - *Le site épigravettien de Val Lastari sur l'Haut Plateau d'Asiago (Préalpes de la Vénétie)*. Preistoria Alpina - Museo Tridentino Sci. Nat., **28** (1992): 207-225.
- BRONN H.G. (1832) - *Die Versteinerungen des Salza-Thales in Beziehung auf Lill Von Lilienbachs's Beschreibung dortiger Gebirgs-Formationen*. Jahrb. Miner. Geogn. Geol. Petrefakt., **1832**: 150-182.
- BUSELLATO L. & GRUPPO GROTTE SCHIO (1991) - *Dimensione buio*. pp. 528, Safigraf Ed., Schio.
- CANAVARI M. (1916) - *Descrizione di un notevole esemplare di Ptycodus AGASSIZ trovato nel calcare bianco della Creta superiore di Gallio nei Sette Comuni (Veneto)*. Palaeont. Ital., **22**: 33-102.
- CAPUTO R. & BOSELLINI A. (1994) - *La flessura pedemontana del Veneto centrale: anticlinale da rampa a sviluppo bloccato*. Atti Tic. Sc. Terra, **1** (Serie spec.): 255-268.

- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra piattaforma veneta e bacino lombardo a Nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., s. 2, **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., CORSI M., DE VECCHI GP., GATTO G.O., LARGAIOLLI T., MOZZI G., PICCOLI G., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1968) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100.000 - Foglio 36 Schio*. pp. 94, Grafica Editoriale Cartotecnica, Roma.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., FANTONI R., VAI G.B., NICOLICH R. & TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *Lower crustal style and models along the southern sector of the Transalp Profile*. Mem. Sci. Geol., **54**: 245-248.
- CASTELLETTI L., DALMERI G., LANZINGER M. & MASPERO A. (1994) - *Abri Dalmeri*. In: AA.VV.: «Excursions dans les sites paléolithiques du bassin de L'Adige, des Dolomites et du Haut-Plateau d'Asiago». Preistoria Alpina - Museo Tridentino Sc. Nat., **28** (1992): 322-324.
- CASTIGLIONI G.B. (1974) - *Importanza dei processi periglaciali nel Pleistocene per l'evoluzione del rilievo nelle Prealpi Venete*. Natura e Montagna, **21**: 15-17.
- CASTIGLIONI G.B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) - *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **2**: 64-82.
- CASTIGLIONI G.B., MENEGHEL M. & SAURO U. (1988) - *Elementi per una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica delle Prealpi Venete*. Suppl. Geogr. Fis. Din. Quat., **1**: 31-43.
- CELI M. (1995) - *Caratteri chimici delle acque della Sorgente del Cogol dei Siori (Fiume Oliero, Valle del Brenta)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 69-78.
- CELI M. & SAURO U. (1995) - *Primi risultati del monitoraggio delle acque della Sorgente del Cogol dei Siori (Fiume Oliero, Valle del Brenta)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 53-68.
- CHANNELL J.E.T. & GRANDESSO P. (1987) - *A revised correlation of Mesozoic polarity chrons and calpionellid zones*. Earth Planet. Sci. Lett., **85**: 222-240.
- CITA M.B. (1975) - *Stratigrafia della sezione di Possagno*. In: H.M. BOLLI (Ed.): «Monografia micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia». Schweiz. Paläont. Abdl., **97**: 9-33.
- CLAPS M. & MASETTI D. (1994) - *Milankovitch periodicities recorded in Cretaceous deep-sea sequences from the Southern Alps (Northern Italy)*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **19**: 99-107, Oxford.
- CLARI P., MARTIRE L. & PAVIA G. (1990) - *L'unità selcifera del Rosso Ammonitico Veronese (Alpi Meridionali)*. In G. PALLINI et al. (Eds.): «Atti II Conv. Int. F. E. A.», Pergola 1987, 151-162.
- CLARI P.A. & PAVIA G. (2002) - *The Jurassic succession at the Cima Campo di Lusera Fortress*. In: M. SANTANTONIO (Ed.): «General Field Trip Guidebook VI Intern. Symp. On the Jurassic System», 12-22 sept. 2002, 289-290, Palermo.
- COCCIONI R. & GALEOTTI S. (1993) - *Orbitally induced cycles in benthonic foraminiferal morphologies and trophic structure distribution patterns from the Late Albian "Amadeus segment" (Central Italy)*. Journ. of Micropaleont., **12** (2): 227-239.
- COCCIONI R., NESCI O., TRAMONTANA M., WEZEL C.F., & MORETTI E. (1987) - *Descrizione di un livello-guida "Radiolaritico-Bituminoso-Ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino Umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 183-192.
- COLOMBO P. & DAL PRÀ A. (1989) - *Studio geologico e geotecnico della frana di Brustolè presso Arsiero, in Comune di Velo d'Astico (Vicenza)* - Regione del Veneto - Dipartimento per la Protezione Civile - Venezia.
- CONCI C. & GALVAGNI A. (1956) - *La Grotta G.B. Trener n. 244 V.T. in Valsugana (o Grotta del Calgeron)*. Mem. Museo Civico di Storia Naturale della Venezia Tridentina, **19**: 3-23.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) - *Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations*. In: J.M. DICKINS, ZUNYIYANG, HHONGFU YIN, S.G. LUCAS & S.J., ACHARYYA (Eds.), *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and their global Correlation*, 51-65,

Cambridge Univ. Press, Cambridge.

- CUCATO M. (2001) - *Rilevamento della media Val d'Astico (Provincia di Vicenza): saggio per l'applicazione della normativa sulla cartografia geologica del Quaternario continentale*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **115** (1996): 99-130.
- DALMERI G. & LANZINGER M. (1991) - *Ricerche paleoemologiche e paleoambientali al Riparo Dalmeri (Trento)*. Preistoria Alpina - Museo Trident. Sc. Nat., **25** (1989): 223-229.
- DAL PIAZ G., FABIANI R., TREVISAN L. & VENZO S. (1946) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio n° 37 "Bassano del Grappa" alla scala 1:100.000*. Ministero LL.PP., Uff. Idr. Magistr. Acque Venezia, Boboli, Firenze.
- DAL POZZO A. (1910) - *Memorie Istoriche dei Sette Comuni Vicentini*. Opera postuma dell'Abate Agostino Dal Pozzo. Stab. Grafico G. Miola e C., Schio, pp. 219.
- DAL PRÀ A. (1968a) - *Alvei sepolti e gole epigenetiche nella bassa valle del T. Posina (Prealpi Vicentine)*. Mem. Acc. Patav. SS. LL. Arti, cl. Sc. Mat. Nat., **80**: 23-40.
- DAL PRÀ A. (1968b) - *I movimenti franosi e l'alluvione del Torrente Posina avvenuti presso Arsiero (Prealpi vicentine) nel novembre 1966*. Mem. Accad. Patav. SS. LL. AA., cl. Sc. Mat. Nat., **80**: 41-66.
- DAL PRÀ A. (1974) - *Dimensione dell'attività solvente della circolazione carsica sull'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi Venete)*. Atti Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, **132**: 1-10.
- DAL PRÀ A. & STEVAN L. (1969) - *Ricerche idrogeologiche sulle sorgenti carsiche della zona di Valstagna, in destra Brenta, ai piedi dell'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi Venete)*. Tecnica Italiana, **34**: 1-13.
- D'AMICO C. (1964) - *Le metamorfiti della Valsugana occidentale*. Miner. Petrogr. Acta, **10**: 1-41.
- DATEI C., FUGANTI A., MATTAROLO F., PETTOELLO P. & VINCENZI C. (1975) - *Sistemazione idrogeologica del bacino interregionale dell'Astico, Frana di Brustolè e deviazione del Torrente Posina*. Relaz. Tecnica ined., a cura della Technital S.p.A. di Roma, per il Consorzio di bonif. mont. Astico, Brenta e Valletta Longhella (VI), pp. 188.
- DE GREGORIO A. (1886) - *Nota intorno ad alcuni fossili di Asiago (Alpi dei Sette Comuni) del sotto orizzonte Ghelmino DE GREG.* ossia della Zona a Posidonomya alpina GRAS. Boll. Soc. Malac., **12**: 96-101.
- DEL CAMPANA D. (1905) - *Fossili del Giura superiore dei Sette Comuni in provincia di Vicenza*. Pubbl. R. Ist. Studi Sup. Firenze, **28**: pp. 140.
- DE MARCHI L. (1911) - *Idrografia carsica dei Sette Comuni*. Uff. Idr. R. Magistr. Acque, pp. 47, Venezia.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.-E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.-C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DE STEFANI (1912) - *Sunto geologico dei Sette Comuni nel Vicentino*. Boll. Soc. Geol. It., **30**: 433-456.
- DE STEFANI (1913) - *Il ghiacciaio del Brenta e gli altri ghiacciai dei Sette Comuni*. Boll. C.A.I., **49**: Torino.
- DE VECCHI GP. (1966) - *I filoni basici ed ultrabasici dell'Altopiano di Tonezza (Alto Vicentino)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **25**: pp. 58.
- DE VECCHI GP. & DIENI I. (1974) - *Il significato del sanidino nei presunti livelli piroclastici neogiurassici della Valle del Ghelmpach (Altopiano di Asiago, Italia settentrionale)*. Ecl. geol. Helv., **67**: 197-207.
- DE VECCHI GP. & SEDEA R. (1983) - *Il vulcanesimo medio - triassico nelle Prealpi Vicentine (Italia sett.)*. Mem. Sci. Geol., **36**: 149-169.
- DE VECCHI GP. & SEDEA R. (1995) - *The Paleogene basalts of the Veneto region (NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 253-274.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A., GIANOLLA P., MIETTO P. & SIORPAES C. (1992) - *The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites*. Ecl. geol. Helv., **85**/1: 127-143.

- DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & ROGGI G. (2000) - *Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy)*. Ecl. geol. Helv., **93**: 331-347.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1983) - *Precisazioni sulle "Zwischenbildungen" (Triassico) dell'alta Valsugana*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 11-12.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1989) - *Il Triassico della Valsugana*: Mem. Sci. Geol., **41**: 163-189.
- DE ZIGNO A. (1853) - *Déconverte d'une flore jurassique analogue à celle de Scarbourg, dans les couches oolitiques des Alpes vénitiennes*. Bull. Soc. Géol. France, **10**: 268-269.
- DE ZIGNO A. (1856) - *Flora fossilis formationis ooliticae*. I: pp. 225, Tipogr. Seminario, Padova.
- DE ZIGNO A. (1866) - *Di una specie di Folidofo*. Atti Ist. Ven. Sci. Lett. Arti, **11**: 1-8.
- DE ZIGNO A. (1869) - *Über die jurassischen Bildungen in den Sette Comuni*. Verhandl. K.k. geol. R.-Anst., 291-292.
- DE ZIGNO A. (1885) - *Flora fossilis formationis ooliticae*. II: pp. 203, Tipogr. Seminario, Padova.
- DHALSTROM C.D.A. (1970) - *Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains*. Bull. Canadian Petrol. Geol., **18**: 332-406.
- DOGLIONI C. (1992) - *The Venetian Alps Thrust Belt*. In: K. McClay (Ed.): «*Thrust Tectonics*», 319-324, Chapman & Hall.
- ERBA E., CHANNEL J.E.T., CLAPS M., JONES C., LARSEN R., OPDYKE B., PREMOLI SILVA I., RIVA A., SALVINI G. & TORRICELLI S. (1999) - *Integrated stratigraphy of the Cison Apticore (Southern Alps, Italy): A "Reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes*. Journ. of Foram. Res., **29**: 371-391.
- ERBA E. & LARSON R.L. (1998) - *The Cison APTICORE (Southern Alps, Italy): Reference section for the Lower Cretaceous at low latitudes*. Riv. It. Paleont. Strat., **104**: 181-192.
- FABIANI R. (1915) - *Il Paleogene Veneto*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **3**: 1-336.
- FABIANI R. (1920) - *La regione del Pasubio*. Pubbl. n. 110 dell'Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque, Venezia.
- FABIANI R. (1925) - *Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Schio*. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque, Venezia.
- FABIANI R. & TREVISAN L. (1939) - *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Schio*. pp. 88, Soc. Coop. Tip., Padova.
- FARABEGOLI E. & VIEL G. (1982) - *Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Trias inf.) delle Dolomiti occidentali*. Ind. Miner., **6**: 3-14.
- FRANCESCHETTI B. (1962) - *La degradazione accelerata dei bacini montani del Fiume Astico e dei torrenti Laverda e Longhella (prov. di Vicenza)*. C.N.R., Centro di studio per la Geogr. Fis., L'erosione del suolo in Italia, **1**: pp. 131.
- FRASCARI RITONDALE SPANO F. (1970) - *Formazione di Pradelgiglio*. Serv. Geol. It., Formazioni geologiche, **4**: 93-101.
- FRASCARI RITONDALE SPANO F. & BASSANI P. (1973) - *Ricerche geologiche nei dintorni di Bassano del Grappa (Vicenza)*. Mem. Mus. Trident. Sc. Nat., **19**: 65-107.
- FRIGO G. (1995) - *Aspetti geomorfologici della parte sommitale dell'Altopiano dei Sette Comuni*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 37-42.
- FRIGO G. & MARTELLO G.V. (1991) - *Testimonianze mesolitiche a Sud di Cima XII (Altopiano dei Sette Comuni)*. Preistoria Alpina – Mus. Trident. Sc. Nat., **25**: 223-229.
- FUGAGNOLI A. (2004) - *Trophic regimes of benthic foraminiferal assemblages in Lower Jurassic shallow water carbonates from northeastern Italy (Calcarei Grigi, Trento Platform, Venetian Prealps)*. Paleog., Palaeocl. Palaeoec., **205**: 111-130.
- FUGAGNOLI A. & LORIGA BROGLIO C. (1998) - *Revised biostratigraphy of Lower Jurassic shallow water carbonates from the Venetian Prealps (Calcarei Grigi, Trento Platform, Northern Italy)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **73** (1996): 35-73.
- FUGANTI A. (1976) - *Situazione geologica, controllo sismologico e modello matematico della frana di Brustolè (Arsiero, Vicenza)*. Geologia Tecnica, **1**: pp. 16.
- GENNARI G., LANDI M. & SAURO U. (1987) - *Un'esperienza con traccianti sull'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi venete)*. Atti Congr. Speleol. Naz. Castellana Grotte, 369-380.

- GEYER O.F., KOLCKMANN C.J. & LAUB.C. (1993) - *Beiträge zur Kenntnis jurassischer Ablagerungen in den mittleren Südalpen*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**: 49-80.
- GHETTI S. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen (Trias inferiore) della Valsugana (Trento)*. St. Trent. Sc. Nat., **60**: 135-164.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998) - *Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy)*. In: P.C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P.R. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (Eds.): «*Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*». S.E.P.M. Spec. Publ., **60**: 723-751.
- GLERIA E. (1980) - *Aspetti generali del glacialismo nelle cavità carsiche dell'Altopiano di Asiago*. Atti del 1° Congresso Triveneto di Speleologia: 54-58, Treviso.
- GRUPPO GROTTI SAT SELVA DI GRIGNO (1991) - *Breve storia delle esplorazioni nella Grotta della Bigonda*. Natura Alpina, **42**: 159-161.
- HARDIE L.A., BOSELLINI A. & GOLDDHAMMER R.K. (1986) - *Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, Northern Italy: Evidence for high frequency sea level oscillation on a 10<sup>4</sup> year scale*. Paleogeography, **1**: 447-457.
- HEBERT E. & MUNIER-CHALMAS E.P.A. (1878) - *Recherches sur les Terrains tertiaires de l'Europe méridionale. II Partie*. C.R.S. Ac. Sc., **86**: 1310-1314.
- HOCHULI P., MENEGATTI A.P., WEISSERT H., ERBA E. & PREMOLI SILVA I. (1999) - *High-productivity and cooling episodes in the early Aptian Alpine Tethys*. Geology, **27**: 657-660.
- KLEBELSBERG VON R. (1920) - *Der Etschgletscher auf den Höhen von Vielgereuth*. Zeitschr. f. Gletscherk., **11**: 97-117.
- KLEBELSBERG VON R. (1921) - *Zur Morphologie der Lessinischen Alpen*. Ostalp. Formenst., **3**: pp. 64.
- LARGAIOLI T. (1969) - *Il carniano bituminoso-carbonatico dell'Alta Valsugana (Trentino)*. St. Trent. Sc. Nat., sez. A, **66**: 397-412.
- LEONARDI G. & RUTA SERAFINI A. (1981) - *L'abitato protostorico di Rotzo (Altopiano di Asiago)*. Preistoria Alpina, **17**: 7-75.
- LILLIENBACH VON L. A. (1830) - *Lill von Lilienbach A. – Ein Durchsicht aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen*. Jahrbuch f. Mineralogie, Geognosie, Geologie u. Petrefactenkunde, 151-220, Verlag Georg Reichard, Heidelberg.
- MADDALENA L. (1906) - *Osservazioni geologiche sul Vicentino e in particolare sul bacino del Posina*. Boll. Soc. Geol. It., **25**: 659-743.
- MARTELLO G.V. (1993a) - *Studio palinologico del deposito di grèzes litées di Lusiana (Prealpi Venete - 725 m s.l.m.)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70**: 103-107.
- MARTELLO G.V. (1993b) - *Gli ambienti dell'Altopiano dei Sette Comuni: evoluzione recente e correlazione con le attività antropiche*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70**: 135-142.
- MARTIRE L. (1989) - *Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese nell'Altopiano di Asiago (VI)*. Tesi Dottorato Univ. Torino, pp. 166.
- MARTIRE L. (1992) - *Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **94**: 169-191.
- MARTIRE L. (1996) - *Stratigraphy, facies and sedimentary tectonics in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy)*. Facies, **35**: 209-236.
- MARTIRE L. & CLARI P. (1994) - *Evaluation of sedimentation rates in Jurassic-Cretaceous pelagic facies of the Trento Plateau: relevance of discontinuities and compaction*. Giorn. Geol., **56**: 193-209.
- MARTIRE L., CLARI P. & PAVIA G. (1991) - *Il significato stratigrafico della sezione di Cima Campo di Luserna (Giurassico delle Alpi Meridionali, Italia nord-orientale)*. Paleopelagos, **1**: 57-64.
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A., LODI P. & PIGNATTI P. (1996) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. 78<sup>a</sup> Riunione Estiva S.G.I. "Geologia delle Dolomiti" (S. Cassiano, 19-21 sett. 1996), Guida all'escursione, pp. 48.
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A., LODI P. & PIGNATTI P. (1998) - *I Calcari Grigi della Piattaforma*

- di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Atti. Tic. Sc. Terra, **40**: 139- 183.
- MASSARI F. (1979) - *Oncoliti e stromatoliti pelagiche nel Rosso Ammonitico Veneto*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **32**: 4-21.
- MASSARI F. (1981) - *Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequence of the Venetian Alps*. In: A. FARINACCI & S. ELMI (Eds.): «Rosso Ammonitico Symp., Proceedings», 435-479.
- MASSARI F. & MEDIZZA F. (1973) - *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano - Maastrichtiano nelle Alpi meridionali (con particolare riguardo agli hard grounds della Scaglia rossa veneta)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: pp. 63.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palynology 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.
- MATTANA U. (1974) - *Glacialismo e fenomeni periglaciali nel territorio delle Prealpi venete*. Natura e Montagna, **21**: 5-13.
- MENEGHEL M., SAURO U., BACIGA M.L., FILECCIA A., FRIGO G., TONIELLO V. & ZAMPIERI D. (1986) - *Sorgenti carsiche ed erosione chimica nelle Prealpi Venete*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **62**: 145-172.
- MIETTO P. (a cura di) (1983) - *Elenchi catastali delle grotte e delle aree carsiche del Veneto*. Speleologia Veneta, **1**: 1-101.
- MIETTO P. & SAURO U. (1989) - *Le Grotte del Veneto: paesaggi carsici e grotte del Veneto*, pp. 415, Regione del Veneto & La Grafica ed., Vago di Lavagno.
- MIETTO P. & SAURO U. (a cura di), 2000 - *Grotte del Veneto. Paesaggi carsici e grotte del Veneto*, pp. 480. II ed. Regione del Veneto & La Grafica ed., Vago di Lavagno.
- MOLON (1883) - *I nostri fiumi Astico, Bacchiglione, Retrone e Brenta*. Verona.
- MORANDI N. & PERNA G. (1969) - *Il marmo grigio perla (marmo a brucite) nelle province di Trento, Vicenza e Verona*. L'Industria Mineraria, **21** (3): 135-150 e **21** (5): 237-256.
- MORANDO F. (1974) - *Il glacialismo quaternario nell'Altipiano di Tonzèzza*. Natura e Montagna, **2-3**: 25-27.
- MUNIER-CHALMAS E. (1891) - *Etude du Tithonique, du Cretacé et du Tertiaire du Vicentin*. Serie stratigraphique, **1**: 1-184, Savy ed., Paris.
- NERI A. (1884) - *Le valli del Leogra, di Posina, di Laghi e dell'Astico nel Vicentino, Appunti geologici*. Boll. Reg. Comit. Geol. Ital., **15**: 1-60.
- NERI A. (1887) - *L'anfiteatro morenico dell'Astico e l'epoca glaciale nei Sette Comuni*. Atti Regio Ist. Veneto SS. LL. AA., **5**: 589-634.
- NERI A. (1901) - *Carta geologica della provincia di Vicenza a scala 1:100.000*. Pubblicata postuma a cura di C. DE STEFANI & G. RISTORI. Sezione di Vicenza del C.A.I.
- NERI C. & POSENATO R. (1999) - *Sedimentary and bio-chronostratigraphical aspects of the P/T boundary in the eastern Southern Alps*, In: Inter. Conf. on The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Brescia, Sept. 1999, 35-42.
- NEUMAYR M. (1871) - *Aus den Sette Comuni*. Verhandl. k.k. geol. R. Anst., 165-169.
- NICORA A. & PERRI M.C. (1999) - *Bio- and Chronostratigraphy*. In: Inter. Conf. on The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Brescia, Sept. 1999, 97-109.
- OGNIBEN G. (1962) - *Studio sull'anortoclasio di Castelletto di Rotzo*. Rend. Soc. Min. It., **18**: pp. 11.
- OMBONI G. (1876) - *Di due antichi ghiacciai che hanno lasciato le loro tracce nei Sette Comuni*. Atti Regio Istituto Veneto, **II**, ser. V: 1-6.
- OMBONI G. (1890) - *Il coccodrillo fossile (Stenosaurus barettoni ZIGNO) di Treschè nei Sette Comuni*. Atti Ist. Veneto Sc. LL. AA., **1**: 987-1006.
- PARONA C.F. (1880) - *I fossili degli strati a Posidonomya alpina di Camporovere nei Sette Comuni*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **23**: 244-277.
- PARONA C.F. (1896) - *Nuove osservazioni sopra l'età degli strati a Posidonomya alpina nei Sette Comuni*. Palaeontographia Ital., **1**: pp. 42.
- PARONA C.F. (1931) - *I fossili del Giura superiore di Cima di campo nell'Altipiano di Lavarone*. Mem.

Mus. Storia Nat. Ven. Trid., **1**: 331-350.

- PELLEGRINI G.B. & SAURO U. (1994) - *Lineamenti geomorfologici*. In: «Storia dell'Altipiano dei Sette Comuni. Territorio e istituzioni». **1**: 33-42, Neri Pozza Ed., Vicenza.
- PERESANI M. (1989) - *Il riempimento pleistocenico di un camino carsico del Monte Cornoione (Altopiano di Asiago)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **65**: 115-124.
- PERNA G. & SAURO U. (1979) - *Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto*. Mem. Museo Tridentino Sc. Nat., **22**: 1-176.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Dolomiten von Prags*. Weger's fb. Hofbuchdruckerei, pp. 248, Wien.
- PICCOLI G. (1966) - *Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **26**: 1-100.
- PICOTTI V. (a cura di) (2003) - *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000 tavola 80IV RONCONE*, pp. 105, S.E.L.C.A., Firenze.
- PICOTTI V. & COBIANCHI M. (1996) - *Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform*. Mem. Sci. Geol., **48**: 171-219.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1979) - *Stratigrafia e Paleogeografia dei terreni anisici della Conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 63-92.
- POLETTI L., FANTONI R., MASETTI D., LUCIANI V., LOTTAROLI F., RIVA M., SCOTTI P. & TROMBETTA G.L. (2000) - *Revisione stratigrafica della successione pelagica cretacea ed eventi anossici al margine occidentale del Plateau di Trento*. 80° Riunione Estiva S.G.I., Trieste 6-8 settembre 2002, Riassunti, 379-381.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991a) - *Eventi plicativi nel Cristallino di Agordo (Basamento sudalpino orientale)*. Atti Ticin. Sci. Terra, **34**: 133-144.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991b) - *La zona di taglio duttile della seconda fase ercinica nel Cristallino di Agordo*. Atti Ticin. Sci. Terra, **34**: 167-174.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1992) - *The Agordo Basement (NE Italy): a 500 Ma – long geological record in the Southalpine crust*. In: CARMIGNANI L. & SASSI F.P. (eds.), *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*. IGCP N° 276 Newsletter, **5**: 283-296.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1995) - *L'ortogneiss della Malga delle Manze (Basamento sudalpino orientale – Comelico)*. Gortania – Atti Museo Friulano St. Nat., **16** (1994): 41-58.
- PREMOLI SILVA I., ERBA E., SALVINI G., LOCATELLI C. & VERGA D. (1999) - *Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys*. Journ. of Foraminiferal Res., **29**: 352-370.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H.P. (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in Southern Alps (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **72**: 1183-1266.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1995) - *Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy*. Paleontographica Italica, **81**: 2-90.
- RICHTHOFEN VON F.F. (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol*. J. Perthes, pp. 327.
- RING U. & RICHTER C. (1994) - *The Variscan structural and metamorphic evolution of the eastern Southalpine basement*. J. Geol. Soc. London, **151**: 755-766.
- RODIGHERO A. (1915) - *Il Neocomiano dei dintorni di Gallio*. Atti Soc. Ven. Trent. Istr., **8**: 117-122.
- RODIGHERO A. (1919) - *Il sistema cretaceo del Veneto occidentale compreso fra l'Adige e il Piave, con speciale riguardo al Neocomiano dei Sette Comuni*. Palaeontographia Ital., **25**: 39-125.
- ROSSI A. (1881) - *Sulla chiusa di Quero e l'epoca glaciale del Piave e del Brenta*. Boll. Soc. Veneto Trentina Sc. Naturali in Padova, n.5.
- SANESI G. (1977) - *Guida alla descrizione del suolo*. CNR, Prog. Fin. Conservazione del Suolo, Pubbl. n° 11, Firenze.
- Sarti C. (1993) - *Il Kimmeridgiano delle Prealpi Veneto-Trentine: fauna e biostratigrafia*. Mem. Museo St. Nat. Verona (2<sup>a</sup>s.), Sez. Sci. Terra, **5**: pp. 144.



- SARTI C. (1995) - *Ptychophylloceras bisulcatum* (Ammonoidea): nuova specie di Phylloceratinae nel Tirolo del "Trento Plateau" (Alpi meridionali, Italia). Mem. Sci. Geol., **47**: 245-251.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1968) - *Il Basamento cristallino di Recoaro. Studio Petrografico*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 227-245.
- SAURO U. (1995) - *Dinamica geomorfologica e vulnerabilità della risorsa acqua nell'Altopiano dei Sette Comuni (Prealpi Venete)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70**(1993): 43-52.
- SCHWINNER R. (1923) - *Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebiets (SO Tirol)*. Ostalpine Formenstudien, **3** (2): pp. 140, Berlin.
- SECCO A. (1880) - *Guida geologico-alpina di Bassano e dintorni*. Bassano.
- SECCO A. (1883) - *Note geologiche sul Bassanese*. Bassano.
- SELLI L. (1998) - *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 503-541.
- 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.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2001) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Circolare CARG:SGN/2155/UICARG – 11 maggio 2001.
- SFONDRINI G. & MAZZOLENI G. (1998) - *Rilevamento geologico-strutturale del settore nord-orientale dell'Altopiano di Asiago (Altopiano dei Sette Comuni, Vicenza)*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 239-262.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILCETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A. & ZANOLLA C. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia Nord-Orientale*. C.N.R. U.R. 1.4 "Sismotettonica delle Alpi" Rendiconto n. 1.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (2002) - *Radiocarbon calibration program Calib rev. 4.4 (1986-2002)*.
- STURANI C. (1964) - *La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni mediogiurassiche delle Prealpi Venete occidentali (Regione tra il Lago di Garda e la Valle del Brenta)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**: pp. 63.
- STURANI C. (1971) - *Ammonites and stratigraphy of the «Posidonia alpina» beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: pp. 188.
- TARAMELLI T. (1880) - *Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle province Venete*. Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, s. 5a, **5**: pp. 89.
- TARAMELLI T. (1881) - *Sulla posizione stratigrafica della zona fillitica di Rotzo e dei calcari marini che la compongono*. Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett. Arti., **14**: 214-218.
- TARAMELLI T. (1882) - *Geologia delle province venete*. Atti della R. Accademia dei Lincei, s. III, **8**: pp. 516.
- TARAMELLI T. (1899) - *Stratigrafia sequenziale e paleogeografia del margine orientale del Lessini Shelf durante l'Eocene superiore (Prealpi Venete, province di Vicenza e Treviso)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **71** (1994): 145-168.
- VACEK M. (1877) - *Die Sette Comuni*. Verhandl. k.k. geol. R.-Anst., 211-213.
- VACEK M. (1878) - *Sulla Geologia dei Sette Comuni nel Veneto*. Boll. Com. Geol. It., **9**: 90-94.
- VACEK M. (1911) - *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungarischen Monarchie*. SW – Gruppe Nr. 88, Trient. Verlag k.k. Geol. R.-A.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope Movements Types and Processes*. In: *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report 176.
- VENZO S. (1940) - *Studio geotettonico del Trentino meridionale-orientale tra Borgo Valsugana e M. Coppolo*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, **14**: 1-86.
- VENZO S. (1977) - *I depositi quaternari e del neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del paleoPiave nella valle del Soligo (Treviso)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**: 1-63.
- WESLEY A. (1956) - *Contribution to the knowledge of the flora of the grey limestone of Veneto. Part I. A revision of the Flora fossils formationis oolithicae of De Zigno*. Mem. Ist. Geol. Min., Univ.

Padova, **19**: pp. 69.

- WESLEY A. (1958) - *Contribution to the knowledge of the flora of the grey limestone of Veneto. Part II. A revision of the Flora fossils formationis oolithicae of De Zigno*. Mem. Ist. Geol. Min., Univ. Padova, **21**: pp. 55.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic Passive Continental Margin (Southern Alps, Italy)*. AAPG Bull., **65**: 394-421.
- ZAMPIERI D. (1995a) - *Le fratture del settore settentrionale dell'Altopiano dei Sette Comuni: analisi e ruolo nella circolazione idrica sotterranea*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **70** (1993): 21-36.
- ZAMPIERI D. (1995b) - *L'anticlinale di rollover liassica dei Sogli Bianchi nel Monte Pasubio (Vicenza)*. Atti Tic. Sci. Terra (Serie speciale), **3**: 3-9.
- ZAMPIERI D. (1995c) - *Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy*. Tectonics, **14**: 645-657.
- ZAMPIERI D. (2000) - *Segmentation and linkage of the Lessini Mountains normal faults, Southern Alps, Italy*. Tectonophysics, **319**: 19-34.
- ZAMPIERI D., MASSIRONI M., SEDEA R. & SPARACINO V. (2003) - *Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy)*. Ecl. geol. Helv., **96**: 115-123.
- ZEMPOLICH W.G. (1993) - *The Drowning Succession in Jurassic Carbonates of Venetian Alps, Italy: A Record of Supercontinent Breakup, Gradual Eustatic Rise, and Eutrophication of Shallow-Water Environments*. In: R.G. LOUCKS & J.F. SARG (Eds.), *Carbonate Sequence Stratigraphy. Recent Developments and Application*. A.A.P.G. Mem., **57**: 63-105, Tulsa.

## ABSTRACT

The geological map of the Asiago Sheet, presented here at the scale 1:50.000, has been surveyed on a detailed map at the scale 1:10.000.

The Plio-Quaternary succession consists of continental deposits; they have a relatively limited extension and are mainly located down in the valley and in the northern-central part of the plateau. The main important Quaternary evolution of the area is represented by the glacial history both for the presence of local glaciers and for cases of transfluence. During the Last Glacial Maximum (LGM), in the northern-central part of the Sheet area some local glaciers were present, sometimes with large extension (Fig. 17). In the main valleys bordering the Sette Comuni Plateau some distributaries of the Atesino glacier were present, but did not mixed with the local glaciers whose deposits have been registered within the Sette Comuni supersynthem. On the contrary, the glacier deposits referable to some Atesine distributaries are mapped as Garda synthem, although they are located in different hydrographic basins. In the Brenta basin no glacial deposits linked to Atesino trunk-river transfluence have been detected, but only slope, landslide and mixed-origin deposits, correlatable with some sedimentary events and registered within the Brenta supersynthem.

Among post-glacial deposits (Po synthem) the Pedescala subsynthem comprises fan deposits linked to the Astico stream distributaries representing an important phase of aggradation in the valley.

The Asiago supersynthem comprises glacial and fluvioglacial deposits linked to local glaciers, in the central and northern portion of the Sette Comuni Plateau, correlatable at least with two locally distinct pre-LGM events (Lagonsin formation and Cost'Alta synthem). The Astico supersynthem comprises all glacial deposits within Astico trunk-river basin linked with Atesine transfluence glaciers and the alluvial and/or fluvioglacial deposits of the valley itself. Near Roana and

Canove, lacustrine, colluvial, alluvial deposits in stratigraphic continuity, have been mapped within the Toccoli and Roana formations; they testify the older Plio-? Quaternary evolution of the Asiago Plateau.

The oldest rocks of the underlying substratum are represented by the pre-Permian Variscan crystalline basement (Fillade di Valli del Pasubio), over which a stratigraphic succession of mostly marine sedimentary deposits, spanning from the Permian to the Late Eocene, rests in non-conformity.

The Permian-Ladinian formations crop out along the north-western margin of the map and are represented by alluvial (Val Gardena Sandstone) and marginal-marine deposits (Bellerophon Formation), Late Permian in age, terrigenous and carbonate shelf sediments of Induan- Middle Anisian age (Werfen Formation, Gracilis Fm., Dolomia del Serla inferiore, Dolomia della Valsugana), and Upper Anisian-Ladinian p.p. basinal deposits (“Zwischenbildungen” group) on which a Ladinian carbonate platform (Sciliar Fm.) is superimposed. The latter unit is bounded at the top by an erosional surface on which the Norian-Raethic Dolomia Principale lies, outcropping along the northern upper slope of the Vezzena and Asiago plateaus and along the Astico, Assa and Brenta valleys.

During the Liassic rifting evolution of the Southern Alps, as the passive continental margin of the Adria Plate, the Trento Platform developed as a paleogeographic high, which includes the Sette Comuni plateau, bounded to the west by the Lombardian basin and to the east by the Belluno basin. NNE-trending syndimentary normal faults have controlled the thickness of the shallow-water carbonate units of the Early Jurassic Calcari Grigi group and the Oolite di San Vigilio which are characteristic of the Trento Platform; therefore, an abrupt pinch-out and absence of some units is observed.

Continued extension marked the Middle to Late Jurassic evolution of the platform towards a pelagic (“drowned”) plateau with heavily condensed sedimentation (Rosso Ammonitico Veronese), probably controlled by sea-level rise in conjunction with environmental changes; in contrast, the overlying Maiolica, a thicker Tithonian p.p.-Barremian formation, reveals a higher sedimentation rate. The pelagic succession continues with the scaglia variegata alpina (Aptian-Cenomanian), bounded at the base and top by Selli and Bonarelli black shale levels, which document respectively the oceanic anoxic events OAE1 and OAE2, and with the Scaglia Rossa, which testifies the reestablishment of normal oxygen conditions on the sea floor.

The stratigraphic succession of the pre-Quaternary substratum is closed at the top by bioclastic carbonate shelf deposits of the Pradelgiglio formation (Barthonian-Priabonian) exposed around Gallio and by Palaeogene basaltic hyaloclastites (basaltic Alpone volcanites), outcropping in the Barco area. In fact, during the Palaeogene this area was affected by extensional tectonics coupled with mafic to ultramafic magmatism, which is well developed at the base of the

southern slope of the Plateau (Marostica hills, Bassano Sheet).

From the structural point of view, the Sette Comuni plateau belongs to the front of the eastern Southern Alps chain, which is a Neogene retrobelt due to the collision between Europe and Adria. The plateau is bounded by two of the main SSE-verging thrusts, the Valsugana thrust (Serravallian-Tortonian) to the north and the Bassano thrust (Messinian-Pliocene) to the south. The Valsugana thrust faces the NNW-vergent Val di Sella backthrust, which crops out at the base of the Sette Comuni plateau. Therefore, the structure of the Plateau is that of a pop-up bounded by two antithetic thrust faults.

The Neogene NNW-directed shortening of the Fore-Alps has produced the uplift of the Sette Comuni plateau. The southern slope corresponds to a 1 km-high anticlinal fold (“piedmont flexure”) developed over the ramp of the Bassano thrust. Other ENE-trending folds are the Gallio syncline, affecting the whole central part of the plateau, where Cretaceous and Tertiary rocks are preserved, and the anticlines of M. Lisser, Melette, M. Zebio, Spitz-Campolongo, which are paired to the north with the Gallio syncline.

During the shortening, the inherited high-angle faults have been reactivated as strike-slip faults, respectively sinistral (those trending NNE) and dextral (those trending NNW). The NNE-trending ridge of the M. Colombarone and the local NNE anticline of M. Fiara-M. Cimone, on the northern side of the Plateau, may be explained as positive structures localized at the restraining (dextral) bends of sinistral faults, while the M. Verena uplift can be referred to as a restraining stepover between two fault segments with the same NNE trend.

PROGETTO  
CARG

## LEGEND

### UNITS BELONGING TO ASTICO AND BRENTA RIVERS BASINS PLIOCENE (?) -QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

#### PO SYNTHEM - POI (POST-GLACIAL ALPINE SYNTHEM)

Gravels, sands, silts and muds horizontal- or cross-bedded (alluvial deposits). Peats with muddy intercalations, horizontal-bedded (swamp and peat deposits). Matrix-supported diamicton, massive or with poorly sorted gravel and sand intercalations (mixed origin deposits: debris flow, and/or slope debris and/or avalanching). Gravels with partially open to open-work framework, with angular clasts of local provenance (slope debris) with boulders (coarse-grained slope detritus). Heterometric gravels and boulders, clays (landslide deposits). Clays and silty clays with gravel debris (colluvial deposits).

The upper boundary corresponds to topographic surface. Thickness from 1 to tens of meters.

#### ***Upper Pleistocene p.p. - Present***

#### BETTINADI -TURCIO GROUP - BC

Residual, brown and red-brown clays and silty clays, with sparse to abundant gravels, or clay gravels; framework made up by centimetric platy cherty clasts, locally with scattered exotic clasts (rhyolites, quartz, metamorphic rocks) (colluvial deposits).

Erosional lower boundary on the rock substrate or on AT, AS, SC, FLG; upper boundary corresponds to topographic surface. Thickness from 0.5 to some meters.

#### ***Lower Pleistocene - Holocene***

#### GARDA SYNTHEM - SGD

Massive diamicton, mud-matrix supported, packed to close-packed, with subrounded to subangular heterometric clasts with sometimes striated and faceted (lodgement till). Massive matrix-supported or grain-supported diamicton, from closed- to open-packed (melt-out and undifferentiated till). Grain-supported gravels, sands, horizontal- or cross-bedded, with subordinate matrix-supported diamicton (ice-contact deposits). Sandy gravels crudely bedded (alluvial to fluvio-glacial deposits). Dolostone angular gravels and boulders (coarse-grained slope debris). Clast-supported, with local provenance boulders (landslide deposits) clast-supported diamicton, with clasts of local provenance (landslide deposits).

Mainly carbonate lithotypes with subordinate exotic clasts (rhyolites, metamorphic rocks and quartz).

Erosional lower boundary with *DAR, DST, AT, SB*; upper boundary corresponds to topographic surface or unconformable with *POI*. Thickness from 1 m to about 300 m (Masi di Ornè).

#### ***Upper Pleistocene***

#### SETTE COMUNI SUPERSYNTHEM - SC

Matrix- and/or clast-supported massive diamicton, with whitish mud-sandy matrix and prevailing carbonate clasts (melt-out and undifferentiated till). Horizontal-laminated sands and muds (Campo Cavallo) (glaciolacustrine deposits). Gravels, with lenses or sandy or muddy levels, horizontal-bedded, with rounded and subrounded carbonate clasts (fluvio-glacial deposits). Clinostratified or massive Maiolica angular fragments (crinoid deposits).

Erosional lower boundary, upper boundary corresponds to topographic surface or unconformable with *POI*. Thickness from 1 to tens of meters.

#### ***Upper Pleistocene***

#### ASIAGO SUPERSYNTHEM - AS

Massive diamicton, mud-sand or clasts matrix-supported, with carbonate heterometric clasts, (melt-out and undifferentiated till). Gravels and isolated boulders of local provenance ("skeletal sparse morainic deposits", erratic blocks). Sandy gravels crudely bedded with local-provenance carbonate clasts (fluvio-glacial deposits). Absent or well-developed cementation.

Erosional lower boundary, upper boundary corresponds to topographic surface or unconformable with *SC* or *POI*. Thickness from 1 to some tens of m.

#### ***Lower? - Upper Pleistocene***



## UNITS BELONGING TO THE ASTICO RIVER BASIN

### PEDESCALA SUBSYNTHEM $POI_1$

Massive clast and/or matrix supported diamicton, coarse bedded gravels with prevailing subangular carbonate cobbles and pebbles, of local provenance (mixed origin deposits: from debris flow, avalanching and stream flow). Coarse bedded gravels with low to good sorting, with prevailing carbonate clasts (alluvial deposits).

The lower boundary is unconformable with *CO* or *SGD* and *AT*, the upper boundary corresponds to topographic surface. Maximum thickness of about 50 m.

***Upper Pleistocene p.p.- Holocene p.p.***

### COSTO GROUP - CO

Clinostratified gravels with open-work clast-supported framework, poorly stratified cobbles with variable cementation, sometimes muddy matrix-supported; angular dolostone cobbles and boulders (slope and talus deposits with boulders).

Erosional lower boundary, upper reshaped boundary corresponds to topographic surface or unconformable with *POI*. Thickness from some meters to tens of meters.

***Middle - Upper Pleistocene.***

### ASTICO SUPERSYNTHEM - AT

Cobbles and conglomerates crudely stratified (alluvial deposits). Diamictites and diamicton with matrix-supported, massive with faceted, striated and smoothed clasts (lodgement till). Diamicton and massive diamictites with sandy-muddy matrix support (melt-out till) and/or clast-supported (undifferentiated till). Poorly stratified conglomerates (fluvio-glacial deposits) with arenitic and siltitic intercalations (ice-contact deposits). Argillaceous grey muds, massive, weakly stratified, very close-packed (lacustrine deposits). "Skeletal sparse moraine" and sparse mainly exotic boulders (rhyolites, metamorphic rocks, quartz). Clays and sandy brown muds (7.5 YR), with exotic altered clasts ("alterites"). Mainly carbonate lithotypes with subordinate exotic clasts (rhyolites, metamorphic rocks and quartz).

Erosional lower boundary, upper boundary corresponds to topographic surface or unconformable with *BC*, *SGD*, *SC*, *POI*. Thickness from 1 to about 50 m.

***Lower Pleistocene?- Upper Pleistocene***

### STANCARI SYNTHEM - DST

Conglomerates and gravels crudely horizontal- or cross-stratified, with prevailing carbonate clasts and subordinate rhyolitic ones (alluvial deposits). Massive diamicton, matrix-supported, from close to very close (undifferentiated and melt-out till). Clinostratified or trough-cross-bedded gravels and sands with variable

cementation (slope and fluvio-glacial deposits).

Erosional lower boundary on DAR or on substrate, upper boundary unconformable with *SGD* or *POI*. Maximum thickness of about 100 m.

***Middle Pleistocene? – Upper Pleistocene***

#### ARSIERO FORMATION - DAR

Massive diamicton, clast supported, rarely matrix-supported, close packed, with heterometric angular clasts, mainly dolostones, locally cemented (landslide deposit)

Lower boundary not recognizable, upper boundary highly reshaped, unconformable with *DST*, *SGD* and *POI*. Maximum thickness at least 60 m.

***Middle Pleistocene***

#### ROANA FORMATION - RNA

Conglomerates moderately selected, with rounded and subrounded clasts, almost exclusively calcareous, interbedded with lenses or levels of brown arenites or clay pelites, linked to soils and soil sediments (alluvial deposits).

Gradual alternated lower boundary with *TOC*, upper boundary highly elaborated and represented by the topographic surface or unconformable with *AT*, *SC*, *POI*. Thickness from some m to at least 60 m.

***Lower Pleistocene***

#### TOCOLI FORMATION - TOC

Grey muds and clays, slightly laminated with brown coal intercalations (marsh and lacustrine deposits?).

Covered lower boundary, gradual upper boundary alternated with *RNA* or unconformable with *BC*. Maximum thickness about 40 m.

***Pliocene? - Lower Pleistocene***

### UNITS BELONGING TO THE BRENTA RIVER BASIN

#### BRENTA SUPERSYNTHEM - SB

Massive or crudely stratified diamicton and moderately sorted gravels, with subangular dolostone clasts (mixed-origin deposits: from debris-flow, and/or stream and/or avalanching). Carbonate heterometric cobbles and boulders, well cemented and highly reshaped (slope and landslide deposits). Clinostratified and cemented gravels with Maiolica angular clasts (crinoidal deposits).

Erosional lower boundary, upper boundary corresponds to topographic surface or unconformable with *POI*, *SC* or *SGD*. Thickness from 1 to about 170 m.

***Middle? - Upper Pleistocene***

#### COST'ALTA SYNTHEM - OTA

Massive diamictites, clast- and matrix-supported, with heterometric angular calcareous clasts of local provenance (melt-out till). Pervasive cementation; some clasts are altered inside or carsified.

Erosional lower boundary, upper boundary reshaped or corresponding to topographic surface. Thickness from 0.5 to about 20 m.

#### ***Middle Pleistocene***

#### LAGONSIN FORMATION - FLG

Slightly stratified conglomerates with medium-coarse subangular-subrounded clasts, with subordinate sandy intercalations; calcareous local clasts (fluvioglacial deposits). Pervasive cementation; some clasts are altered inside or carsified.

Erosional lower boundary, upper reshaped boundary corresponding to the topographic surface or unconformable with *OTA*. Thickness from 15 to 30 m.

#### ***Lower? - Middle Pleistocene***

### SEDIMENTARY AND VOLCANIC PERMO-TERTIARY SUCCESSION

#### PRADELGIGLIO FORMATION - PRA

Bioclastic grey-light-brown medium and thick bedded calcarenites with thin marly intercalations with Nummulites, Soritides and molluscs. Thickness 12 m.

#### ***Bartonian-Priabonian.***

#### BASALTIC ALPONE VOLCANITES VPN

Basaltic pipe

Basaltic hyaloclastites with Scaglia Rossa olistolithes. Thickness: some tens of meters.

#### ***Paleogene***

#### SCAGLIA ROSSA - SAA

Reddish-whitish calcilutites and marly limestones with flake fracture, thin bedded and with rare red chert lenses in the lower portion. Pseudonodular red calcilutites with Inocerams debris in the uppermost portion (NW sector of the Sheet), bounded at the base by a hard-ground. Thickness 50 - 65 m.

#### ***Turonian- Maastrichtian***

#### SCAGLIA VARIEGATA ALPINA - VAA

Whitish micritic limestones and marly limestones, grey and locally reddish, intensely bioturbated, thin bedded with black cherty lenses and common grey, green and black marly intercalations. At the top 60 m of black laminated clays

(*Bonarelli Level*); near the base 4 – 5 m of marls and black or grey clays (*Selli Level*). Thickness 70 - 100 m.

***Aptian - Cenomanian***

MAIOLICA - MAI

Whitish or light-grey micritic limestones, thin bedded with pelitic intercalations more abundant upwards and grey cherty lenses; pseudonodular red-pinkish limestones with red cherty lenses (*Val di Barco*); in the lower part micritic slightly nodular white limestones, sometimes pinkish, with conchoidal fracture medium and thick bedded with red or brown cherty lenses. Thickness 100 - 250 m.

***Upper Tithonian p.p.- Barremian***

ROSSO AMMONITICO VERONESE - ARV

Upper member: micritic red or pinkish nodular limestones, medium bedded, with abundant ammonoids and pelagic crinoids (*Saccocoma*) Thickness: 0 - 13 m.

Intermediate member: well laminated micritic reddish limestones with planar thin stratification, sometimes nodular, with common red cherty lenses. Reddish benthonic levels at the top. Thickness 0 - 10 m.

Lower member: massive micritic limestones, nodular reddish colored or locally white, medium and thick stratified with abundant small pelagic bivalves and frequent stromatolitic and oncoid levels. At the base lenses and scours with “*lumachella a Posidonia alpina*”. Thickness 0 - 8 m.

***Bajocian p.p.-Upper Tithonian p.p.***

OOLITE DI S. VIGILIO - OSV

Oolitic and encrinitic white and reddish limestones, thick stratified with cross lamination; ooids with well developed envelopes (NW area of the Sheet). Thickness 0 - 10 m.

***Upper Toarcian***

CALCARI GRIGI GROUP CG

ROZZO FORMATION - RTZ

Oolitic lithofacies: oolitic, oncoid and bioclastic calcarenites with *Orbitopsella* spp., chetetids and large bivalves, in thick massive beds with rare cross laminations and with ooids with badly distinguishable envelopes. Heteropic unit with RTZ<sub>b</sub> (NE sector of the Sheet). Thickness: 0 - 175 m.

Lithiotis lithofacies: metric-bedded limestones with “*Lithiotis*” (*Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperna*, *Gervilleioperna*) and oolitic-bioclastic calcarenites, prevailing in the middle-upper portion of metric-plurimetric cyclic thickening-upward sequences. Heteropic unit with RTZ<sub>c</sub>. Thickness 0 - 175 m.

Calcareous-marly lithofacies RTZ<sub>a</sub>: fine-medium thick strata of dark grey cal-

cilutites and marls or marly limestones with common bivalves (*Eomiodon*) and plant remains which represent the lower portion of thickening-upward cycles. Thickness 0 - 35 m.

***Upper Sinemurian-Upper Pliensbachian***

**OOLITHIC LOPPIO LIMESTONE - LOP**

Oolitic thick-bedded limestones with rare cross laminations; ooids with badly-preserved envelopes. Thickness: 0 - 30 m.

***Sinemurian p.p.***

**MONTE ZUGNA FORMATION - FMZ**

Grey marly pseudonodular calcilutites, limestones with stromatolitic laminae and bioclastic calcarenites with abundant *Gervillia buchi* more common in the upper portion of the unit. Whitish or light-grey calcareous banks, mainly micritic, organized in meter-thick shallowing-upward cycles, with ooids and mollusc debris more common at the top. The bank top is generally permeated and covered by very thin green dolomitic clay levels. Thickness 300 - 350 m.

***Hettangian - Sinemurian p.p.***

**DOLOMIA PRINCIPALE - DPR**

Well stratified, light grey dolostones, mainly made by the cyclic alternation of bioturbated subtidal units and inter-supratidal stromatolitic laminites. At the base conglomeratic lenses and metric-scale breccias. Thickness 500 - 600 m.

***Upper Carnian- Rhaetian***

**RHYOLITIC-DACITIC VOLCANITES - VRD**

Intensely altered mainly flow rhyodacites.

***Upper Ladinian p.p.***

**SCHILIAR FORMATION - SCI**

Whitish, saccharoid, dolostones massive or thick-bedded (in the lower part). At the top breccias and silts of dark crystalline dolostones. (Thickness: About 100 m.

***Ladinian p.p.***

**“ZWISCHENBILDUNGEN” GROUP (*AUCT.*)- ZW**

Val Gola limestones: grey-pinkish to red-orange nodular limestones, with radiolarian and thin-shell bivalves, sometimes with chert; abundant varicolored pelitic and cineritic intercalations (“green stone”). Thickness not more 20 m.

Val di Centa marls: intercalation of grey silty marls, fine-grained arenites and

laminated pelites with grey thin-bedded silty limestones, planar or wavy laminated. Thickness: 20 - 30 m.

Margon dark limestones: alternation of bituminose pelites, clay limestones and dark-grey marls and gradate thin-bedded calcarenites; common yellow-orange clay levels. Thickness: 50 - 100 m.

***Upper Anisian- Ladinian p.p.***

#### VALSUGANA DOLOSTONE - DVG

Whitish massive dolostones, dark-grey dolostones with brachiopods and molluscs; dolomitic limestones and stromatolitic dolostones well stratified with silty and quartz arenitic intercalations. Thickness: 200 - 250 m.

***Middle Anisian***

#### GRACILIS FORMATION - GLS

In the upper part reddish siltstones and fine-grained sandstones; dolomitic limestones, light calcisiltites with crinoid fragments and algae and laminated gypsum interbedded with grey pelites with plant remains. Thickness: 40 - 50 m.

***Lower Anisian p.p.***

#### DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE - SLI

Well stratified, fine-grained whitish dolostones, with varicolored pelitic intercalations and locally breccias with dolostone clasts. Thickness: 50 - 70 m.

***Olenekian p.p.- Lower Anisian***

#### WERFEN FORMATION - WER

San Lucano Member (WER<sub>9</sub>): varicolored siltites interbedded with yellow dolostones and gypsum. Thickness: 15 - 20 m.

Cencenighe Member (WER<sub>8</sub>): Commonly vacuolar dolostones and red and yellow oolitic-bioclastic limestone, interbedded with siltites, grey marls and red pelites. Thickness 30 m.

Val Badia Member: (WER<sub>7</sub>). Prevailing red wavy-laminated siltites, fine-grained arenites and bioturbated silty marls. Thickness 40 - 50 m.

***Olenekian p.p.***

Campil Member (WER<sub>6</sub>): alternation of varicolored dolostones, clays and silty marls; red, normal graded and laminated siltites and arenites. Gypsum lenses and nodules. Thickness: 50 - 60 m.

***Lower Olenekian***

Oolite a gasteropodi Member (WER<sub>5</sub>): Yellow oolitic and bioclastic dolostones and calcarenites with ooliths, bivalves and microgasteropods interbedded

with arenites and silty grey limestones. Thickness: 40 - 50 m.

Siusi Member (WER<sub>4</sub>): arenites, oolitic and bioclastic red and grey calcarenites, marls, reddish limestones; in the middle part an intraformational breccia level and downwards intercalations of normal-grading calcarenites and, bioturbated grey micritic limestones. Thickness: 40 m.

***Upper Induan p.p. – Lower Olenekian***

Andraz Member (WER<sub>3</sub>): reddish dolomitic breccias, yellow laminated clay-silty dolostones, sometimes vacuolar and varicolored siltites at the base. Thickness: 20 – 22 m.

Tesero and Mazzin members (WER<sub>1,2</sub>): intercalation of bioturbated silty-clay limestones, oolitic-bioclastic calcarenites and light-grey limestones with marly intercalations; at the base a metric oolitic blanket with cross stratification. Thickness: 25 m.

***Upper Changhsingian - Upper Induan p.p.***

**BELLEROPHON FORMATION - BEL**

Dark fossiliferous limestones in centimetric-decimetric strata, vacuolar dolostones and prevailing whitish sulphate evaporites, silty-clay dolostones, interbedded with light grey to black marls and pelites. At the top a thin level of fusulinid-bearing limestone. Thickness: 40 m.

***Changhsingian p.p.***

**VALGARDENA SANDSTONE - GAR**

Fine arenites and red or grey siltites with vegetal remains, interbedded with grey dolostones, downward evolving into quartz-feldspathic medium- coarse-grained sandstones. Thickness: 15 - 20 m.

***Changhsingian p.p.***

**SOUTHALPINE CRYSTALLINE BASEMENT**

**FILLADE DI VALLI DEL PASUBIO - FVP**

Quartz and quartz-albite grey to grey-green phyllites, with common quartz veins, intercalations and nodules. Thickness: some tens of meters.

***Pre-Permian***