



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 080

RIVA DEL GARDA

a cura di

**Alberto Castellarin⁽¹⁾, Vincenzo Picotti⁽¹⁾, Luigi Cantelli⁽¹⁾,
Michele Claps⁽²⁾, Luigi Trombetta⁽³⁾, Luigi Selli⁽¹⁾, Alberto Carton⁽⁴⁾,
Andrea Borsato⁽⁵⁾, Franco Daminato⁽⁶⁾, Mario Nardin⁽⁶⁾,
Ernesto Santuliana⁽⁶⁾, Luigi Veronese⁽⁶⁾, Guido Bollettinari⁽⁷⁾.**

con il contributo degli Autori citati nell'Introduzione

(1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna;

(2) Dipartimento di Scienze Geologiche e Paleontologiche di Ferrara - Agip Kazakhstan North Caspian Operating Company;

(3) Dipartimento di Scienze Geologiche e Paleontologiche di Ferrara;

(4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia;

(5) Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento;

(6) Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico

(7) Libero Professionista.

Ente realizzatore:



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico

Direttore Responsabile del Dipartimento Difesa del Suolo (APAT):
L. SERVA

**Responsabile del Progetto CARG per APAT -
Dipartimento Difesa del Suolo: F. GALLUZZO**

Responsabile del Progetto CARG - P.A.T.:
M. NARDIN (1992-1998), S. COCCO (dal 1998)

Coordinatore scientifico: A. CASTELLARIN

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
**L. Serva (presidente), G. Arnone, A. Boscherini, S. Cocco,
V. Coccolo, U. Crescenti, L. Del Sordo, M. Grasso, P. Manetti,
G. Mariotti, G. Pasquaré, R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon,
M. Santantonio, F. Trincardi**

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

PER APAT - DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzata dei dati geologici:

M. C. Giovagnoli, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. L. Vatovec

PER PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO - SERVIZIO GEOLOGICO:

Coordinamento operativo:

S. Cocco;

Gestione tecnico - amministrativa:

F. Daminato; M. Balboni

Informatizzazione dei dati geologici:

G. Tommasi, C. Tomazzolli

Coordinamento editoriale, allestimento cartografico e stampa:

Litografia Artistica Cartografica - Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M. T. Lettieri - Dipartimento difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

M. Balboni, F. Daminato - P. T. A. - Servizio Geologico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
1.	- DESCRIZIONE DEL PROGETTO	»	7
2.	- STUDI PRECEDENTI	»	9
II	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	15
1.	- ASSETTO STRUTTURALE	»	15
2.	- CENNI DI EVOLUZIONE MORFO-STRUTTURALE	»	19
III	- STRATIGRAFIA	»	21
1.	- STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE MESOZOICO-CENOZOICHE	»	21
1.1.	- SUCCESSIONI DEL TRIASSICO INFERIORE-MEDIO E DEL CARNICO	»	21
1.1.1.	- <i>Formazione di Werfen (WER)</i>	»	22
1.1.2.	- <i>Dolomia del Serla Inferiore (SLI)</i>	»	22
1.1.3.	- <i>Calcare di Angolo (ANG)</i>	»	22
1.2.	- UNITÀ DI BACINO DELL' ANISICO SUP (ILLIRICO) - LADINICO INF)»		23
1.2.1.	- <i>Calcare di Prezzo (PRZ)</i>	»	23
1.2.2.	- <i>Formazione di Buchenstein - Livinallongo (BHL)</i>	»	23
1.3.	- UNITÀ "LOMBARDE" DI PIATTAFORMA DELL' ANISICO SUP. -LADINICO INF. E CARNICO	»	24
1.3.1.	- <i>Calcare di Esino (ESI)</i>	»	24
1.3.2.	- <i>Formazione di Breno (BRE)</i>	»	24
1.3.3.	- <i>Formazione di S. Giovanni Bianco (SGB)</i>	»	26
1.4	- UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL NORICO	»	26
1.4.1.	- <i>Dolomia Principale (DPR)</i>	»	26
1.5.	- UNITÀ NORICO - RETICHE	»	29
1.5.1.	- <i>Calcare di Zorzino (ZOR, ZOR_a)</i>	»	29
1.5.2.	- <i>Argillite di Riva di Solto (ARS)</i>	»	30
1.5.3.	- <i>Calcare di Zu (ZUU)</i>	»	30
1.6.	- UNITÀ DI PIATTAFORMA DELL'INTERVALLO RETICO - AALENIANO	»	32
1.6.1.	- <i>Corna (COR)</i>	»	32
1.7.	- GRUPPO DEI CALCARI GRIGI E PIATTAFORMA TOARCIANA-AALENIANA	»	34
1.7.1.	- <i>Formazione di Monte Zugna (FMZ)</i>	»	34
1.7.2.	- <i>Calcare oolitico di Loppio (LOP)</i>	»	35
1.7.3.	- <i>Formazione di Rotzo (RTZ)</i>	»	36
1.7.4.	- <i>Calcare oolitico di Massone (OOM)</i>	»	37
1.7.5.	- <i>Calcare del Misone (MIS)</i>	»	38

1.7.6.	- <i>Calccare oolitico di S. Vigilio (OSV)</i>	Pag.	39
1.8.	- UNITÀ DI BACINO DELL'INTERVALLO (?) RETICO-HETTANGIANO-BAJOCIANO INF. »		39
1.8.1.	- <i>Formazione di Val d'Oro (FVO)</i> »		40
1.8.2.	- <i>Formazione del Tofino (TOF)</i> »		40
1.9.	- UNITÀ BACINALI DEL BAJOCIANO SUP.-BARREMIANO »		43
1.9.1.	- <i>Rosso Ammonitico Veronese (ARV)</i> »		43
1.9.2.	- <i>Selcifero Lombardo (SLO)</i> »		44
1.9.3.	- <i>Maiolica (MAI)</i> »		44
1.10.	- UNITÀ BACINALI DELL'APTIANO-EOCENE INF. »		45
1.10.1.	- <i>Marna di Bruntino (BRU)</i> »		45
1.10.2.	- <i>Sass de la Lina (SDL)</i> »		45
1.10.3.	- <i>Scaglia Variegata alpina (VAA)</i> »		46
1.10.4.	- <i>Scaglia Rossa (SAA)</i> »		46
1.10.5.	- <i>Formazione di Val D'Agola (VAG)</i> »		47
1.11.	- HARD GROUNDS DEL PASSAGGIO CRETACICO - CENOZOICO E VULCANISMO EOCENICO »		49
1.12.	- VULCANITI BASALTICHE »		51
1.12.1.	- <i>Basalto della Val Lagarina (VUB)</i> »		51
1.13	- UNITÀ DELL'EOCENE INF. - EOCENE MEDIO »		54
1.13.1.	- <i>Formazione di Chiusole (CHI)</i> »		54
1.13.2.	- <i>Calccare di Malcesine (MCE)</i> »		54
1.13.3.	- <i>Calccare di Torbole (CTB)</i> »		56
1.14.	- UNITÀ DELL'EOCENE SUP. - OLIGOCENE INF. »		57
1.14.1.	- <i>Calccare di Nago (NAG)</i> »		57
1.14.2.	- <i>Formazione di Ponte Pià (FPP)</i> »		58
1.14.3.	- <i>Argille di Ponte Arche (PTA)</i> »		58
1.14.4.	- <i>Calccare di Linfano (CLN)</i> »		59
1.15.	- SUCCESSIONE CLASTICA DEL CHATTIANO - MIOCENE INFERIORE »		59
1.15.1.	- <i>Formazione di M. Brione (MBR)</i> »		59
2.	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PLIO-QUATERNARIE »		60
2.1.	- SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS) »		62
2.1.1.	- <i>Brecce di Coste di Salò</i> »		62
2.1.2.	- <i>Conglomerato dei Cogolotti</i> »		63
2.1.3.	- <i>Brecce di Dos Croz</i> »		64
2.1.4.	- <i>Brecce della Becchetta</i> »		64
2.1.5.	- <i>Conglomerati di Madonna dell' Aiuto</i> »		65
2.1.6.	- <i>Brecce della Scaletta</i> »		65
2.1.7.	- <i>Arenarie di Ceole</i> »		65
2.1.8.	- <i>Conglomerato di Gavazzo</i> »		66
2.1.9.	- <i>Depositi gravitativi di Brentonico</i> »		67
2.1.10.	- <i>Depositi glaciali</i> »		69

2.1.11.	- <i>Depositi glaciolacustri</i>	Pag.	70
2.2.	- SINTEMA DEL GARDA (SGD) (UNITÀ DELL'ULTIMO PLENIGLACIALE)	»	71
2.2.1.	- <i>Till di alloggiamento</i>	»	71
2.2.2.	- <i>Till di ablazione</i>	»	72
2.2.3.	- <i>Depositi di contatto glaciale</i>	»	75
2.2.4.	- <i>Depositi di versante</i>	»	76
2.2.5.	- <i>Depositi lacustri e di delta lacustre</i>	»	76
2.2.6.	- <i>Depositi eluvio-colluviali</i>	»	76
2.3.	- SUBSISTEMA DI MALÈ (SGD ₁) (UNITÀ DEI FONDOVALLE) (PLEISTOCENE SUP.)	»	77
2.3.1.	- <i>Depositi glaciali</i>	»	77
2.3.2.	- <i>Depositi di contatto glaciale</i>	»	77
2.3.3.	- <i>Depositi di frana</i>	»	78
2.3.4.	- <i>Depositi lacustri</i>	»	78
2.4.	- SUBSISTEMA DI BONDO (SGD ₂) (UNITÀ DELLE ALTE VALLI, TARDIGLACIALE) (PLEISTOCENE SUP.)	»	78
2.4.1.	- <i>Depositi glaciali</i>	»	78
2.5.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)	»	78
2.5.1.	- <i>Depositi di frana</i>	»	79
2.5.2.	- <i>Travertini</i>	»	82
2.5.3.	- <i>Depositi lacustri</i>	»	83
2.5.4.	- <i>Depositi alluvionali</i>	»	84
2.5.5.	- <i>Depositi di versante</i>	»	85
2.6.	- SUBSISTEMA DELL'AMOLA (PTG ₁)	»	86
2.6.1.	- <i>Depositi di frana</i>	»	86
2.6.2.	- <i>Depositi alluvionali</i>	»	86
2.6.3.	- <i>Depositi di versante</i>	»	87
2.6.4.	- <i>Depositi carbonatici</i>	»	88
2.6.5.	- <i>Depositi palustri</i>	»	88
IV	- VULCANISMO PALEOGENICO	»	89
V	- TETTONICA	»	95
1.	EVOLUZIONE MESOZOICA E DEL CENOZOICO INFERIORE (SINTESI PALEOTETTONICA)	»	95
1.1.	- LA TETTONICA MESOZOICA	»	95
1.2.	- LA TETTONICA EOCENICA	»	98
2.	ASSOCIAZIONI STRUTTURALI NEOALPINE	»	99
2.1.	- SETTORE OCCIDENTALE DEL FOGLIO (AD O DEL SOLCO DI BALLINO)	»	99
2.1.1.	- <i>Zone del comparto settentrionale</i> (Linea Vies-Trat e Giudicarie S)	»	100

2.1.2.	- <i>Zone del comparto meridionale tra il Garda del Rivano e la Val d'Ampola</i>	Pag.	101
2.1.3.	- <i>Evoluzione strutturale del settore occidentale del Foglio</i> . . »		104
2.2.	- SETTORE ORIENTALE DEL FOGLIO (A EST DEL SOLCO DI BALLINO) »		105
2.2.1.	- <i>Allineamenti Dinarici</i> »		105
2.2.2.	- <i>Sistema strutturale Valsuganese e delle Giudicarie</i> »		106
2.2.3.	- <i>Sistema Schio-Vicenza (? messiniano-Pliocene)</i> »		111
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA »		115
1.	- SISMICITA' STORICA E STRUMENTALE DELL' AREA GARDESANA »		115
1.1.	- ANALISI STORICA »		115
1.2.	- ANALISI STRUMENTALE »		116
1.3.	- SINTESI DEI PRINCIPALI TERREMOTI STORICI DEL GARDA E ZONE LIMITROFE »		117
1.4.	- MICROZONAZIONE SISMICA DI RIVA DEL GARDA »		118
2.	- STABILITA' DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO »		118
2.1.	- CROLLI »		119
2.2.	- SCORRIMENTI »		120
2.3.	- COLAMENTI »		121
2.4.	- FRANE COMPLESSE »		121
2.5.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV) . »		122
3.	- IDROGEOLOGIA »		123
4.	- RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO »		125
4.1.	- UTILIZZAZIONE DELLE FALDE ACQUIFERE »		125
4.2.	- UTILIZZAZIONE DELLE SOSTANZE MINERALI »		125
4.2.1.	- <i>Marmi, pietre ornamentali, pietre da costruzione</i> »		125
4.3.	- MATERIALI A PREVALENTE USO INDUSTRIALE »		126
4.4.	- INERTI, PIETRISCO, SABBIA E GHIAIA »		127
5.	- GEOLOGIA ANTROPICA »		128
5.1.	- GALLERIA ADIGE-GARDA »		128
5.2.	- GALLERIA "DOM" LUNGO LA SS 240 DELLA VAL DI LEDRO . »		129
5.3.	- IMPIANTI IDROELETTRICI »		129
5.4.	- DISCARICHE »		129
6.	- PIANIFICAZIONE URBANISTICA DELLA PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO »		130
VII	- BANCA DATI GEOLOGICI »		133
VIII	- ABSTRACT »		135
IX	- BIBLIOGRAFIA »		137

I - INTRODUZIONE

1. - DESCRIZIONE DEL PROGETTO

Il Foglio 80 - Riva del Garda copre un'area montuosa del Trentino sud-occidentale, ampia circa 573 km² e trae il suo nome dal principale centro abitato della sponda N del lago di Garda. Esso occupa una posizione di spicco per la geologia delle coperture mesozoiche e terziarie delle Alpi meridionali centrali, al limite tra le successioni in facies lombarda e quelle venete dell'“Alto di Trento”. Rilevanti sono anche le valenze ambientali delle aree del Foglio con le zone climatiche dell'alto Garda e gli alti rilievi a S del Gruppo di Brenta, compresi tra la valle del Sarca e la Val d' Adige.

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89) della Provincia Autonoma di Trento (PAT), sotto la direzione di Mario NARDIN, Luigi VERONESE e Saverio COCCO, responsabili del progetto in tempi successivi, ed è il frutto della proficua collaborazione di studiosi, rilevatori ed allievi delle Università di Bologna, Ferrara, Padova e di altre sedi.

Il rilievo geologico e gli studi connessi sono stati effettuati, unitamente a quelli del contiguo Foglio Tione, nelle estati 1992-98, dai rilevatori G. BOLLETTINARI, L. CANTELLI, A. CASTELLARIN, M. CLAPS, V. PICOTTI, L. TROMBETTA, riportati nel quadro d'unione a margine della carta, coordinati da ALBERTO CASTELLARIN (Università di Bologna) e dai direttori di rilevamento A. BOSELLINI e A. CASTELLARIN (substrato roccioso), A. CARTON, F. MANTOVANI, M. PANIZZA, G. B.

PELLEGRINI e V. PICOTTI (coperture quaternarie). Le analisi micro- e macro-paleontologiche sono state aggiornate da parte di A. CASTELLARIN, V. PICOTTI, e A. FERRARI (Università di Bologna), con la collaborazione di R. BARBIERI (Univ. Di Bologna) per i Foraminiferi e di M. COBIANCHI (Università di Pavia) e di A. NEGRI (Università di Ancona) per il Nannoplankton del Giurassico e del Paleogene rispettivamente. I laureandi E. CASOLARI, G. PIFFER, D. STECCANELLA e C. FILIPPI hanno collaborato a rilievi e ricerche e fatto esperienza da questa attività.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000. La carta degli affioramenti, aggiornata anche in base allo studio di numerose sezioni sottili, è stata informatizzata ad opera della PAT (responsabile: G. TOMMASI) ed è stata trasferita sulle basi topografiche I.G.M. alla scala 1:25.000 a cura della società L.A.C. di Firenze.

Tenuto conto delle caratteristiche geologiche, stratigrafiche e strutturali del foglio, il rilievo e la sua rappresentazione sono stati impostati nel modo seguente:

i) le successioni norico-giurassiche, espressione del *rifting* continentale che precede la nascita della Tetide alpina, sono rappresentative della complessa zona di contrapposizione tra le successioni della Piattaforma di Trento e quelle del Bacino Lombardo. Esse sono state suddivise in Gruppi di Formazioni, Formazioni, Membri e litofacies secondo le norme internazionali e le indicazioni riportate nei quaderni del SGN.

ii) Le successioni cenozoiche durante l'Eocene si sono sviluppate sotto il controllo di una vivace tettonica estensionale e in concomitanza di vulcanismo basaltico (settore orientale del Foglio) che è stato oggetto di attente osservazioni che hanno consentito di aggiornare le interpretazioni e di suddividere le successioni vulcaniche secondo i criteri generali esposti nei quaderni del SGN.

iii) Le successioni plio-quaternarie sono state cartografate con particolare accuratezza, tenuto conto della loro rilevanza per il controllo e la tutela del territorio, ed interpretate anche con l'ausilio della foto - interpretazione. La realizzazione della cartografia del Quaternario ha richiesto un notevole impegno per l'applicazione delle norme emanate dal SGN, passando attraverso laboriose fasi di attività, talora molto faticose. Inizialmente la definizione delle unità era stata basata su criteri lito-morfo-genetici: furono così realizzate le carte delle sezioni alla scala 1:10.000. All'inizio del 2000 tale criterio non fu abbandonato, ma fu accompagnato dal primo tentativo di correlare fra loro le varie unità in distinti intervalli cronologici. Si realizzò in tal modo una cartografia basata su limiti inconformi utilizzando le unità allostratigrafiche. Con questi criteri vennero realizzate le tavolette dei fogli Riva, Tione e Malé. Il passaggio al criterio dei sistemi rappresentò l'ultimo cambiamento. Nel foglio Riva sono stati distinti: un supersistema (del Monte Spinale) (Plio-Pleistocene medio), il sistema del Garda (Pleistocene sup.), due subsistemi (dei fondovalle e delle alte valli) e il sistema Post-glaciale (Pleistocene sup.) suddiviso in due parti di cui l'ultima si estende dal PEG (Piccola Età Glaciale) all'attuale. Tali esperienze hanno consentito la risolu-

zione di problemi metodologici e di rappresentazione delle coperture quaternarie, con risultati che giustificano, almeno in parte, il non trascurabile ritardo nella conclusione dei lavori.

La stesura delle Note è stata curata dagli autori seguenti:

Coordinamento e revisione generale del testo: A. CASTELLARIN.

Introduzione, Studi precedenti e Inquadramento geologico (**Titoli I e II**): A. CASTELLARIN.

Stratigrafia delle successioni sedimentarie mesozoiche e cenozoiche (**Titolo III, Cap. 1**): A. CASTELLARIN, V. PICOTTI, L. CANTELLI, M. CLAPS, L. TROMBETTA.

Stratigrafia delle successioni tardoneogeneiche e quaternarie (**Titolo III, Cap. 2**): V. PICOTTI, G. BOLLETTINARI e A. CARTON; per i depositi gravitativi di Brentonico: A. CASTELLARIN; per i cementi spatici, i depositi carboniosi e loro radio-cronometrie: A BORSATO.

Vulcanismo paleogenico (**Titolo IV**): A. CASTELLARIN.

Tettonica (**Titolo V**): A. CASTELLARIN, V. PICOTTI e L. CANTELLI.

Elementi di Geologia tecnica (**Titolo VI**): L. VERONESE (sismicità), M. NARDIN ed E. SANTULIANA (idrogeologia), F. DAMINATO (stabilità dei versanti, dissesti, risorse sottosuolo, geologia antropica e pianificazione urbanistica).

L. SELLI ha collaborato al collegamento fra il Foglio RIVA e il Foglio TIONE.

Le figure a tratto inserite nel testo di queste note e parte dell'*editing* sono stati curati da L. CANTELLI.

Ulteriori dettagli e riferimenti bibliografici sulla complessa geologia del Trentino occidentale sono esposti nelle Note del Foglio Tione di Trento (paleo-struttura, stratigrafia e tettonica delle successioni sedimentarie sudalpine), del Foglio Rabbi (Austroalpino) e del Foglio Adamello (magmatismo terziario, metamorfismo di contatto e tettonica dei corpi intrusivi).

2. - STUDI PRECEDENTI

Gli studi pionieristici per la cartografia geologica del Trentino - Alto Adige sono stati realizzati dal Servizio Geologico imperiale austriaco (il "*Geologisches Bundesanstalt*" di Vienna) realizzati dalla fine dell'800 alle prime decadi del '900. Prima degli eventi bellici del 1915-1918 il territorio delle Province Autonome di Trento e Bolzano, infatti, apparteneva interamente all'Austria. La cartografia austriaca più significativa, a colori e alla scala 1: 75.000 riguarda il Tirolo Sudoccidentale, che comprendeva le attuali Province di Trento e Bolzano. I contributi cartografici più attinenti riguardano il Trentino meridionale (Rovereto e Riva) (VACEK, 1903 a, b), la Val di Non e i rilievi N del Gruppo di Brenta (VACEK, 1903 c), la zona del Passo del Tonale (HAMMERER & TRENER, 1908) e i rilievi a N

del Lago di Tenno (dorsale del M. Tofino-M. Pichea) (SCHWINNER, 1917, 1918); la prima (1917) realizzata per scopi militari (Kriegvermessung).

La cartografia geologica successiva venne progettata, sviluppata e realizzata in seguito alle iniziative italiane. Ci si riferisce alla “Carta Geologica delle Tre Venezie”, pubblicata in 31 Fogli a colori, alla scala 1:100.000, che è stata realizzata, tra gli anni 1920 e la fine degli anni '50, per iniziativa dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia (con sede della sezione presso l'Università di Padova). Negli anni successivi seguirono gli aggiornamenti di numerosi Fogli pubblicati dal Servizio Geologico d'Italia (1968-1971). Venivano in tal modo realizzati i prodotti cartografici di base che sono stati utilizzati, assieme alle edizioni precedenti, da tutte le generazioni di geologi del '900 e che sono ancora oggi oggetto di utili consultazioni.

Essenziali per la realizzazione della cartografia del nuovo Foglio Riva al 50.000 sono state la carta geologica del Foglio 35, Riva e annesse note illustrative (CADROBBI *et alii*, 1948) e quelle, anch'esse corredate da note illustrative, dei fogli contigui: sia il Foglio 36, Schio, nelle due distinte edizioni (FABIANI, 1925; Autori Vari, 1968 a) che il Foglio 21, Trento, anch'esso in due edizioni, quella originale (DAL PIAZ, 1929) e quella aggiornata (Autori Vari, 1968 b). Il primo (F. 36, Schio) contiene infatti la zona di Brentonico e M. Altissimo di Nago (M. Baldo), che costituisce la parte sud orientale del Foglio Riva al 50.000. Il secondo (F. 21, Trento), contiguo, presenta motivi di interesse per gli stretti legami nella stratigrafia e negli assetti strutturali.

Le carte geologiche ufficiali, dai primi del '900 in poi, si avvalsero dei risultati acquisiti negli studi geologici precedenti. In particolare nel settore delle Giudicarie, tra l'Adige e il Massiccio dell'Adamello, particolare rilevanza ebbero la monografia di TREVISAN (1939), con allegata carta geologica a colori alla scala 1:50.000. Altri contributi cartografici di dettaglio a colori e alla scala 1:25.000 riguardarono i rilievi dei dintorni di Arco (CADROBBI, 1958) e quelli tra l'Adige e il Sarca a S di Trento (CASTELLARIN, 1968) di cui è stato tenuto conto nel 100.000 del Servizio Geologico d'Italia (Foglio Schio, 1968). Durante la preparazione dello *Structural Model of Italy* (1990-1992) la cartografia geologica ufficiale delle Alpi Meridionali è stata in parte aggiornata. Per il Trentino, significativi ammodernamenti sono stati realizzati e pubblicati in forma sintetica alla scala 1:200.000 (CASTELLARIN, 1981).

Va ricordato che le successioni stratigrafiche del Triassico e Giurassico della zona sono state decifrate e in buona parte correttamente descritte in opere piuttosto lontane nel tempo da parte di autori stranieri tra cui GÜMBEL (1857), LEPSIUS (1878), BITTNER (1880, 1881), HAAS (1912), PIA (1919, 1925) a cui fecero seguito le moderne attribuzioni e ricostruzioni stratigrafiche di STURANI (1964, 1971), CASTELLARIN (1972), BOSELLINI & BROGLIO LORIGA (1972) e PICOTTI & COBIANCHI (1996).

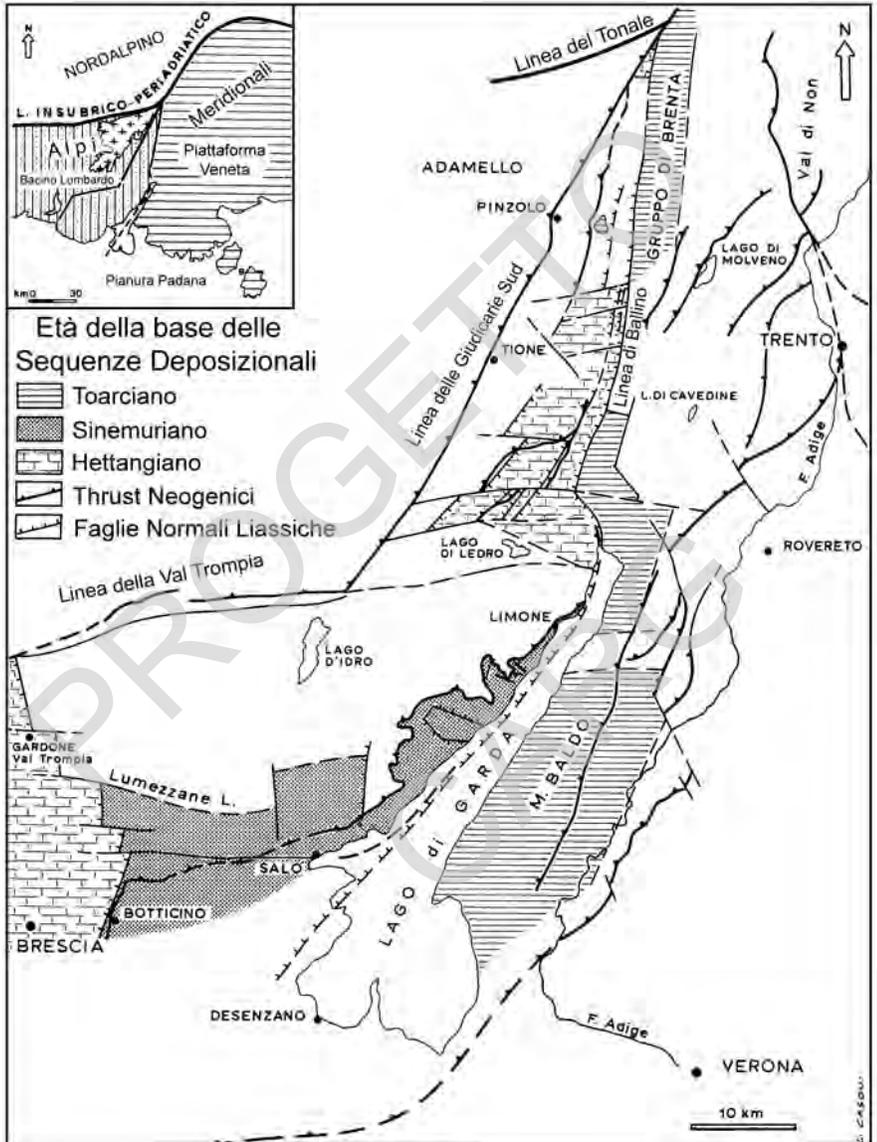


Fig.1. - Schema del rifting Norico - Lias e sua inversione strutturale neogenica (da Castellarin & Picotti, 1990)

Per quanto riguarda le successioni del Paleogene, con associati eventi vulcanici principalmente eocenici, vanno ricordati gli studi paleontologici e stratigrafici dei classici autori di scuola italiana (FABIANI, 1922; VENZO, 1934) che effettuarono corrette attribuzioni delle sequenze eoceniche, documentando età oligo-mioceniche per quelle della Val di Gresta e del M. Brione, immediatamente sovrastanti l'Eocene. Queste attribuzioni sono state successivamente confermate negli studi di HAGN (1956) e in quelli più recenti di LUCIANI (1989). Ampie lacune stratigrafiche del Paleocene ed Eocene inferiore sono descritte nei lavori di MALARODA (1962) per il Veneto euganeo. Esse vennero confermate, per vaste estensioni, anche al Trentino sud occidentale (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; CASTELLARIN, 1962; CASTELLARIN *et alii*, 1974, LUCIANI, 1989). Per quanto riguarda gli studi sul vulcanismo basaltico paleogenico essi si sono sviluppati in modo organico, sui prodotti delle manifestazioni e sulla morfologia e struttura degli apparati, soltanto dalla fine degli anni '50 in poi (si veda in proposito PICCOLI, 1966; CASTELLARIN & PICCOLI, 1966). Altre significative informazioni bibliografiche, utili per un inquadramento regionale sono riportate nelle Note Illustrative dei Fogli Tione e Malè.

Il Foglio Riva costituisce un'area classica per molteplici aspetti della Geologia Regionale delle Alpi meridionali. Un problema di rilevante interesse è rappresentato dal sistema strutturale delle Giudicarie che, nelle aree del Foglio in oggetto, contiene elementi che lo rappresentano in forma tipica secondo le geometrie magistralmente definite da TREVISAN (1939). Per queste aree, il problema di maggiore impatto, da lungo tempo noto, riguarda la contrapposizione delle facies di piattaforma carbonatica (facies venete) a quelle di ambiente più profondo (facies lombarde) presenti nelle differenti successioni, soprattutto giurassiche, poste sulle due sponde del Lago (fig.1). Il contrasto diviene ancora più stridente a Nord di Riva del Garda, nelle zone di Tenno, Ville del Monte e Ballino dove le due successioni risultano praticamente a contatto tra loro lungo la "Linea di Ballino". Questa Linea ha alimentato un prolungato dibattito dalla fine dell'800 in poi, sostanziato nei numerosi contributi più o meno direttamente collegati al problema del significato della Linea e a quello della contrapposizione delle facies (BITTNER, 1881; SCHWINNER, 1918; TREVISAN, 1939; CADROBBI, 1944; VECCHIA, 1957; AUBOUIN, 1963; CHARVET, 1966; BONNEAU, 1970; CASTELLARIN, 1972; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990) (per maggiori approfondimenti v. par. "La tettonica mesozoica"). La Linea di Ballino, documentata come faglia sinsedimentaria liassica negli anni '70 e '80, si estende con continuità e, più o meno, con il medesimo orientamento e caratteri, anche verso Nord, fino in prossimità della Linea delle Giudicarie Nord (vedi Fogli Tione e Malè). Essa prosegue anche verso sud di Riva del Garda. Lo documenta la persistenza nella contrapposizione delle facies sulle due sponde del Lago confermata nelle moderne analisi stratigrafico-

paleotettoniche più recenti (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; CASOLARI & PICOTTI, 1997; PICOTTI & COBIANCHI, 1996). L'intero allineamento è stato indicato come Linea Ballino-Garda (GAETANI, 1975) e scarpata tettonica Ballino-Garda (CASTELLARIN, 1982), inserita successivamente all'interno di una più ampia associazione strutturale distensiva per faglie listriche e/o a domino (e loro trasferimenti trasversali), estesa dalle colline della sponda occidentale del Lago di Garda alla Linea del Tonale (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990) (fig. 1). Faglie sin-sedimentarie all'incirca parallele e ad occidente della scarpata Ballino-Garda nel Rivano (Val di Ledro, V. Di Bondo e S. Michele) hanno controllato la sedimentazione carbonatica e carbonatico-silicea anche durante il Triassico superiore (Norico) (PICOTTI & PINI, 1988 a; CLAPS *et alii*, 1995). Questi assetti stratigrafico-strutturali sono dunque riconducibili agli eventi del *rifting* continentale norico-liassico che hanno guidato l'evoluzione tettono-sedimentaria di buona parte delle Alpi meridionali fino alla comparsa della zona oceanica della Tetide alpina. Le zone del Foglio Riva, a sud e nord di Riva del Garda, costituiscono un settore chiave per lo studio dell'evoluzione sedimentario-tettonica del *rifting* norico-liassico. Qui infatti sono ancora ben conservate le successioni delle due differenti facies e sono spesso ancora leggibili i rapporti stratigrafici e geometrici primari che hanno regolato la loro contrapposizione, come sarà più ampiamente approfondito nei capitoli seguenti.

Va ricordato infine che l'area del Foglio Riva è stata oggetto di studi nelle varie discipline delle Scienze della Terra, dalla metà dell'800 in poi: si tratta di una grande mole di contributi che non è possibile sintetizzare esaurientemente in questa sede. Per maggiori informazioni si rimanda alla raccolta bibliografica ragionata e praticamente completa, aggiornata fino al 1983 di PERNA *et alii* (1983).

PROGETTO
CARG

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - ASSETTO STRUTTURALE

La zona del Foglio Riva è ubicata in un settore centrale delle Alpi meridionali. Le Alpi meridionali rappresentano la fascia strutturale della catena localizzata a S del Lineamento Periadriatico (o Insubrico) (fig. 2). Si tratta della catena “Africa vergente”, dominata cioè da pronunciata vergenza verso S opposta a quella della catena “Europa-vergente”, presente a N del Lineamento (Catena Nordalpina). Nel Foglio Riva mancano del tutto gli affioramenti del basamento cristallino e metamorfico e delle sue coperture tardo paleozoiche. Nelle aree del Foglio Riva l’inversione strutturale compressiva è essenzialmente riferibile all’evoluzione post-collisionale delle Alpi. Solo a partire dal Miocene inferiore in poi le successioni dei vari comparti del Foglio vengono deformate e incorporate all’interno dei sistemi strutturali compressivi, raggiungendo nel Neogene (Messiniano e Pliocene) l’assetto strutturale attuale. Va anche ricordato che le successioni stratigrafiche marine più recenti, affioranti nelle aree del Foglio si spingono fino alla base del Miocene (formazione del M. Brione) e che le deformazioni successive al Miocene inferiore non possono essere controllate su scala locale sulla base dei depositi sintettonici a causa della loro assenza, determinata dal sollevamento e dall’erosione dei rilievi orografici in formazione. Nel settore centrale delle Alpi Meridionali possono essere individuati tre principali assetti strutturali corrispon-

denti ad altrettante aree (fig. 2).

1) *La zona orientale (Dolomiti occidentali - M.ti Lessini)*, a E del Fiume Adige. Nelle aree centro settentrionali di tale zona, l'evoluzione tettonica e magmatica post-ercinica, tardo-paleozoica, mesozoica e cenozoica è stata intensamente condizionata dalle imponenti manifestazioni magmatiche intrusive ed effusive del Permiano inferiore e quelle, di minore estensione e volumi, del Triassico medio che in gran parte risultano sovrapposte alle prime nelle Dolomiti occidentali. Tali manifestazioni sono spiegabili come espressione della tettonica disgiuntiva embrionale probabilmente connessa allo smembramento iniziale della Pangea (VEEVER, 1989). Esse preannunciano con molto anticipo il rifting continentale vero e proprio, norico-liassico, della Tetide alpina. Nella parte meridionale di tale zona, un contributo non trascurabile è stato determinato anche dalle manifestazioni vulcaniche del Paleogene (basalti e loro differenziati) che hanno interessato il Veneto sud-occidentale (M.ti Lessini, Euganei) estendendosi anche al Trentino occidentale (zone ad E del F. Sarca). Tutte queste manifestazioni contribuirono a creare un vasto nucleo di crosta sudalpina assai più rigida di quelle circostanti, intensificando la resistenza alle deformazioni tettoniche in questo comparto (CASTELLARIN & VAL, 1986; CASTELLARIN *et alii*, 1988). Va inoltre osservato che questo nucleo a comportamento più rigido è anche quello, apparentemente, più profondamente incuneato entro l'edificio nordalpino lungo il Lineamento Periadriatico (tra la Linea delle Giudicarie N e la Linea della Val Pusteria).

2) *Il massiccio intrusivo dell'Adamello e zone circostanti*. Il settore nord-occidentale, tra la Linea delle Giudicarie S e la Linea della Val Trompia, è dominato dalla intrusione composita dell'Adamello realizzatasi tra 42 Ma (zona S occidentale del batolite) e 29 Ma (massiccio della Presanella) (DEL MORO *et alii*, 1986). Si tratta di un settore ove il basamento cristallino-metamorfico e le sue coperture permo-triassiche risultano ampiamente deformate da pieghe e sovrascorrimenti del sistema strutturale "pre-Adamello". Tale sistema tettonico costituisce la continuazione verso E di quello delle Orobie-Presolana-Grigne, la cui strutturazione è stata riferita agli eventi eoalpini (Cretaceo sup.) (DOGLIONI & BOSELLINI, 1988; BERSEZIO & FORNACIARI, 1988; BERSEZIO *et alii*, 1992). Queste associazioni strutturali sono troncate e attraversate in forte discordanza dalle intrusioni più antiche dell'Adamello (Val Camonica occidentale) (BRACK, 1985). Inoltre questo sistema strutturale non prosegue a E dell'Adamello.

3) *Cintura delle Giudicarie-Val Trompia*. La fascia di deformazioni centrali costituisce un sistema strutturale arcuato attorno al massiccio dell'Adamello ove si congiungono fra loro gli elementi strutturali del sistema delle Giudicarie (NNE-SSO) e quelli quasi E-O del sistema della Val Trompia. Questi ultimi si propagano verso S anche all'interno della zona marginale della Pianura Padana (fig. 2). Si

tratta di una cintura strutturale ove le compressioni post-collisionali, successive all'intrusione dell'Adamello, hanno determinato deformazioni di notevole estensione ed entità. Esse sono espressione dell'inversione strutturale compressiva neogenica realizzatasi, almeno in parte, rimobilizzando le strutture del *rifting* norico-liassico antecedente (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1993; BERTOTTI *et alii*, 1993; PICOTTI *et al.*, 1995, 1997). In questa cintura (fig. 1, 2) gli assetti della crosta superiore, originati nel corso dell'evoluzione permo-mesozoica e paleogenica, hanno esercitato un forte controllo sulla localizzazione, sulla geometria e gli stili di questa cintura. Infatti nelle aree settentrionali orientali (Dolomiti occidentali) (settore 1) la crosta superiore è stata irrigidita sia dalle ingenti intrusioni ed effusioni permiane del magmatismo atesino, che da quello medio-triassico delle Dolomiti e, principalmente verso S, anche dalle manifestazioni del magmatismo paleogenico (M. Lessini ed Euganei).

Ad O della linea delle Giudicarie S, nelle aree comprese tra la linea del Tonale e la linea della Val Trompia (settore 2), la relativa maggiore rigidità nella crosta

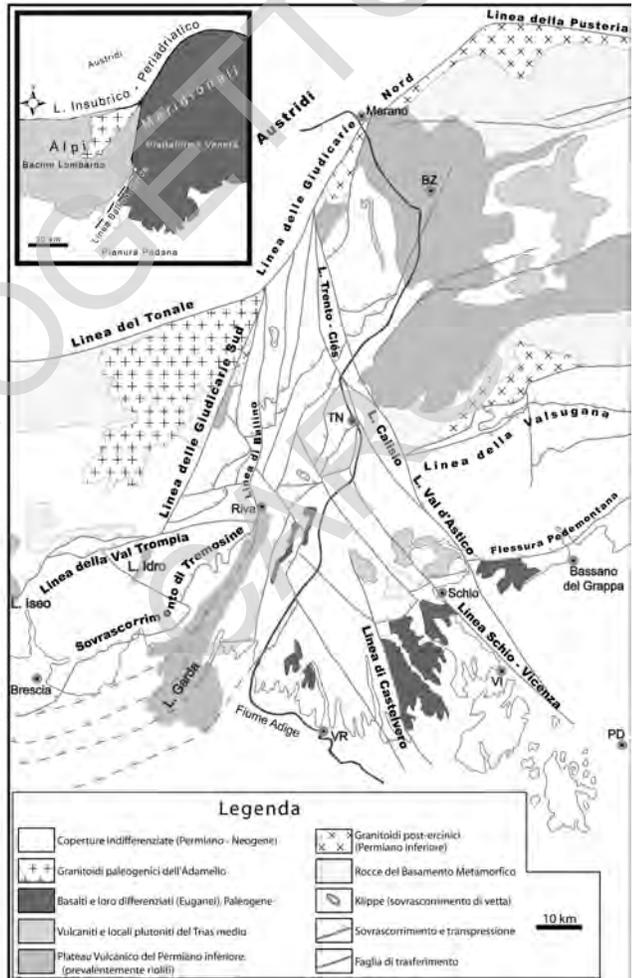


Fig. 2 - Schema strutturale delle Alpi Meridionali: settore centrale, tra il Vicentino - Bassanese ed il Lago d'Isseo (da Castellarin *et alii*, 1992, semplificato).

superiore è stata determinata dalle intrusioni paleogeniche del batolite composito dell'Adamello-Presanella. Pertanto, dalla fine del Paleogene in poi, nella fascia arcuata delle Giudicarie e della Val Trompia si sono create condizioni favorevoli alle deformazioni e ai raccorciamenti che si sono realizzati tra questi blocchi crostali più rigidi (Sistema delle Giudicarie) o sui loro bordi (Sistema della Val Trompia) ad opera delle compressioni polifasiche, non coassiali, neo-alpine (CASTELLARIN & SARTORI, 1980; 1982; 1986; CASTELLARIN *et alii*, 1988; LAUBSCHER, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1992; MARTIN *et alii*, 1996; PROSSER & SELLI, 1991; PICOTTI *et al.*, 1995, 1997; SELLI, 1998; PROSSER, 2000; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000).

Per quanto riguarda il sistema delle Giudicarie una interpretazione di ampio respiro basata su movimenti trascorrenti sinistrorsi a carattere regionale, è quella sostenuta nella classica monografia di TREVISAN (1939) che prende spunto da alcune osservazioni e interpretazioni precedenti, a raggio più limitato, (SCHWINNER, 1918). In questo quadro gli elementi NNE-SSO del sistema delle Giudicarie vengono interpretati come associazioni trascorrenti sinistre di età cenozoica che, raccordate ai loro brevi piegamenti circa E-O, accomodarono nel loro insieme, al loro interno, l'importante inarcamento strutturale delle Alpi lungo la Linea delle Giudicarie N, interpretata come trascorrenza regionale con spostamenti di una cinquantina di chilometri. Questa interpretazione è stata recentemente rilanciata in recenti studi tettonici di Autori stranieri (LAUBSCHER, 1990; SCHÖMBORN, 1992; SCHUMACHER *et alii*, 1997; FRISCH *et alii*, 1997). Le proposte alternative a questa interpretazione sono basate principalmente sul carattere prevalentemente compressivo di tutto il sistema strutturale attorno alla "giunzione atesina" (DAL PIAZ, 1942), inarcamento ben delineato in corrispondenza della Linea delle Giudicarie N. Queste ultime proposte vennero seguite e ampliate in seguito, soprattutto per le zone a S di questa linea. In questo contesto agli elementi tettonici delle Giudicarie furono assegnati prevalenti ruoli di accavallamenti e sovrascorrimenti (CADROBBI, 1944; VECCHIA, 1957; SEMENZA, 1974). I risultati ottenuti dai rilevamenti del Foglio in oggetto hanno fornito nuove conoscenze che sono descritte nei capitoli seguenti (soprattutto nel cap. "Tettonica").

Non va dimenticata inoltre l'influenza che, tra gli anni '40 e gli anni '70, hanno avuto le interpretazioni basate essenzialmente sulla gravità e cioè sui processi di scollamento, traslazione, deformazione e accumulo delle coperture sedimentarie rispetto ai sottostanti basamenti metamorfici, lungo superfici e piani di estensione regionale, inclinati verso i margini delle catene. Simili concezioni, sviluppate principalmente dalla Scuola Olandese sono state propuginate e teorizzate principalmente da VAN BEMMELEN (1967). Esse sono state applicate alle Alpi Meridionali anche in questo settore della catena (DE JONG, 1967). Tuttavia dalla fine degli anni '70 in poi queste concezioni non hanno avuto seguito, salvo

locali applicazioni.

In questi ultimi anni la vasta cintura strutturale delle Giudicarie - Val Trompia è stata analizzata nei suoi differenti settori da numerosi ricercatori italiani che hanno portato significative novità e variazioni rispetto anche a queste interpretazioni (v. cap. “Tettonica”); inoltre nelle zone del Foglio Riva, in particolare, le eredità del *rifting* norico-liassico (par. “La tettonica mesozoica”), della tettonica estensionale eocenica (par. “La tettonica eocenica”) e vulcanismo basaltico associato (cap. “Vulcanismo paleogenico”), sono particolarmente evidenti e costituiscono dei *records* tra i più significativi di questo comparto delle Alpi meridionali. Ma su questi temi si ritornerà con maggiori dettagli nei capitoli seguenti di questa nota illustrativa.

2. - CENNI DI EVOLUZIONE MORFO-STRUTTURALE

Le zone del Foglio presentano un rilievo orografico di notevole risalto con aspre creste montuose separate da profonde depressioni vallive. Questi rilievi sono la testimonianza dei processi di denudamento erosivo innescati dal sollevamento generale della zona avvenuto dal Miocene medio in poi. Tali processi sono stati realizzati principalmente dalle profonde escavazioni fluviali e dalla imponente attività ablativa del glacialismo pleistocenico.

La depressione morfostrutturale di maggior risalto è costituita dalla terminazione N del bacino benacense che, nel settore del Rivano, ha una profondità di circa 220 m e spessori di sedimenti di alcune centinaia di metri con depositi lacustri e fluviali in buona parte derivati dagli apparati deltizi e di delta-conoide del Sarca. La depressione maggiore si estende a N del bordo lacustre, nella piana di Riva, ad occidente dell'attuale corso del Sarca. Qui le recenti indagini sismiche e i pozzi profondi hanno documentato spessori ingenti fino ad un massimo di 430 m di sedimenti nel depocentro dell'ampia “valle” sepolta (FELBER *et alii*, 2000) (v. par. “Idrogeologia”). Più a S (Tempesta, Malcesine), su un fondale di circa 350 m di profondità, le prospezioni sismiche documentano spessori dei sedimenti fino a quasi 400 m di cui solo l'ultimo centinaio sono lacustri (CURZI *et alii*, 1992). Le cause che hanno determinato la depressione benacense sono molteplici e vanno ricercate nell'evoluzione strutturale neogenica, in gran parte compressiva, nell'erosione ed escavazione fluviale che si è attivata con il sollevamento di questo settore della catena e soprattutto nel glacialismo pleistocenico.

Per quanto riguarda le condizioni tettoniche queste vanno considerate come cause antecedenti la formazione della zona lacustre che è essenzialmente pleistocenica ed olocenica. Nel Rivano il bacino lacustre presenta un andamento ampiamente coincidente con gli allineamenti tettonici del sistema delle Giudicarie. In

particolare, il settore orientale del Garda corrisponde al bordo più depresso della pronunciata omoclinale del M. Baldo orientate NNE-SSO che immerge fortemente verso O e che raggiunge il suo massimo abbassamento in corrispondenza della zona lacustre. In questo settore la struttura può corrispondere ad una profonda sinclinale est-vergente, forse rovesciata, posta sul margine dei sovrascorrimenti del sistema Tremosine-Tignale-Costa (a SO di Riva) (CURZI *et alii* 1972). Per quanto riguarda l'erosione fluviale sembra accertato che le grandi valli del Rivano e la depressione benacense, assieme a quelle degli altri laghi sudalpini, siano state sottoposte ad un intenso drenaggio fluviale, accompagnato da una forte escavazione durante il Neogene (BINI *et alii*, 1978; FINCKH, 1978; FELBER *et alii*, 2000). Senza escludere altre alternative (abbassamenti eustatici più recenti), simili condizioni possono essere riferite al pronunciato abbassamento del livello di base realizzatosi nel Messiniano, durante il quale il Mediterraneo, rimasto isolato, avrebbe subito un forte abbassamento (HSÜ *et alii*, 1973; CITA *et alii*, 1990). Riguardo al glacialismo pleistocenico, con le sue possenti e molteplici ondate, appare evidente che l'escavazione glaciale, causata principalmente dalle transfluenze delle lingue del ghiacciaio atesino e di quello delle Valli Giudicarie, costituisce la causa fondamentale nella formazione della valle benacense. Gli allineamenti antecedenti, e cioè la grande depressione tettonica NNE-SSO (N-S) dell'area benacense costituiscono una importante eredità che ha condizionato il drenaggio fluviale precoce e, successivamente, le canalizzazioni glaciali e fluvio-glaciali durante i molteplici acmi del glacialismo.

Per quanto riguarda la mobilità tettonica attuale, va ricordato che le strutture neogeniche, soprattutto nel settore orientale del Foglio, risultano riattivate dopo il Miocene superiore e, dalla fine del Miocene in poi, sono state interessate da un intenso sollevamento. Va inoltre osservato che strutture maggiori delle aree orientali del Foglio sono tuttora blandamente attive come documenta la sismicità (v. par. "Analisi storica" e par. "Sintesi dei principali terremoti storici del Garda e zone limitrofe"). Le ricostruzioni dei meccanismi focali dei terremoti recenti del Rivano e Bresciano (SLEJKO, 1989) indicano attività di faglie trascorrenti e trascorrenti compressive, per compressioni in prevalenza da SE e da ESE, cioè con orientamenti degli sforzi (σ_1) simili a quelli ricostruiti per i maggiori sistemi strutturali del Neogene della nostra regione.

III - STRATIGRAFIA

1. - STRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE E VULCANICHE MESOZOICO-CENOZOICHE

1.1. - SUCCESSIONI DEL TRIASSICO INFERIORE-MEDIO E DEL CARNICO

Le unità del Triassico inf. (Scitico), medio (Anisico e Ladinico) e superiore (Carnico) affiorano soltanto nel settore occidentale del Foglio (rilievi ad O della sponda occidentale del Garda). Queste unità si presentano con associazioni di facies piuttosto tipiche del Bacino Lombardo. A E del Garda e del solco di Ballino, gli equivalenti eteropici in facies veneta non sono presenti in affioramento. Va ricordato inoltre che l'evoluzione sedimentaria del Triassico inf. e medio è stata controllata da una attività tettonica estensionale per faglie dirette ben documentata in alcuni settori lombardi adiacenti (CASATI & GELATI, 1979). Tali condizioni sono riferibili agli eventi del *rifting* continentale precoce che anticipano quelli più classici del Norico-Lias.

1.1.1. - *Formazione di Werfen (WER)*

Siltiti ed arenarie policrome in un unico affioramento nell'angolo NO del Foglio. Poiché si tratta di un affioramento completamente isolato all'interno delle coperture quaternarie, non è possibile inquadrare questa successione di pochi metri (2 - 5) all'interno di questa unità che, anche dove è più ampiamente affiorante non presenta caratteri tipici. La formazione è riferibile al Triassico inf., Scitico.

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

Alternanza di argilliti nere in lamine e calcari bituminosi lievemente dolomitici, scuri, in strati sottili discontinui e limitati affioramenti a monte di Roncone. Modesti spessori (fino a 30 cm) di breccie autoclastiche con elementi marnosi neri e dolomie; calcari dolomitici vacuolari, sono presenti, anche se rari e costituiscono i livelli diagnostici di questa unità. Lo spessore affiorante dell'unità, non esposta alla sua base, è di circa 70 metri. L'ambiente di deposizione è riferito ad una piana tidale in parte evaporitica. L'unità, indicata in precedenza come "Carniola di Bovegno", costituisce il livello di scivolamento della frana a grandi blocchi (Calcere di Angolo) del paese di Roncone (oltre 1 km² di superficie). L'unità va attribuita allo Scitico sup.-Anisico inf.

1.1.3. - *Calcere di Angolo (ANG)*

Calcari scuri, ben stratificati (20-40 cm) prevalentemente micritici con rare calcareniti (*packestone* e *grainstone*) intraclastico-oolitiche. Gli strati più potenti (50-110 cm), sono presenti alla base, ove risultano parzialmente dolomitici, mentre nell'intervallo medio superiore dell'unità gli strati di calcare sono più sottili e scuri. In questa parte superiore sono presenti intercalazioni di *grainstone* ad ooidi provenienti dai margini delle coeve piattaforme di zone sud occidentali adiacenti (calcere del Dosso dei Morti). La tipica struttura nodulare di questa formazione della Lombardia (dal Bresciano al Bergamasco) è sempre assente nelle successioni del Foglio Riva. Non sono stati ritrovati fossili significativi per un'attribuzione biostratigrafica. La presenza di intercalazioni arenaceo siltose con *ripple-mark* è stata segnalata nei dintorni di Cologna (zona sud occidentale del Foglio) (CASTELLARIN & SARTORI, 1982). Gli spessori sono intorno a 300 m (Roncone, Lodino). Il contatto con l'unità sottostante è raramente esposto, ma sembra netto e concordante. L'ambiente di deposizione è riferibile ad una piana

subtidale stabile di limitata profondità (GAETANI, 1969). L'unità è riferibile all'Anisico (Pelsonico).

1.2. - UNITÀ DI BACINO DELL' ANISICO SUP.(ILLIRICO) - LADINICO INF .

1.2.1. - *Calcere di Prezzo* (PRZ)

Calcarei micritici scuri fino a neri in strati molto sottili (1-3 cm), passanti a calcari nodulari micritici a radiolari ed impronte di ammoniti, talora con intervalli di calcari silteosi e calcisiltiti micacee giallo-ocree e talvolta con selce scura; contengono sottili intercalazioni di marne scure fino a nere. Verso l'alto sono presenti sottili intercalazioni di argille marnose grigio-verdi o giallognole di origine vulcanica simili alla "Pietra verde" dell'unità sovrastante. Spessori variabili da 0 a 150 m con netta diminuzione verso Nord. L'attribuzione biostratigrafica è basata sul contenuto di ammoniti (BRACK & RIEBER, 1993). Il contatto con l'unità sottostante è netto e concordante. La successione del calcare di Prezzo è riferibile ad un ambiente di mare aperto e profondo. La sua età è riferibile interamente all'Illirico.

1.2.2. - *Formazione di Buchenstein - Livinallongo* (BHL)

L'unità è equivalente della formazione di Livinallongo delle Dolomiti. È costituita da una successione di calcari lastriformi (5-20 cm), selciferi, scuri, con scarse intercalazioni di areniti e siltiti vulcaniche verdastre, argillificate ("Pietra verde") e con calcitorbiditi e corpi di breccie dolomitiche. Nella zona di Roncone, la parte basale contiene 2-3 m di calcari micritici selciosi scuri fino a neri ben stratificati con un livello (30 cm) di arenarie vulcaniche ("Pietra verde"); seguono 4 m circa di calcitorbiditi intraclastiche laminate e ben stratificate sormontate da 3 m circa di breccie dolomitiche a matrice micritica con clasti carbonatici di piattaforma (calcare di Esino). La parte alta contiene calcitorbiditi a Crinoidi e Brachiopodi a cui seguono breccie a blocchi carbonatici di piattaforma che rappresentano la transizione verso il calcare di Esino. Lo spessore è di 55 m circa (al campo sportivo di Roncone) in rapida diminuzione verso N fino alla sua scomparsa (Monte Gaiola). Anche in questo caso l'attribuzione biostratigrafica è basata sugli studi delle faune ad Ammoniti di affioramenti prossimi all'area in esame (BRACK & RIEBER, 1993). Il contatto con il calcare di Prezzo sembra netto e concordante. L'ambiente di deposizione va riferito a condizioni profonde di base

di scarpata della piattaforma carbonatica (calcare di Esino) della quale la formazione di Buchenstein è eteropica. L'unità copre un intervallo stratigrafico tra l'Illirico e il Ladinico inferiore.

1.3. - UNITÀ "LOMBARDE" DI PIATTAFORMA DELL'ANISICO SUP.-LADINICO INF. E CARNICO

1.3.1. - *Calcare di Esino* (**ESI**)

La Formazione, assente nel settore orientale del Foglio, è costituita da dolomie massicce o in banchi superiori al metro con breccie nella parte basale: si tratta di depositi carbonatici che hanno subito una dolomitizzazione pervasiva e generalizzata che ha obliterato quasi completamente le strutture e le tessiture primarie. Nella parte superiore sono tuttavia ancora riconoscibili estese cavità (dm-m) con riempimenti interni di silt vadoso dolomitizzato, laminato di colore da grigio ad ocra (*paleokarst*) (affioramenti sulla strada statale al km 237, e 78,800). Lo spessore varia da 200 a 300 m al Monte Gaiola e dintorni. L'unità è eteropica con la parte alta del Calcare di Prezzo e con l'intera formazione di Buchenstein. L'età della base del calcare di Esino risulta Anisico superiore ove esso si appoggia sul calcare di Prezzo (margine NO del Foglio), mentre verso Sud, a causa dell'eteropia con la formazione di Buchenstein - Livinallongo, risulta di età ladinica inferiore. L'età del tetto, marcato da una discordanza con *paleokarst*, può essere forse correlabile con l'importante abbassamento del livello marino del Ladinico superiore (cf. BRACK & RIEBER, 1993; PICOTTI, 1992).

Il calcare di Esino è il prodotto di una piattaforma carbonatica progradante sulle unità bacinali adiacenti (principalmente sulla formazione di Buchenstein - Livinallongo) e presenta caratteri e geometrie molto simili a quelle delle successioni coeve delle Dolomiti. L'età è definita tra l'Illirico e il Ladinico inferiore.

1.3.2. - *Formazione di Breno* (**BRE**)

Alla base (prima decina di metri), in trasgressione sul Calcare di Esino, l'unità contiene calcari grigio-scuro ben stratificati (10 - 40 cm) a sciami stilolitici rossastri, con facies tipo "Calcare Rosso della Bergamasca". L'intervallo inferiore di tale formazione contiene anche intercalazioni decimetrico-metriche di areniti-siltiti da rosso a verde-turchese di origine vulcanica. Seguono dolomie e calcari dolomitici grigio-chiaro peritidali con tipiche strutture stromatolitiche ben rappre-

sentate tra 30 e 70 m dalla base. Nelle aree sud occidentali esterne al Foglio, questi corpi sono stati separati con la denominazione di arenaria di Val Sabbia per il loro rilevante spessore (decametrico). Quest'ultima unità non è stata distinta nelle zone del Foglio a causa della sua esiguità. La parte superiore dell'unità è costituita da calcari dolomitici e dolomie (dolomicriti) peritidali sempre più fenestrati verso l'alto ove contengono livelli di microbreccie tempestitiche (*floatstone*), piccoli *tepees* e *sheet-crack*. Il passaggio diretto con la Dolomia Principale, ove presente, è marcato da una superficie di discordanza (*unconformity*) a volte associata a livelli di breccie. Spessori variabili da 350 m circa, a meno di 130, verso Sud (zona del Rio Marade), soprattutto a causa delle eteropie con la formazione di Gorno. L'attribuzione stratigrafica è possibile solo per inquadramento; tuttavia, nelle zone del foglio Tione di Trento, confinante a Nord con quelle del Foglio Riva, in oggetto, in questa formazione è documentata la zona a *Diplopora annulata* del Ladinico e la sovrastante zona a *Clypeina besici* del Carnico (RINALDO & JADOU, 1994). Ne consegue che la Formazione è compresa tra il Ladinico superiore ed il Carnico.

1.3.2.1. - Formazione di Breno - membro di Campolungo (BRE₂)

L'unità è stata formalizzata inizialmente come "lingua" (ASSERETO & CASATI, 1965) e successivamente come Membro della Formazione di Breno (GAETANI, 1986). Nella cartografia precedente (CADROBBI *et alii*, 1948) l'intervallo era stato attribuito agli Strati di Raibl. Dato anche il suo inquadramento stratigrafico, a letto della Dolomia Principale, l'unità potrebbe venir incorporata nel Gruppo di Raibl, attualmente allo studio; pertanto l'attribuzione qui proposta appare problematica e va considerata provvisoria. Si assume, inoltre, che il sottostante membro dell'"Annunciata", (ASSERETO & CASATI, 1965) possa essere presente, all'interno della formazione di Breno vista sopra, ma con le litofacies di questa ultima. Nel Foglio Riva l'unità, comunque intesa, si trova direttamente sovrapposta alla Formazione di Breno. Essa è rappresentata da dolomie grigie, spesso selciose sottilmente stratificate (2 - 30 cm) con interstrati marnosi e rari banchi intorno al metro di dolomie grigio chiaro; gli episodi di bioturbazione di tipo *Ophiomorpha* sono frequenti e sono talora osservabili livelli probabilmente tempestitici di microbreccie a clasti carbonatici e selciosi scuri (*floatstone*). Gli spessori, massimi al Rio Marach (240 m), si riducono verso N fino alla completa scomparsa dell'unità, in meno di 2 km. Il contatto con la formazione sottostante è graduale e per alternanze, indicativa del passaggio è la comparsa della selce. Non è osservabile il passaggio con la sovrastante unità della Dolomia Principale anche a causa della scarsità degli affioramenti, presenti solamente al margine occidentale del Foglio.

L'esame micropaleontologico non ha fornito informazioni in quanto l'unità risulta sterile. Essa è probabilmente eteropica della formazione di Gorno (assente nelle zone del Foglio) e, in parte, anche della formazione di S. Giovanni Bianco. L'unità è riferita al Carnico.

1.3.3. - *Formazione di S. Giovanni Bianco (SGB)*

E' rappresentata in massima parte da dolomie cariate e vacuolari di colore grigio chiaro e giallastro in strati di pochi decimetri, separati da sottili intercalazioni argillose policrome; sono spesso presenti lenti e noduli di gesso ed anidrite (GARZANTI, *et alii*, 1995; BONI & CASSINIS, 1973; ROSSETTI, 1967). Tali depositi sono riferibili ad un ambiente costiero semi-arido evaporitico. Spessore massimo: fino a 20-30 m. Località di affioramento: settore meridionale della Val di Bondo, ove affiora malamente, sotto forma di scaglie poco potenti, alla base dei livelli di scollamento associati al sistema di sovrascorrimento Tremosine - Tignale. La formazione è riferita al Carnico.

1.4 - UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL NORICO

1.4.1. - *Dolomia Principale (DPR)*

Si tratta della classica successione di dolomie grigio chiare, vacuolari in strati spessi 30-50 cm e banchi superiori al metro, talora massicce o mal stratificate, con le tipiche sequenze carbonatiche tidaliche e peritidaliche (BOSELLINI, 1967).

All'interno del litosoma dolomitico maggiore della Dolomia Principale, nel settore occidentale del Foglio, sono contenute alcune successioni carbonatiche eterogenee che costituiscono altrettanti membri (della Valvestino, della Val di Bondo e del M. Zenone) tutte eteropiche con la Dolomia Principale e in parte anche fra loro. Per quanto riguarda il litosoma maggiore, se si escludono i limitati affioramenti dei dintorni di Mori, la Dolomia Principale è estesamente rappresentata solo nel settore occidentale del Foglio (a O della Linea del Ballino). La parte inferiore si presenta ben stratificata ed appare costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici. Nei cicli peritidali si distingue una porzione basale subtidale, con dolomie prive di strutture, microcristalline a Megalodonti e Gasteropodi, cui si sovrappone un intervallo laminato, con tappeti algali e *fenestrae* (loferiti) e strati di tempesta a bioclasti e peloidi. Nella parte terminale di ogni ciclo i livelli laminati sono interessati da processi di disseccamento (*mud crack* e *sheet crack*) che smembrano il sedimento sottostante formando intraclasti, spesso rimaneggiati da correnti di tempesta. Il ciclo successivo ricomincia poi con una nuova bancata subtidale.

La porzione superiore di questa formazione è rappresentata da banchi subtidali massicci molto potenti (fino a 2-3 m) di dolomie massicce e fossilifere prive di intercalazioni intertidaliche laminate. Sono talora riconoscibili livelli a tepee, accumuli di pisoidi di origine vadosa e cementazione legata a processi di alterazione vadosa. In altri casi le bancate sono inoltre suddivise da livelli argillitici verdi, dubitativamente interpretati come episodi di emersione. Gli ultimi 100 m circa sono tipicamente costituiti da strati di 30 - 80 cm di *bindstones* stromatolitici a laminazione molto fitta di ambiente subtidale. Spessori fino a circa 1500 m. Per quanto riguarda i contatti con le unità sottostanti, sono per eteropia quelli con le coeve successioni bacinali, mentre non sono noti, nelle aree del Foglio, quelli delle successioni di piattaforma sottostanti. L'unità è attribuita al Norico - Retico.

1.4.1.1.- Dolomia Principale - membro della Valvestino (DPR₁)

Consiste principalmente di dolomie subtidali laminate e bituminose di colore scuro, spesso intercalate a livelli marnoso-argillosi; in alcuni casi sono riconoscibili intervalli più grossolani tempestifici. Frequentemente questa litofacies è seguita da livelli decimetrici a stromatoliti e *birdseye* che indicano il passaggio da un ambiente lagunare interno a condizioni mediamente meno profonde inter- e sopratidali. Le litofacies descritte possono essere organizzate in cicli, di spessore metrico, di tipo *thickening up* e con una marcata tematica *shallowing up*. Spessore massimo: circa 500 m. Località principali di affioramento: settori meridionali della Val di Bondo e della Valle di S. Michele. Il membro è attribuito al Norico.

1.4.1.2. - Dolomia Principale - membro della Val di Bondo (DPR₂)

E' rappresentato da corpi sia arenitici che ruditici, lateralmente continui. I corpi sabbiosi hanno spessori variabili da qualche decina di metri fino a 150 m e sono costituiti da doloareniti bioclastiche a prevalenti frammenti di alghe verdi (*Dasycladacee*) ed organismi incrostanti (*Serpulidi*) organizzati in banchi a laminazione parallela e incrociata a basso angolo. Queste facies doloarenitiche sono presenti sul versante orientale della Val di Bondo, al Corno della Marogna e al tetto del M. Zenone, ove il loro limitato spessore non ne consente la rappresentazione cartografica.

Esse sono interpretabili come accumuli sabbiosi al margine della piattaforma della Dolomia Principale, che possono fare transizione a corpi massicci di breccie e megabreccie che si sfrangiano nelle aree bacinali adiacenti (CLAPS *et alii*, 1994; TROMBETTA & CLAPS, 1995). Età: Norico.

1.4.1.3. - Dolomia Principale - membro del M. Zenone (DPR₃)

Tale unità costituisce la porzione superiore del Monte Zenone, formando un massiccio corpo biocostruito ad organismi incrostanti ora completamente dolomitizzato, fra la Valle di S. Michele e la Valle di Bondo (ad est) (fig. 3). Questa unità si presenta come un corpo a geometria piano-convessa dello spessore di circa 500 - 600 m, per uno sviluppo areale di circa 8 km². Il Monte Zenone viene interpretato come una bioerma con rapporti di eteropia con la formazione bacinale del Calcare di Zorzino (CLAPS *et alii*, 1994; TROMBETTA & CLAPS, 1995). Tale biocostruzione è in realtà costituita da *buildups* sovrapposti e coalescenti a spessori variabili da metrici a decametrici formati da Serpulidi e *Tubiphytes* che formano l'impalcatura (*bafflestone*, *bindstone*) ricca di cavità riempite da successive generazioni di cementi carbonatici e silicei, con subordinata matrice carbonatica. Le singole biocostruzioni, sempre a geometria piano-convessa, sono separate da sottili strati micritici che si riducono progressivamente verso l'alto stratigrafico dove i *buildup* sono coalescenti. Età: Norico.

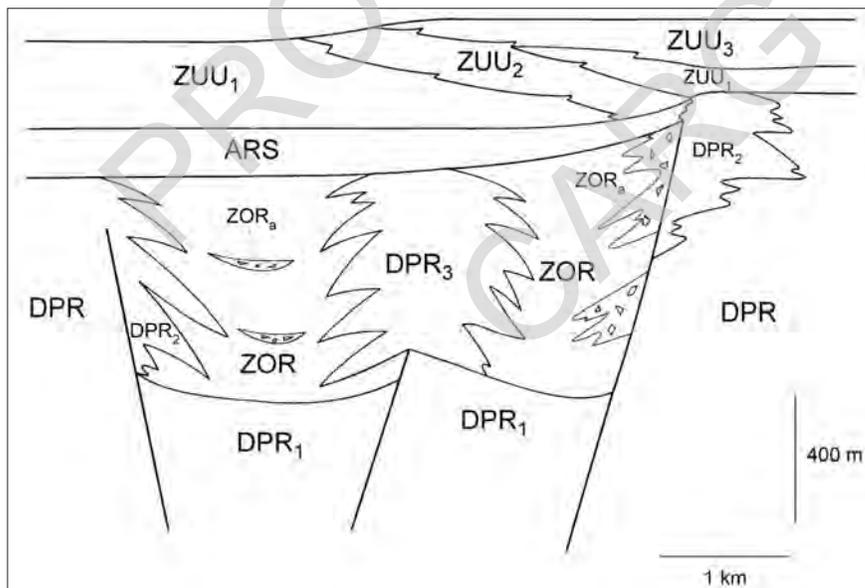


Fig. 3 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità norico-retiche dei rilievi tra Tremalzo e la sponda nord-occidentale del Lago di Garda. ZUU1: membro del Grostè; ZUU2: membro di Riva; ZUU3: membro di Tremalzo; ARS: Argillite di Riva di Soltò; ZOR: Calcare di Zorzino; ZOR_a: Calcare di Zorzino - breccie a supporto di matrice con clasti di DPR; DPR: Dolomia Principale; DPR₁: membro della Valvestino; DPR₂: membro della Val di Bondo; DPR₃: membro del Monte Zenone.

1.5. - UNITÀ NORICO - RETICHE

1.5.1. - *Calcare di Zorzino* (**ZOR**, **ZOR_a**)

Esiste una buona documentazione del Calcare di Zorzino del quale si sono occupati numerosi Autori (ROSSETTI, 1960, 1966; CASATI, 1964; ROSSETTI *et alii*, 1969; JADOUL, 1986; TROMBETTA & BOTTONI 1993; JADOUL *et alii*, 1994). Il Calcare di Zorzino si presenta normalmente ben stratificato ed è costituito principalmente da calcari micritici ricristallizzati e da dolomicriti nere in strati di spessore variabile da 1 - 2 cm a 40 - 50 cm; presenti, negli interstrati, subordinate peliti molto fini, di colore nero e grigio-nerastro, fetide, con uno spessore massimo di 2-3 cm. Sono riconoscibili laminazioni parallele e calcitorbiditi a gradazione diretta, con elementi di provenienza mista sia di piattaforma che di bacino. Specialmente nella porzione inferiore di questa unità sono stati riconosciuti e cartografati anche alcuni depositi (calciruditi) di margine di piattaforma e di scarpata (ZOR_a) (fig. 3). I depositi di *slope* sono costituiti da calcitorbiditi grossolane e breccie in prevalenza provenienti dalle vicine aree di piattaforma della Dolomia Principale (Cime del Costone per il bacino di S. Michele e Corno della Marogna per il bacino della Val di Ledro) contenuti all'interno di una matrice micritica di peripiattoforma. I depositi sono talora organizzati in corpi clinostratificati come nel versante occidentale della Valle di S. Michele, dove è possibile seguirne l'esatta geometria: qui presentano un'ampiezza di 600 - 700 m, e presentano un assottigliamento verso il bacino con una progressiva diminuzione dell'angolo di pendio, da circa 30° a 10° - 15° e con dislivelli di 200 - 250 m, tra l'apice e la base del pendio stesso (fig. 3). Altri depositi di breccie clinostratificate, con una minore percentuale di fango carbonatico e maggiori angoli di *slope*, affiorano sul versante occidentale del M. Zenone e rappresentano il raccordo fra un vasto corpo biocostruito entro la successione della Dolomia principale (bioerma del Monte Zenone a Serpulidi ed incrostanti) e gli adiacenti depositi bacinali (fig. 3). In questo caso i clasti contenuti nelle breccie sono costituiti da elementi risedimentati provenienti dal bioerma a serpulidi. Spessore massimo: circa 700 m. Località di affioramento: versante meridionale della Val di Ledro e pendici del M. Corno, M. Zenone, Val di Bondo e Valle di S. Michele. I contatti con la Dolomia Principale sottostante sono gradualmente e per alternanze. L'unità è caratterizzata da pronunciate eteropie spesso molto rapide con la Dolomia Principale controllate da faglie dirette sinsedimentarie (PICOTTI & PINI, 1988 a; CLAPS *et alii*, 1996). Età: Norico.

1.5.2. - Argillite di Riva di Solto (ARS)

Tale formazione consta di argilliti e marne argillose di colore nero, finemente stratificate e fissili, bituminose; sono presenti talora intercalazioni di calcari lastriformi dolomitizzati e breccie dolomitiche alla base. Seguendo le proposte classiche (GNACCOLINI, 1965a; CASSINIS, 1971; STEFANI & GOLFIERI, 1989; JADOUL *et alii*, 1994), questa unità è solitamente suddivisibile in due porzioni sovrapposte: una inferiore prevalentemente argillitica ed una superiore formata da dolomicriti del tutto analoghe a quelle del sottostante Calcare di Zorzino. All'interno dell'area sud-ovest del Foglio Riva del Garda, affiora solamente la parte superiore dell'unità, presente nel versante meridionale del Monte Tremalzo ove raggiunge uno spessore massimo di circa 200 m con alternanze finemente stratificate (5 - 10 cm) di calcari micritici e dolomicritici scuri laminati e di marne scure fogliettate, con intensi fenomeni di caoticizzazione (*slumping*) all'interno di un intervallo di circa 30 metri. Localmente (S. Martino, versante sud del Lago di Ledro) l'unità in questione è rappresentata da regolari alternanze di calcari micritici intraclastici arrangiati in sequenze *thickening-coarsening upward* simili a quelle del calcare di Zu. Se ne differenzia per la presenza di depositi grossolani gravitativi, breccie (1 - 2 m) alla sommità della successione ed accumuli di trasporto torbido prossimali. Assente a nord del Lago di Ledro, la formazione raggiunge spessori fino a circa 350 metri nel bacino di S. Martino (fig. 3). Questa unità viene interpretata come litosoma di raccordo tra la zona bacinale (a S) e le zone settentrionali di piattaforma della Dolomia Principale. Il contatto dell'argillite di Riva di Solto con il calcare di Zorzino, ove presente, è graduale e per alternanze; i rapporti con la Dolomia Principale sono di eteropia talora molto rapida. Le principali località di affioramento sono le zone del Monte Tremalzo e di S. Martino. Età: Norico.

1.5.3. - Calcare di Zu (ZUU)

Comprende tre membri: uno di rampa carbonatica subtidale (membro del Grostè), uno di pendio prossimo alla paleolinea Ballino-Garda (membro di Riva) e uno di ambiente peritidale (membro di Tremalzo) fra loro variamente eteropici e con passaggi per lo più concordanti e netti sulla Dolomia Principale. Età: Norico- Retico.

1.5.3.1. - Calcare di Zu - membro del Grostè (ZUU₁)

È costituito dalla sovrapposizione di (para-)sequenze *thickening-coarsening upward* (MASETTI *et alii*, 1985). I singoli cicli sono formati, alla base, da alternanza di calcari micritici e marne in strati di spessore decimetrico ai quali seguono, verso

l'alto, prevalenti tempestiti carbonatiche gradate a gusci di bivalvi, gasteropodi e altri bioclasti. La parte alta del ciclo è normalmente formata da banchi di biomicriti a volte con cespi di coralli (tipo *Thecosmilia*) variamente rimaneggiati. L'organizzazione verticale dei depositi all'interno delle parasequenze indica una diminuzione di batimetria verso l'alto secondo una dinamica deposizionale tipica di un ambiente di rampa carbonatica soggetta ad eventi di alta energia (tempestiti). Questo membro presenta uno spessore variabile da un minimo di 20 m nel versante a Nord del Lago di Ledro ad un massimo fino a circa 600 m nel versante a E del Pichea (tra le valli dei torrenti Magnone e Albola). L'unità viene riferita stratigraficamente al Triassico superiore, tra la fine del Norico e la parte iniziale del Retico seguendo le recenti attribuzioni palinologiche (JADOUL et alii, 1994).

1.5.3.2. - Calcarea di Zu - membro di Riva (ZUU₂)

Si tratta di un corpo di breccie di circa 200 m di spessore localizzato a ridosso del margine di piattaforma, formato da una irregolare alternanza di depositi di trasporto in massa per frana e di intervalli di calcari micritici deformati in *slump*. I corpi di frana, spesso a base erosiva, sono formati da strati scompaginati di dolomie subtidali con interstrati marnosi, in matrice dolomitica. *Grainstone* grossolani talora a *clay chips* e dolomicriti a blocchi di dolomie peritidali e di dolomie subtidali costituiscono rispettivamente gli accumuli di *grain flow* e di *debris flow*. La base non affiora, tuttavia nei pressi di Riva sono presenti scaglie tettoniche con facies simili al calcarea di Zu - membro di Grostè, che farebbero supporre una sovrapposizione, almeno parziale, di questi due membri fra loro e ad una eteropia dell'unità in questione con il solo membro di Tremalzo. A tetto, il membro di Riva viene ricoperto dalla Corna (CASOLARI & PICOTTI, 1997). Località di affioramento: Sarbano (versante meridionale del Lago di Ledro), Valle del Ponale e sponda occidentale del Lago di Garda. Età: Norico? - Retico.

1.5.3.3. - Calcarea di Zu - membro di Tremalzo (ZUU₃)

Questa unità è formata da calcari e calcari dolomitici ben stratificati, con rare intercalazioni argillitiche, sempre meno frequenti verso l'alto, riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica tidale. La successione stratigrafica è omogenea con scarse variazioni laterali di facies ed è scomponibile in cicli di tipo *shallowing upward* di spessore metrico (1-3 m) nei quali si passa da micriti subtidali bioturbate, nella parte inferiore del ciclo, a depositi inter- e sopratidali caratterizzati da *birdseyes*, piccoli *tepees* e laminazioni stromatolitiche. In alcuni casi si possono riconoscere orizzonti forse attribuibili ad esposizioni subaeree.

Localmente questi cicli sedimentari passano a condizioni di piattaforma interna che non permettono lo sviluppo delle facies peritidali. La porzione

superiore del membro di Tremalzo è formata da un corpo dello spessore di 30 - 40 m di calcareniti (*grainstone*, *packstone*) oolitiche a stratificazione incrociata con locali strutture a lisca di pesce (*herringbone*) indicative di condizioni di piattaforma carbonatica di alta energia. Gli spessori variano notevolmente in funzione della paleobatimetria ereditata dal membro sottostante (membro del Grostè): da valori massimi di circa 150 m nella zona di Tremalzo si passa a spessori di 15 - 20 m (Val di Ledro occidentale, Lago dell'Ampola) fino alla completa assenza dell'unità, nei settori settentrionali del Foglio (M. Tofino, versante settentrionale della Val Gaverdina). Per altre informazioni si rimanda a STEFANI & GOLFIERI (1989) e a JADOUL et alii (1994). Età: Retico.

1.6. - UNITÀ DI PIATTAFORMA DELL'INTERVALLO RETICO - AALENIANO.

1.6.1. - *Corna* (COR)

Questa unità costituisce un litosoma carbonatico di piattaforma uniforme nelle litologie e tipico della sponda occidentale del Garda e dei rilievi del Bresciano. Nelle zone del Foglio questa unità è presente con i caratteri delle successioni carbonatiche tidali e, localmente, si differenzia notevolmente a causa dell'attività sinsedimentaria della scarpata tettonica Ballino-Garda. Sono stati così distinti due membri: uno di dolomie (in passato riferito alla Dolomia Superiore) e uno costituito in prevalenza da breccie.

La Corna è rappresentata da notevoli spessori (600 - 700 m) di calcari e calcari dolomitici (raramente dolomie) biancastri in spesse bancate metriche, passanti verso l'alto a calcari color grigio-avorio e bruniccio chiaro, in strati spessi e banchi superiori al metro. La parte inferiore, sovrapposta al calcare di Zu, è costituita da una successione con alcuni episodici intervalli peritidali indicati da alcune evidenti laminazioni di tipo stromatolitico associati ad abbondanti *birdseyes* e *fenestrae* con rari e modeste strutture a *tepee*; nella parte mediana fanno seguito calcari micritici bioturbati, talora bioclastici; la parte terminale è costituita da alternanze di calcari micritici color nocciola e di calcareniti oolitico, oncolitico-bioclastiche a *Palaeodasycladus mediterraneus*, ricoperte, in discordanza (*drowning unconformity*) dalla formazione del Tofino, membro di Malga Tenera. Questa unità è in buona parte coeva ed equivalente ai Calcari Grigi basali (formazione di Monte Zugna) rispetto alla quale si differenzia per il maggiore spessore, con tassi di sedimentazione più elevati in prevalenti condizioni subtidali e con una minore incidenza delle condizioni peritidali. L'età della base non è calibrata, mentre la superficie di annegamento sommitale è attribuita al Sinemuriano inf. (Zona a *bucklandi*) (PICOTTI & COBIANCHI, 1996). Età proposta: (?) Retico - Sinemuriano inf..

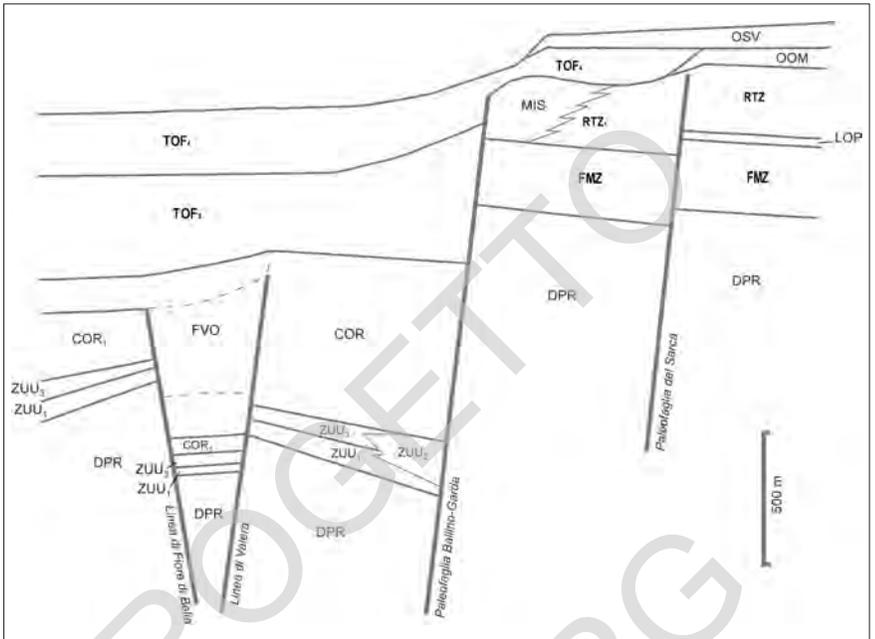


Fig. 4. Schema dei rapporti stratigrafici delle unità norico-liassiche attraverso la scarpata tettonica Ballino-Garda. OSV: calcare oolitico di San Vigilio; TOF4: membro di Bocchetta Slavazi; TOF3: membro di Malga Tenera; OOM: calcare oolitico di Massone; MIS: calcare del Misone; RTZ: formazione di Rotzo; RTZ₁: membro di Tovel; LOP: calcare oolitico di Loppio; FMZ: formazione di Monte Zugna; COR: Corna; COR₁: membro del Monte Pichea; FVO: formazione di Val d'Oro; ZUU₁: membro del Grostè; ZUU₂: membro di Riva; ZUU₃: membro di Tremalzo; DPR: Dolomia Principale.

1.6.1.1. - Corna - membro del M. Pichea (COR₁)

Questa unità ha una distribuzione molto limitata in quanto rappresenta il margine progradante della piattaforma retica di dolomie del Membro del Doss de La Torta. L'unità, da alcuni Autori erroneamente attribuita alla Dolomia Principale (Doss Enziana e M. Cogorna) è rappresentata da un voluminoso corpo di breccie clinostratificate con blocchi da metrico a decametrici, talora isolati (olistoliti) in matrice micritica e sabbiosa interstratificate a micriti dolomitizzate grigiastre e selciose sempre più frequenti verso i depocentri bacinali. Questi depositi massivi (*debris flow*) si originarono dai distacchi gravitativi e frane al margine della piattaforma delle dolomie, di cui costituiscono gli accumuli prossimali derivati dal denudamento gravitativo. Spessori fino a quasi 600 m (pendici orientali del M. Pichea e del M. Cogorna). Età: Retico sup. - Hettangiano.

1.6.1.2. - Corna - membro del Doss de La Torta (COR₂)

L'unità corrisponde al litosoma dolomitico sovrastante il Calcare di Zu che, in passato, è stato indicato dagli autori italiani usando differenti denominazioni (“Dolomia superiore”, “Dolomia retica” o “Dolomia a Conchodon”) equivalenti della “Grenz-Dolomit” degli Autori di lingua tedesca. La successione di questa unità è costituita da dolomie per lo più massicce grigio chiare fino a bianco candide, prive di strutture a causa della dolomitizzazione pervasiva che conferisce loro un aspetto macrocristallino (saccaroide). L'ambiente di formazione è prevalentemente subtidale, anche se si riscontrano intervalli peritidali (soprattutto alla base). Gli spessori complessivi variano da 150 a 400 m circa, con notevoli variazioni, anche brusche, ad opera di faglie sinsedimentarie. Sterile dal punto di vista micropaleontologico, l'attribuzione di età è possibile solo per inquadramento. Gli affioramenti più tipici sono quelli della dorsale del M. Tofino - Doss de La Torta, della Val Concei e del M. Vies. Età: Retico sup.- Hettangiano.

1.7. - GRUPPO DEI CALCARI GRIGI E PIATTAFORMA TOARCIANA-AALENIANA

Presente solamente nel settore orientale del Foglio (a E della Linea di Ballinogarda) costituisce una tra le più classiche successioni di piattaforma dell'Alto di Trento. Nelle zone del Foglio affiora estesamente, con spessori notevoli, sui pronunciati rilievi attorno alla Val del Sarca e tra questa valle, la riva orientale del Garda e la Val D'Adige.

Il Gruppo dei Calcari Grigi, eteropico al membro del Torrente Duina e al membro di Malga Tenera, della formazione del Tofino, costituisce un'unità sintettonica di piattaforma carbonatica tra le più classiche del Lias sudalpino; essa si è sviluppata sotto il controllo della tettonica estensionale del *rifting* norico liassico. In base ai caratteri litologici, alle associazioni di facies e alle reciproche relazioni geometriche delle successioni interne al Gruppo sono state distinte cinque formazioni (fig. 4).

1.7.1. - Formazione di Monte Zugna (FMZ)

L'unità è tipica del settore orientale del Foglio. Corrisponde a buona parte del membro inferiore dei Calcari Grigi della precedente suddivisione (BOSELLINI & BROGLIO LORIGA, 1971; MASETTI *et alii*, 1996 a, 1996 b). Le successioni di questa formazione sono rappresentate da due facies nettamente distinte: quella con calcari prevalentemente micritici (unità subtidale) della Val d'Adige e quella dei

calcarei in prevalenza stromatolitici (unità peritidale), ben rappresentata nelle zone ad est dell'Adige (dintorni di Mori, Val di Loppio, Valle del Sarca). L'unità subtidale è dominata da sequenze cicliche submetriche e metriche con calcari micritici brunicci, ben stratificati alternati a sottili livelli argilloso e argilloso-dolomitici, grigio scuri e verdastri (2-5 cm), spesso fogliettati. Alla sommità di queste sequenze sono presenti *wackestone* e *grainstone* ad ooliti, bioclasti, intraclasti a peloidi, che talora rappresentano anche tempestiti. Lo spessore complessivo di questa unità è intorno a 80-100 m (Val d'Adige, Chizzola e zone circostanti) mentre raggiunge spessori notevoli lungo le pareti del versante Est del Monte Brento, a picco sulla Val del Sarca ove questa unità è sottoposta stratigraficamente al membro del calcare della Val Tovel. Qui ne affiorano oltre 300 m prima di scomparire sotto le enormi conoidi detritiche.

L'unità peritidale è rappresentata da una spessa successione ciclica dei seguenti litotipi (CASTELLARIN & SARTORI, 1973) fra loro più o meno irregolarmente alternati: 1) calcari dolomitici a grana fine, da grigio a giallo ocra fino a rossastri in strati fino a 50 cm, con croste limonitiche e veli pelitici talora incoerenti, varicolori, presenti nella parte superiore degli strati; tipiche strutture di questo intervallo, soprattutto alla base del ciclo, sono *fenestrae* e cavità decimetriche con riempimenti di terra rossa (*paleokarst*); 2) *bindstones* i cui principali caratteri distintivi sono rappresentati dalla fittissima laminazione (mm, cm) di tipo stromatolitico e dalla scarsità dei fossili. *Fenestrae* con riempimenti meccanici e chimici interni sono strutture diffuse e diagnostiche di questi intervalli il cui spessore varia da pochi cm a 1-2 m; 3) calcari micritici da grigio chiari a bruni (*mudstone* e *wackestone*) con abbondanti resti fossili, tra cui lamellibranchi (*Gervillia*) e alghe Dasycladacee, in strati e banchi di spessore variabile da pochi decimetri a 4 - 5 metri. Sugli alti rilievi di Cima Bassa - Monte Palon (a N del Monte Stivo) le tipiche successioni peritidali della formazione di Monte Zugna superano i 400 m di spessore con graduale riduzione verso E (150 - 200 m nei dintorni di Mori). Il contatto con la Dolomia Principale è concordante e graduale: si passa dai banchi delle dolomie vacuolari della Dolomia Principale ai calcari dolomitici e calcari a grana fine, chiari fino a bianchicci a *birdseye* in una decina-quindecina di metri (dintorni di Mori). Età: (?) Retico - Sinemuriano.

1.7.2. - *Calcare oolitico di Loppio (LOP)*

La successione di questa unità è costituita da una monotona sequenza di calcari oolitici grossolani in prevalenza a cemento spatico (*grainstone*) e di colorazione biancastra o grigio-chiara, con granuli formati in prevalenza da ooidi e botroidi e in parte anche da intraclasti e bioclasti. Sono accumuli per lo più mal

stratificati o in spesse bancate metriche fino a decametriche. L'unità è talora difficile da separare all'interno delle successioni del margine della piattaforma (Alto di Trento) prevalentemente costituite da calcari oolitici. Altre volte l'unità è sostituita da calcari in prevalenza subtidali con biomicriti scure e brunisce talvolta con rare spicole di spugna, come accade in alcuni casi per gli intervalli sovrastanti la formazione di Monte Zugna. Per queste ragioni l'unità risulta talora accorpata nelle facies subtidali della parte inferiore della formazione di Rotzo dalla quale, se presente, risulta sostituita, come si osserva sul fianco est dei rilievi di M. Stivo e M. Palon. Il calcare Oolitico di Loppio generalmente ha spessori variabili da poche decine di metri fino ad oltre 150 m. Età: Sinemuriano.

1.7.3. - *Formazione di Rotzo (RTZ)*

È l'unità più rappresentativa della parte superiore del Gruppo dei Calcari Grigi. Essa risulta internamente organizzata da sequenze *thickening up*, di spessore variabile (da sub-metriche a metriche e raramente decametriche), formate in ambiente subtidale. Straterelli e lamine di micriti brunisce pellettifere ed intraclastiche (*packstone*, *wackestone*) e di marne scure o grigio-verdi, sono alternate a calcari micritici (*mudstone*) in straterelli e strati via via più spessi; le marne grigio verdi passano talora a livelli grigio scuri con resti di piante e, talora, a carbone, oppure ad argille scure laminate (*black shales*) ad Astarte. La sommità di questo ciclo di riferimento è spesso caratterizzata da grossi strati e bancate metriche ricche di gusci di bivalvi (*strati a Lithiotis*) con esemplari che raggiungono dimensioni superiori a 20 cm. I banchi a *Lithiotis* a geometrie tabulari o lenticolari contengono Lamellibranchi di vari generi (*Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperna* e *Gervilleioperna*) (BERTI CAVICCHI *et alii*, 1971; BENINI & BROGLIO LORIGA, 1974). Anche le associazioni a Foraminiferi sono tipiche e spesso abbondanti (*Orbitopsella praecursor*, *Haurania sp.*, *Planisepta compressa*) (CASTELLARIN, 1972; BROGLIO LORIGA, 1996). Biocalcareni ruditiche, calcari oolitico-intraclastico-bioclastici in strati e banchi superiori al metro sono spesso intercalati nella successione all'interno di questi cicli tidali, come propagazione delle barre mobili bioclástico-oolitiche (*spill-over*) entro le zone orientali del margine della piattaforma, registrando anche episodi di elevata energia (tempestiti) (zona di Monte Stivo - Monte Palon). Questi accumuli possono sostituirsi alle bancate di bivalvi talora in modo prevalente e quasi esclusivo, rendendo più difficile il riconoscimento di questa unità. Gli spessori sono variabili da 120 a più di 250 metri. Ad E del Sarca è direttamente sovrapposto, generalmente con contatto netto, al calcare oolitico di Loppio. Età: Sinemuriano - Pliensbachiano.

1.7.3.1. - Formazione di Rotzo - membro di Tovel (RTZ₁)

L'unità, che è tipica della Val di Tovel è qui rappresentata nella zona del Monte Biaina e sulle pareti orientali del Monte Misone. Al M. Misone si possono osservare potenti successioni di calcari in facies subtidali, ben stratificati, con colorazioni dal giallo tenue al grigio-bruno che, nella parte apicale, passano gradualmente alle micriti giallastre con noduli di selce del calcare del Misone. Nella zona del Monte Biaina, l'unità presenta invece un contatto netto con i *grainstones* sovrastanti il calcare oolitico di Massone. In entrambi i settori appena citati il membro poggia direttamente sul calcare oolitico di Loppio in facies prevalentemente peritidale. Questa successione è composta da alternanze ritmiche di bancate di sedimenti micritici prevalenti e di sabbie grossolane. Gli strati a granulometria più fine sono formati da prevalenti *mudstone* a Miliolidi e *wackestone*, grigi, in spessi strati compatti (40-120 cm). Strati più sottili, inferiori a 30 cm sono formati da micriti grigio scure (*mudstone*), fittamente laminate (mm, cm) e scarsamente fossilifere. Le spesse bancate intercalate con maggior frequenza nella parte superiore della successione, sono rappresentate da *packstone* e *wackestone* grigio chiari o grigio-giallastri, a bioclasti, granuli rivestiti (*lump*) e resti algali, in matrice micritica. Tra le alghe Dasycladacee, si riconosce *Palaeodasycladus mediterraneus*. Noduli di selce sono presenti nella parte alta di questo membro nella zona del Monte Misone. L'unità risulta eteropica del calcare di Monte Misone. Rispetto alla formazione di Rotzo affiorante nel settore orientale del Foglio, si differenzia per l'assenza delle caratteristiche *bancate a Lithiotis*, per gli spessori mediamente più ingenti e per la presenza di selce. Per quanto riguarda gli spessori, a causa delle eteropie, essi variano da 0 a 300 m; da circa 80 m a 250 m, nei rilievi a N di Arco. L'ambiente di formazione può essere riferito ad una depressione posta in posizione orientale rispetto al *mound* del Monte Misone, delimitata da paleofaglie attive all'interno della piattaforma dei Calcari Grigi lungo gli allineamenti NNE-SSO (N-S) del Sarca, paralleli e prossimi alla Linea di Ballino; condizioni queste che ricordano quelle del coevo bacino intra-piattaforma della Val di Tovel. Età: Sinemuriano - Pliensbachiano.

1.7.4. - Calcare oolitico di Massone (OOM)

La successione dell'unità è costituita da spessi strati (30-60 cm) e banchi fino al m di calcari oolitici a cemento spatitico (*grainstone*) di colorazione grigio chiara fino a biancastra. La successione è talora caratterizzata da strutture quali le stratificazioni inclinate e incrociate per lamine (cm, dm) pianoparallele, interne agli strati e banchi. Le ooliti, con oncoidi e granuli rivestiti, sono generalmente

predominanti rispetto ai bioclasti e spesso esclusive. Le ooliti di questa unità si differenziano chiaramente rispetto a quelle del calcare oolitico di S. Vigilio in base alle dimensioni maggiori dei granuli e alla struttura concentrica con diffusa micritizzazione dei cortici. *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, tra le alghe, *Glomospira* sp. e *Vidalina* sp. tra i foraminiferi sono i fossili più frequenti. Gli spessori sono generalmente intorno a 100 m (crinale del M. Biaina e M. Casale e rilievi circostanti la zona di Arco e Dro); si riducono sensibilmente verso sud-est ed est, ad una ventina - trentina di metri. Il calcare oolitico di Massone talvolta può essere assente (Monte Rizzana). Raggiunge gli spessori massimi di 150-250 m verso NO (Rudere S. Martino) ove il calcare del Misone è fortemente ridotto o assente. Età: Pliensbachiano sup..

1.7.5. - *Calcare del Misone (MIS)*

Il calcare del Misone è rappresentato in tutto il massiccio del Monte Misone e nelle zone direttamente ad Est della Val Lomasone (Monte S. Pietro, Bondiga, Val di Tovo). Si tratta di un corpo di calcari (*mudstone*, *wackestone*) composti in prevalenza da micriti giallastre e nocciola, con dispersi abbondanti *pellets*, intraclasti, rare ooliti, crinoidi, bioclasti, con la costante presenza di organismi bentonici sessili. Tra i resti di organismi biocostruttori, sempre dispersi entro la matrice micritica si osservano le caratteristiche faune a spugne calcaree (*Stylotalamia* sp. erroneamente indicata come *Ellipsactinia bononii* dagli Autori precedenti), coralli ahermatipici, talvolta in notevoli concentrazioni e dominanti sulla frazione micritica. Si ha inoltre sempre presenza di radiolari e foraminiferi (*Spirillina liassica*) e abbondanti spicole di spugna (mono- e triassone) disperse all'interno della micrite pellettifera od accumulate in tasche, così come è costante la presenza di noduli silicei di colore grigio-giallastro, localmente anche molto voluminosi (oltre 20 cm di diametro). La stratificazione, generalmente poco evidente o in bancate potenti (talvolta superiori a 5 m) conferisce alla roccia un aspetto massiccio, generalmente più accentuato sui versanti occidentali del Monte Misone. Nelle zone a S e ad E del Lago di Tenno il calcare del Misone è direttamente seguito dal membro di Bocchetta Slavazi della formazione del Tofino ("Formazione di Tenno" nella precedente nomenclatura di CASTELLARIN, 1972). Sul Monte Misone è direttamente sovrapposto a banchi di calcari oolitici della formazione di Rotzo, membro di Tovel, o direttamente sulla formazione di Monte Zugna. Gli spessori complessivi del calcare del Misone sono di circa 150 m (pareti orientali del Monte Misone) e oltre 250 m (pendii sovrastanti il Lago di Tenno). Trattandosi però di un grande corpo biocostruito a morfologia cupolare (*mud mound*) il calcare del Misone si assottiglia gradualmente dai rilievi del monte

omonimo fino a scomparire. Esso è eteropico di alcune unità dei Calcari grigi (calcare oolitico di Loppio, calcare oolitico di Rotzo, membro di Tovele parte del calcare oolitico di Massone) e di parte del membro di Val degli Inferni e del membro di Malga Tenera, della formazione del Tofino. Per maggiori dettagli anche riguardo il contenuto paleontologico si rimanda a CASTELLARIN (1972) e BECCARELLI BAUCH (1988). Età: Sinemuriano - Pliensbachiano.

1.7.6. - *Calcare oolitico di S. Vigilio (OSV)*

È formato da una alternanza di calcari oolitici a Crinoidi ed encriniti oolitiche giallastre, grigie e brunicce seguite, verso l'alto, da encriniti rosse. Le ooliti sono caratterizzate da una tipica struttura radiale a volte interrotta da fini cortici micritici concentrici. Frequenti sono la laminazione e la stratificazione incrociata. L'unità presenta uno spessore massimo di una settantina di metri (Misone centrale) ma si riduce fortemente ed irregolarmente sia verso E che verso S e, a Tenno, a non più di 4 - 5 m essendo in gran parte sostituita da una spessa crosta di *hard grounds* ferriferi e fosfatici (2-5 cm). Nelle zone interne, orientali del Foglio (Brentonico, Mori) il calcare oolitico di S. Vigilio è totalmente sostituito da calcari ben stratificati (15-35 cm) giallo-ocracei, formati di micriti pellettifere ad echinoidi con spessori fino a circa 15 m ("Giallo di Mori" delle cave di Castion e dei dintorni di Mori e Loppio). Nel settore orientale del Foglio, il Calcare oolitico di S. Vigilio è sovrapposto al calcare oolitico di Massone con contatto netto para-discordante. Nel settore centrale, nei rilievi tra la Valle del Sarca e il solco di Ballino la formazione ricopre una successione ridotta della formazione del Tofino, membro di Bocchetta Slavazi, del Toarciano medio (*Zona a bifrons*, presso Tenno) (sovrastante il calcare del Misone) (CASTELLARIN, 1972), mentre l'*hard ground* superiore comprende l'Aaleniano medio (STURANI, 1971). Età: Toarciano - Aaleniano inferiore.

1.8. - UNITÀ DI BACINO DELL'INTERVALLO (?) RETICO-HETTANGIANO-BAJOCIANO INF.

Con la Formazione di Val d'Oro, la successione più caratteristica di questo settore marginale del Bacino Lombardo è rappresentata dalla formazione del Tofino. Già a partire dalla sua prima definizione, l'unità veniva considerata come espressione di una successione bacinale profonda del Giurassico inferiore, formatasi sul margine della coeva piattaforma dei Calcari Grigi sotto il controllo di una intensa attività tettonica (Linea di Ballino) (CASTELLARIN, 1972), nel quadro dell'evoluzione del *rifting* norico-liassico.

1.8.1. - *Formazione di Val d'Oro (FVO)*

È una formazione di recente proposizione (CASOLARI & PICOTTI, 1997) direttamente sovrapposta a dolomie subtidali del membro di Monte Pichea (Corna) ed è organizzata in tre grandi cicli ettometrici *shallowing upward*. Il ciclo inferiore è costituito da calcari micritici neri a radiolari e spicole di spugna ben stratificati, selciferi (noduli) con intervalli di breccie e di calcari oolitici in bancate massicce decametriche di ambiente di rampa poco profondo; il secondo ciclo presenta caratteri simili con calcari scuri ben stratificati selciferi alla base seguiti da corpi maggiori di calcari oolitici ed oncolitici in bancate decametriche e con spessore complessivo di oltre 150 m, sormontati da calcari micritici selciferi, alternati a calcareniti e breccie. Il terzo ciclo è caratterizzato da calcari a granulometria più sottile con prevalenza di calcari micritici selciferi e di tempestiti calcarenitico - calcisiltitiche generalmente ben cernite e laminate, associate a breccie ed accumuli di scivolamento e franamento sottomarino (*slumping*). Il terzo ciclo, depositosi sul bordo della piattaforma della Corna, viene coperto dalla formazione del Tofino, membro di Malga Tenera, del Sinemuriano inferiore. Lo spessore dei primi due cicli è di circa 600 m, quello del terzo ciclo dai 170 a 100 m circa. Nel settore NO del Foglio è presente solo il terzo ciclo in sovrapposizione sulle dolomie della Corna (membro del Doss de La Torta). Questa formazione è stata riferita ad un limitato bacino intra-piattaforma che separava la dolomie del membro del Doss de La Torta, ad O, dalla Corna, ad E, unità da cui provengono la maggior parte delle breccie e dei risedimenti calcitorbiditici. Età: Hettangiano - Sinemuriano inf.

1.8.2. - *Formazione del Tofino (TOF)*

Si tratta della successione bacinale liassica più tipica delle zone occidentali del Foglio, ad O della Linea di Ballino. Essa è costituita in prevalenza di calcari lastriformi selciferi a radiolari e spicole di spugne con abbondanti calcitorbiditi delle vicine piattaforme carbonatiche. In base ai caratteri litologici, alle strutture sedimentarie, alle situazioni stratigrafiche di appoggio sulle sottostanti unità di piattaforma e ai rapporti geometrici fra le varie parti, questa unità è stata suddivisa in quattro membri. Se si esclude il membro inferiore, eteropico con le successioni della Corna e forse in parte con la Formazione di Val D'Oro, fra i vari membri esistono principalmente rapporti di sovrapposizione. Attraverso la scarpata tettonica di Ballino, rapporti di completa e rapida eteropia caratterizzano invece le relazioni fra questa formazione, il gruppo dei Calcari Grigi, il calcare del Misone, il calcare oolitico di S. Vigilio (fig. 4) e la parte inferiore del Rosso Ammonitico Veronese. Tali rapporti sono ben documentati dai risedimenti torbiditici e dagli accumuli gravitativi di questa unità di piattaforma entro le successioni bacinali della formazione in oggetto. Età: Retico-Bajociano inf.

1.8.2.1. - Formazione del Tofino - membro del Torrente Duina (TOF₁)

L'unità presenta caratteri litologici piuttosto monotoni con affioramenti di estensione limitata (zona del T. Duina). Essa è costituita da calcari micritici neri, leggermente bituminosi, dolomitizzati e privi di selce, in strati (10 - 15 cm) a giunti ondulati di tipo *flaser*. Sono presenti pieghe sinsedimentarie e zone caoticizzate (*slumpings*) per lo più modeste, ma talora associate a corpi metrici di breccie. La successione raggiunge circa un centinaio di m di spessore (torrente Duina) e scompare rapidamente verso Sud, chiaramente eteropica al membro del Pichea (Corna), come visibile sulle pendici orientali del Monte Cogorna. Nel Foglio Riva il contatto di letto non è esposto: è invece visibile (su ZUU3) poco più a N (Cima Sera, Foglio Tione). Risulta sterile dal punto di vista micropaleontologico a causa, principalmente, della dolomitizzazione pervasiva. Età: (?) Retico-Hettangiano.

1.8.2.2. - Formazione del Tofino - membro di Val degli Inferni (TOF₂)

La successione di questa unità è direttamente sovrapposta alle breccie della Corna del Monte Pichea (membro omonimo) ed è completamente esposta nella sezione del Monte Tofino già studiata e dettagliatamente illustrata in passato (CASTELLARIN, 1972). È costituita da calcari micritici bituminosi grigio scuri e nerastri, ben stratificati (15 - 60 cm) con intervalli micritici marnosi e con rari noduli di selce grigio-chiara e uno spessore complessivo di circa 60 metri. Seguono calcari micritici grigi selciferi lastriformi (10 - 15 cm) con frequenti intercalazioni lenticolari di calcitorbiditi calcarenitiche talora ruditiche, in molteplici intervalli di spessore variabile (da alcuni cm a 1,5 - 5 m) con abbondanti resti di Dasicladacee (tra cui *Palaeodasycladus mediterraneus*). Il tetto della unità è calibrato dalla presenza di ammoniti al Sinemuriano inf. (della Zona a *bucklandi*; CASTELLARIN, 1972). L'unità mostra notevoli variazioni di spessore legate a faglie sinsedimentarie e a blocchi basculati (come visibile nel versante occidentale della Val Marza, illustrata nelle sez. geol. D-D' e C-C'). Lo spessore del membro è di 205 m al M.Tofino con forte intensificazione verso E fino a circa 600 m in prossimità della Linea di Ballino (Val dell'Inferno, Rio Secco). Nel settore del M. Gaverdina, una zona di alto strutturale, sono frequenti i fenomeni di brecciatura idraulica con presenza di filoni connessi alla tettonica attiva. Età: Hettangiano - Sinemuriano inferiore.

1.8.2.3. - Formazione del Tofino - membro di Malga Tenera (TOF₃)

L'intervallo comprende uno spessore rilevante di calcari micritici a spicole di spugna, ben stratificati e in prevalenza lastriformi, da grigio-cenere a ocra-nocciola con interstrati marnoso-silicei, fogliettati e con rare (quattro nell'intero intervallo) intercalazioni di calcitorbiditi ruditiche di trasporto torbido in strati e banchi (da 20 cm a 5,5 m di spessore). Al Monte Tofino ove raggiunge i 450 m di spessore, si segnala la presenza di *Arnioceras mendax* del Sinemuriano inf., alla base e all'apice di questa unità, di un orizzonte abbastanza continuo, ricco di ammoniti limonitizzate, tra cui *Arietoceras* sp. del Pliensbachiano sup. (CASTELLARIN, 1972). Ammassi caotici da metrico a decametrici, per lo più lenticolari, di franamento sottomarino spesso associati a complessi piegamenti sinsementari (*slumpings*) sono presenti nella parte superiore della successione (TOF_{3a}). Questi corpi contengono brandelli di micriti e di calcitorbiditi intimamente mescolati fra loro che documentano il loro stato di prodotti incoerenti e fluidi al momento dell'accumulo, con rari clasti di calcareniti già litificate (breccie evidenziate in carta, TOF_{3a}). Nella parte sommitale dell'unità un ammasso maggiore (circa 15 m di spessore) contiene calcitorbiditi biogeniche (ad *Orbitopsella* sp. e *Palaodasycladus mediterraneus*), oolitiche, alimentate dalla piattaforma con ooidi del calcare oolitico di Massone ed olistoliti di Calcare del Misone. Età: Sinemuriano inf. - Pliensbachiano superiore.

1.8.2.4. - Formazione del Tofino - membro di Bocchetta Slavazi (TOF₄)

È costituito da calcari micritici fortemente selciferi e da alternanze ritmiche di lamine e straterelli (mm, cm) di micriti a spicole di spugna con rari radiolari e di biocalcareniti e calcsiltiti di trasporto torbido intervallati da interstrati marnosi di color grigio cenere. Ammassi caotici di origine gravitativa in corpi lenticolari metrici (3 - 10 m) associati a *slumpings* sono presenti nella parte inferiore dell'unità (TOF_{4a}). Intercalazioni di biocalcareniti ruditiche a Brachiopodi e soprattutto crinoidi in strati e banchi, sono irregolarmente presenti in tutto l'intervallo, che al M. Tofino, raggiunge 250 m. L'unità è organizzata in due sequenze *thickening up*, di cui la prima corrisponde alla progradazione di lobi torbiditici alimentati dal Calcare oolitico di S. Vigilio. Nella sequenza successiva le calcitorbiditi sono molto ricche di lamellibranchi pelagici tra cui *Bositra buchi* (CASTELLARIN, 1972, si veda anche PICOTTI & COBIANCHI, 1996 e CASOLARI & PICOTTI, 1997). Nel settore del Monte dei Pini (sezione Concei, settore sudoccidentale) è presente una *facies* di Rosso Ammonitico nell'intervallo Toarciano-Aaleniano inf., che non essendo di spessore cartografabile alle piccole scale è

stato accorpato al membro in esame. Sul margine E della Piattaforma (M. Misone, Val Lomasone, Tenno e Varignano), l'unità è presente con spessori più ridotti (50-100 m) ed è sovrapposta alla formazione del Calcarea del Misone o sulle unità equivalenti domeriane delle successioni dei Calcari Grigi. In questo settore l'unità è ricoperta da un corpo oolitico-encrinítico di barra progradante (calcarea oolitico di S. Vigilio). Pertanto l'estensione stratigrafica dell'unità in oggetto ad Est della Linea Ballino-Garda è limitata al Toarciano inf.-medio. In passato, in base a questo inquadramento, l'unità in questione era stata separata dalla formazione del Tofino e indicata come formazione di Tenno (CASTELLARIN, 1972). Età: Toarciano- Bajociano inf.

1.9. - UNITÀ BACINALI DEL BAJOCIANO SUP.-BARREMIANO

1.9.1. - *Rosso Ammonitico Veronese* (ARV)

La formazione è tipica del settore orientale del Foglio, ad est del solco di Ballino e rappresenta una caratteristica facies veneta dell'Alto di Trento. Nel settore occidentale del Foglio è sostituita dal Selcifero lombardo. L'unità è stata tripartita nei seguenti principali intervalli, ben noti in letteratura (CASTELLARIN, 1972; STURANI, 1971; FERRARI, 1982; MARTIRE, 1992): alla base, calcari micritici mal stratificati e a struttura nodulare di colore generalmente rosato e rosso e talora giallastro e di spessore metrico (fino a circa 5 m) a lamellibranchi pelagici tipo *Bositra* (della "*Lumachella a Posidonia alpina*") e Protoglobigerine; questo intervallo (Bajociano-Bathoniano) è separato dalle unità dell'Aaleniano inferiore sottostanti (calcarea oolitico di S. Vigilio, Giallo di Mori) da un orizzonte di *hard ground* centimetrico in prevalenza ferrifero (Tenno). Seguono calcari micritici rossi lastriformi con selci da rosse a gialle in noduli e letti e intercalazioni di calcari micritici rosa talora a struttura nodulare, generalmente ad aptici; nella parte sommitale sono presenti livelli centimetrici di piroclastiti fortemente alterate (argille smectitiche) (BERNOULLI & PETERS, 1970). Gli spessori tra i 5 e 8 m a S. Martino di Arco, sono generalmente assai più ridotti fino alla completa scomparsa di tutto questo intervallo, la cui età è attribuita al Calloviano-Oxfordiano. La parte superiore (Kimmeridgiano-Titoniano) è costituita da calcari rossi ad ammoniti con la tipica struttura nodulare all'interno di una successione generalmente mal stratificata che mediamente non supera la decina di metri di spessore. Questo intervallo contiene associazioni micropaleontologiche a *Globochaete alpina* e *Saccocoma sp.* nella parte inferiore (kimmeridgiana) e Tintinnidi (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria sp.*) in quella sovrastante del Titonico. Età: Bajociano sup. - Titoniano inferiore.

1.9.2. - *Selcifero Lombardo (SLO)*

Da poco elevato al rango di Gruppo, nei fogli lombardi adiacenti, è qui presentato come semplice unità formazionale per l'impossibilità di realizzare un simile adeguamento nella documentazione cartografica, ove le due unità risultano accorpate. È formato da radiolariti e diaspri grigio scuri, poi verdi, con intercalazioni di calcari selciferi grigio scuri, quindi rossi. La percentuale di carbonato è sempre molto bassa (0 - 15%) alla base e tende ad aumentare verso l'alto (20 - 60% nelle radiolariti rosse). Lo spessore delle radiolariti raggiunge circa 80 m al Monte Cadria. Nella parte superiore, l'unità è costituita da spessori fino a circa 15 m di calcari lastriformi (5 - 20 cm), fortemente selciferi, rosso scuri con intercalazioni marnoso-silicee rosso-violacee (Rosso ad Aptici). All'apice di questo intervallo sono presenti intercalazioni di torbiditi a *Saccocoma* nonché tre livelli di argille smectitiche grigio-verdastre che costituiscono un notevole livello guida con sviluppo regionale (BERNOULLI & PETERS, 1970). Il Selcifero, rappresentato nella sola fascia occidentale del Foglio a causa della sua eteropia con il Rosso Ammonitico Veronese, può presentare variazioni di spessore talora significative in rapporto al denudamento a causa dei distacchi per frana e alle azioni erosive determinate dalla messa in posto degli ammassi caotici di franamento sottomarino della breccia di Ballino (CASTELLARIN, 1972) che talora è direttamente sovrapposta, in discordanza erosiva (da nicchia di distacco) alla parte medio- inf. delle radiolariti o addirittura direttamente sulla parte sommitale della formazione del Tofino. Età: Bajociano sup. - Titoniano inferiore.

1.9.3. - *Maiolica (MAI)*

È formata da calcari micritici a grana finissima bianchi ben stratificati (5-30 cm) e ricchi di selce in noduli e letti di colore variabile rosso, nero e giallastro. Contiene abbondanti Radiolari e Tintinnidi del Titonico sommitale (*Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*), e del Berriasiano e Valanginiano (*Tintinopsella cadishiana*, *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga* e *Tintinopsella carpatica*). Verso l'alto contiene Radiolari ed è sempre meno ricca di resti determinabili. Nel settore occidentale del Foglio, estesi corpi di breccie poligeniche (MAI a) formano accumuli disorganizzati di franamento sottomarino (breccia di Ballino Auct.). Tali breccie sono generalmente localizzate alla base di questa formazione con spessori fino a 15-20 m e contengono blocchi di Selcifero Lombardo, Rosso Ammonitico e di calcare del Misone in scarsa matrice di Maiolica a Tintinnidi del Berriasiano e Valanginiano (CASTELLARIN, 1972). La

Maiolica ha spessori superiori a 240 metri nel settore occidentale del Foglio (Monte Cadria). Si presenta condensata con spessori tra 20 e 30 m nell'intero settore orientale del Foglio, ad E della Linea di Ballino-Garda. Qui, nella cartografia precedente, questa formazione era stata indicata col termine di "Biancone" dei cavaatori. L'unità si riduce a meno di una decina di metri in alcune località del settore orientale, ad E della Val di Sarca, dove i calcari micritici possono essere rosati, fino a rossi, e separati dalla Scaglia rossa sovrastante da *hard grounds* ferrifero fosfatici (cm), come osservato sul versante S del Monte Stivo (CASTELLARIN *et alii*, 1974). La formazione può mancare del tutto al margine NE del Foglio, come osservato al Monte di Rizzana, dove pochi decimetri di Rosso Ammonitico Veronese, fortemente alterato dalle croste ferrifere di *hard grounds* sono direttamente saldati al Calcare di Rotzo a *Lithiotis*, e dove la Maiolica è presente soltanto nel reticolo filoniano (cm, dm) all'interno dei Calcari grigi sottostanti. Età: Titoniano sup. - Aptiano inferiore.

1.10. - UNITÀ BACINALI DELL'APTIANO-EOCENE INF.

1.10.1. - *Marna di Bruntino* (BRU)

L'unità è tipica del Bacino lombardo ed è rappresentata solo in Val Croina (settore occidentale del Foglio). E' costituita da una monotona successione di argilliti e marne, spesso scagliose, policrome nella parte inferiore (in irregolari alternanze rossastre, verdine e nere); scure, fino a nere nella parte superiore; alla base possono essere presenti modeste sequenze ritmiche di arenarie finissime e siltiti di spessore esilissimo e con laminazioni pianoparallele interne.

Gli spessori sono modesti e mediamente dell'ordine della decina di m, ma si riducono verso E, fino alla scomparsa dell'unità. Il contenuto paleontologico è molto scarso (rari radiolari). Età: Aptiano sup.-Albiano.

1.10.2. - *Sass de la Lùna* (SDL)

La Formazione, tipicamente lombarda, è presente solo nel settore occidentale del Foglio con gli affioramenti principali della Val Croina. Essa è costituita da prevalenti calcari micritici ben stratificati (5-20 cm), a frattura concoide, di colore da grigio chiari a brunicci, ripetutamente alternati a calcari marnosi e marne grigie, scagliose (cm-dm). Molto abbondanti i foraminiferi planctonici (*Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *T. roberti*). La Formazione, che in Val Croina ha

uno spessore di circa 80 m è totalmente assente nei settori centrali e orientali del Foglio, ove è sostituita principalmente dalla Scaglia Variegata alpina. Età: Albiano sup.

1.10.3. - *Scaglia Variegata alpina* (VAA)

È formata da calcari micritici grigi, verdini e biancastri a Radiolari e foraminiferi di solito bioturbati (*Chondrites*) e ben stratificati (5 - 15 cm) e a volte selciferi (noduli e letti di selci nere) alternati a marne grigio-verdastre nere e rossastre, talora bituminose fogliettate. La Scaglia Variegata è rappresentata nel comparto occidentale del Foglio ove può raggiungere una trentina di metri, mentre più ad Ovest è sostituita dalla Marna di Bruntino e dal Sass de la Lûna. Infine l'unità è ridotta ad intervalli molto modesti ed è generalmente assente nel settore del Foglio a E del Sarca.

La Scaglia Variegata alpina affiora distintamente in prossimità dei rilievi a Nord di Chiarano e di Varignano, e nei dintorni di Prai di Gom, con spessori alquanto variabili (25 m di spessore alle cave di Varignano, 10 m circa a quota 345 m poco a Sud di Padaro), mentre, a causa dell'erosione, non compare sul M. Misone e nelle aree degli alti rilievi occidentali (dorsale del M. Pichea, del M. Tofino e del Doss de La Torta, rilievi del M. Cadria e M. Vies). Il contenuto micropaleontologico è generalmente ricco con prevalenti *Hedbergella* (*H. trocoidea*), *Ticinella* (*T. roberti*) e *Praeglobotruncana* sp. (LEHNER *et alii*, 1987) associazioni dell'Albiano-base del Cenomaniano che documentano ampie eteropie tra questa unità e il Sass de la Lûna. Età: Aptiano-Cenomaniano.

1.10.4 - *Scaglia Rossa* (SAA)

È costituita da una successione di calcari micritici a "Globotruncana" ben stratificati (5 - 25 cm) e per lo più lastriformi, spesso selciferi soprattutto nella parte inferiore. Nel settore orientale, ad E del Sarca l'unità è sovrapposta, in paraconcordanza, sull'*hard ground* all'apice della Maiolica condensata (M. Stivo). In queste aree la parte inferiore, generalmente, comprende un intervallo (2 - 8 m) di calcari micritici in strati sottili (5-15 cm) ricchi di *Rotalipora* sp. e *Praeglobotruncana* sp. (Aptiano sup.-Cenomaniano) di colore grigio chiaro e biancastro e rosato, con sottili interstrati di marne e argilliti scure. Questo intervallo, talora indicato come "Scaglia bianca" nella cartografia precedente, è localmente sostituito da qualche metro di calcari micritici lastriformi rossi (M. Stivo). Nelle zone ad E del Sarca non è stato possibile cartografare questo livello a causa del suo esiguo spessore e delle sue facies talora atipiche. Se presente e con colore rosso, esso è stato incluso nella Scaglia Rossa oppure, se affiorante con colora-

zioni chiare o bianche, esso è stato attribuito alla parte apicale della Maiolica condensata. Nel settore occidentale, quest'ultimo intervallo passa alla Scaglia Variegata Alpina, unità che si differenzia in modo netto sia dalla Maiolica che dalla Scaglia Rossa.

Nella tipica facies, la Scaglia rossa si presenta con una successione di calcari micritici lastriformi, compatti, a frattura concoide, colorazione rosata e rossa con abbondanti foraminiferi planctonici (“Globotruncana” ed Heterohelicidi). Gli spessori sono variabili e sono compresi tra circa 70 e 100 m nelle zone ad E del Solco di Ballino e fino a circa 200-250 m nel settore occidentale del Foglio, ove la Scaglia diviene nettamente più marnosa e contiene un intervallo sommitale, rosato e grigio rossastro (25-30 m), che si estende al Paleocene ed Eocene inferiore (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; CASTELLARIN, 1972). Nelle zone orientali del Foglio (a E di Ballino) il tetto della Scaglia Rossa è costituito dal ben noto orizzonte centimetrico di *hard ground* ferriero-fosfatico che la separa dalle sovrastanti unità paleogeniche (CASTELLARIN *et alii*, 1974). L'unità è ridotta a pochi metri nel settore NE del Foglio (Bordala, M. Somator, Val Cavazzini) ove la sua parte inferiore, cenomaniano-turoniana, è ricoperta in discordanza da breccie di trasgressione della base del calcare di Torbole (v. par. “La tettonica eocenica”). L'unità è eteropica ai depositi terrigeno-torbiditici della formazione di Val d'Agola, ben rappresentati poco a N del Passo di Ballino. Ad E del Solco di Ballino (pareti E del M. Misone), volumi elevati di Scaglia Rossa costituiscono i riempimenti di filoni a reticolo minori e di due filoni sinsedimentari maggiori a Favrio (10-15 m circa di larghezza e oltre 150 m di profondità) (CASTELLARIN, 1972). Altri filoni rilevanti (dm, m), con andamenti piuttosto irregolari, visibili dalla Val Lomasone sulle pareti del versante E del M. Misone si spingono a profondità fino a oltre 500 m entro le successioni di piattaforma (calcare del Misone e varie unità dei Calcari Grigi). Età: la Formazione comprende un ampio intervallo stratigrafico tra l'Albiano sup. (ove la Scaglia rossa è eteropica di parte della Scaglia Variegata Alpina) e l'Eocene inf.

1.10.5. - *Formazione di Val D'Agola (VAG)*

Con questo nome formazionale tratto dalla letteratura (successioni di Malga Movlina e Val d'Agola: CASTELLARIN, 1972, 1982), viene indicata una unità prevalentemente di origine terrigena depostasi nelle zone bacinali lombarde più profonde e depresse. La formazione è presente sui rilievi ad E di Ballino e in Val Croina in rapida eteropia con la Scaglia Rossa delle zone orientali adiacenti; essa viene formalmente divisa in tre membri: i primi due corrispondono a quelli della formazione di Val d'Agola di CASTELLARIN (1972), mentre il terzo membro viene riconosciuto e proposto, per la prima volta, in queste note. Da rilevare inoltre che

nell'area a NO di Ballino, non era mai stata segnalata la presenza di questa unità. Nelle zone localizzate a N (Val d'Agola, Malè, Val di Rumo) questa formazione era stata correlata al *flysch* Lombardo e indicata come *flysch* Insubrico (CASTELLARIN, 1977). I soli affioramenti di questa successione si trovano in Val Croina e nella zona a O e NO del Passo di Ballino. Età: Albiano sup. - Eocene inf..

1.10.5.1. - Formazione di Val d'Agola - membro di Bregna l'Ors (VAG₁)

La successione dell'unità è formata da marne, marne argillose e siltose fittamente fogliettate, nerastre, grigio-verdastre, grigio scure, localmente rosso scure, con alternanze di areniti ibride torbiditiche (a volte prevalenti sulle emipelagiti) in intervalli da pochi decimetri a parecchi metri. Lo spessore è superiore a 250 m (Val Croina e Ballino); verso E e verso N (nel Foglio Tione: Stenico e Ponte Arche) a causa delle eteropie con la Scaglia Rossa, queste successioni si riducono fino a scomparire del tutto. In Val Croina la successione è direttamente sovrapposta alla parte basale della Scaglia a *Rotalipora* sp. e *Helvetoglobotruncana helvetica* del Cenomaniano-Turoniano. All'interno della successione sono presenti rari livelli carbonatici rosati di micriti, tipo Scaglia, con faune a "Globotruncana" indicative del Coniaciano (*Dicarinella primitiva*) e del Campaniano (*Dicarinella concavata*) (CASTELLARIN, 1972). Età: Turoniano - Santoniano.

1.10.5.2. - Formazione di Val d'Agola - membro delle Coste di Gual (VAG₂)

Questa unità corrisponde al membro superiore della formazione di Val d'Agola come definito in CASTELLARIN (1972). La base della successione del membro in oggetto è posta in corrispondenza della comparsa delle prime intercalazioni marnose rossastre maggiori. Seguono alcune decine di metri di prevalenti calcari micritici rossi ben stratificati (tipo Scaglia Rossa a "Globotruncana"), con intercalazioni di areniti e calcisiltiti grigie, ibride, laminate e di marne argillose, brune e rosate. Lo spessore, difficilmente valutabile nell'area di Ballino, a causa dell'intensa tettonizzazione che ne maschera anche il limite inferiore, si può stimare intorno ai 120 - 180 m. Queste successioni passano lateralmente, sia a E che a N, più o meno rapidamente, alla Scaglia rossa in facies lombarda. Nell'intervallo caratterizzato dalle micriti rosse tipo Scaglia, la successione contiene abbondanti microfaune a "Globotruncana" che indicano il Campaniano sup. (*Globotruncana ventricosa*) e il Maastrichtiano (*Globotruncana conica*, *G. stuarti*). Età: Campaniano - Maastrichtiano.

1.10.5.3. - Formazione di Val D'Agola - membro del Sarca di Campiglio (VAG₃)

Il membro contiene areniti e siltiti ibride, laminate in strati decimetrici con interstrati marnosi e calcitorbiditi grossolane nummulitiche. Frequenti sono le intercalazioni di calcari micritici chiari e biancastre con abbondanti resti di radiolari e di foraminiferi planctonici. La componente terrigena è dominata da quarzo, di norma monocristallino e sub-arrotondato in percentuali fino al 30% del volume. Presenti inoltre intraclasti ed una diffusa componente bioclastica con rimaneggiamenti intra-formazionali. Spessori valutabili intorno ai 100-150 m. Le associazioni planctoniche a radiolari e Foraminiferi planctonici (*Acarinina bullbrooki*, *Morozovella aragonensis*), e a macroforaminiferi bentonici delle calcitorbiditi penecontemporanee a Nummuliti (*N. partschi*), *Asterigerina* sp., *Discocyclina* sp., indicano età omogenee dell'Eocene inferiore terminale. La presenza di *Morozovella eugubina*, se non rimaneggiata, può indicare anche il Paleocene. Gli unici affioramenti sono quelli a NO del Passo di Ballino (località Cornelle). Età: Paleocene?- Eocene inf..

1.11. - HARD GROUNDS DEL PASSAGGIO CRETACICO - CENOZOICO E VULCANISMO EOCENICO

In tutta la zona ad E del Garda e della Val di Sarca del Foglio Riva, esiste una lacuna stratigrafica che comprende il Paleocene e, per vaste estensioni anche l'Eocene inferiore (CASTELLARIN, 1963; PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; CASTELLARIN, 1972, CASTELLARIN *et alii*, 1974). Questa lacuna è segnata da un orizzonte (dal cm fino al dm) di *hard grounds* ferrifero fosfatici all'interno del quale sono state riconosciute esili lamine di micriti planctoniche a Globigerine e "Globorotalie" (per lo più *Morozovella* spp.) di differenti zone del Paleocene e dell'Eocene inferiore (CASTELLARIN *et alii*, 1974) (fig. 5). Gli *hard grounds* del limite Cretaceo-Terziario, per il loro ridottissimo spessore non sono stati riportati in carta; essi rappresentano un livello di condensazione stratigrafica che è ovunque rappresentato in queste zone, salvo le assenze connesse alle erosioni eoceniche locali al margine NE del Foglio (v. par. "La tettonica eocenica"). Tale orizzonte è inoltre ben documentato su scala regionale in vaste aree del Veneto Occidentale (Veronese e Vicentino) e del Trentino (MALARODA, 1962; MASSARI & MEDIZZA, 1973; CASTELLARIN, 1963; PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966). Con l'Eocene inferiore inizia una ripresa della sedimentazione carbonatica di tipo pelagico- bacinale (formazione di Chiusole) e solo con l'inizio dell'Eocene medio fanno la loro comparsa i depositi carbonatici di bassa profondità a Nummuliti, Discocycline e Melobesiae che si attestano estesamente nella nostra regione costruendo una nuova piattaforma carbonatica prolifica e abbastanza unitaria di

cui sono tipiche espressioni il calcare di Torbole e in parte anche il calcare di Malcesine. Una simile evoluzione va riferita ad un controllo più generale. Anzitutto la condensazione stratigrafica estrema durante la fine del Cretaceo, il Paleocene e, per aree più limitate, dell'Eocene inferiore, va riferita alla funzione di alto strutturale in dominio pelagico ed in lentissimo sollevamento, esplicito dal margine O della Piattaforma Veneta (o Alto di Trento) in concomitanza con gli eventi eo- e meso-alpini del Cretaceo superiore e dell'Eocene durante i quali esso costituisce probabilmente l'area di rialzo periferico della catena alpina precoce pre-Adamello (v. Tettonica). L'intervento della tettonica distensiva durante l'Eocene inferiore e medio ha inoltre determinato una ripresa della subsidenza creando gli spazi per la sedimentazione eocenica e preparando le condizioni strutturali per le manifestazioni vulcaniche concomitanti e susseguenti.

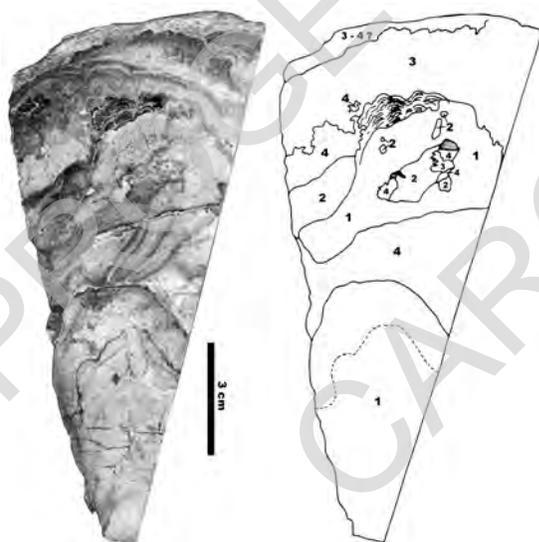


Fig. 5 - Croste polimetalliche dell'hard ground dei dintorni del Castello di Nago (Rovine) interposto tra il calcare di Torbole e Scaglia Rossa. Microstratigrafia della successione interna. Nell'hard ground sono particolarmente visibili le concrezioni polimetalliche di prodotti ferriferi e fosfatici (scure) e la complicata struttura interna sintetizzata nello schema soprastante. Spiegazione dei numeri:

1) Scaglia completamente trasformata (fosfatizzata) con ricchi resti di "Globotruncana" della zona ad *Abathomphalus mayaroensis* (Maastrichtiano);
 2) resti di micriti in massima parte sostituite da fosfati e da ossidi-idrossidi di ferro con associazioni planctoniche del Paleocene medio-sup. a *Planorotalites* cfr. *pseudomenardi*;
 3) micriti più o meno intensamente sostituite da fosfati e prodotti ferriferi lamellari minutamente increspati che includono residui resti di micriti con "Globigerine" e "Globorotalie" riconducibili alla zona a *Morozovella velascoensis* del Paleocene sup. - Eocene inferiore basale;
 4) biomicriti a planctonici in buono stato di conservazione con associazioni della zona a *Morozovella aragonensis* dell'Eocene inferiore (Cuietano). Le strutture sopra illustrate suggeriscono che la deposizione paleocenica ed eocenica sia avvenuta prevalentemente all'interno di estese cavità ricavate principalmente all'interno della Scaglia rossa.

1.12. VULCANITI BASALTICHE

1.12.1. - *Basalto della Val Lagarina (VUB)*

L'area del Roveretano è stata interessata da una intensa attività vulcanica sottomarina con manifestazioni basaltiche di vario tipo in rapporto alle condizioni paleoambientali e alla tettonica singenetica distensiva dell'Eocene (v. cap. "Vulcanismo paleogenico" e par. "La tettonica neogenica"). Nell'Eocene inferiore si sono sviluppate intense esplosioni sottomarine di lave basaltiche in condizioni bati-pelagiche che hanno prodotto ingenti accumuli di ialoclastiti (membro di Lenzima). Nell'Eocene medio terminale si sono formati numerosi edifici sottomarini, di bassa profondità che hanno prodotto voluminosi corpi di breccie di esplosione, colate e filoni basaltici (membro di M.te Biaena) che chiudono il ciclo del vulcanismo locale. Nel settore posto a N della Val di Loppio gli affioramenti più estesi di vulcaniti sono quelli del versante est del M. Biaena e i suoi dintorni (Manzano, Nomesino), della bassa Val di Gresta (Valle S. Felice) e di Ciresole, ad ovest di Pannone. A Sud della Val di Loppio i centri più importanti sono localizzati nelle zone di S. Giacomo, Brentonico, di Crosano-Besagno e nella valle di Castione (lungo l'incisione torrentizia che collega il paese con l'abitato di Sano), dove i prodotti vulcanici sono esposti in una successione stratigrafica quasi completa. A questo apparato (Castione) possono essere riferiti gli accumuli piroclastici di caduta (*fall*) in condizioni extradiatremiche e con strutture da impatto (verosimilmente subacqueo) dei dintorni di Sano.

Per l'interpretazione del vulcanismo basaltico, i meccanismi di eruzione e la geometria degli apparati si rimanda al cap. "Vulcanismo paleogenico". Età: Eocene.

1.12.1.1. - Basalto della Val Lagarina - membro di Lenzima (VUB₁)

Il membro è formato da una successione di prodotti basaltici vulcanoclastici che presentano i tipici caratteri delle ialoclastiti. Si tratta di arenarie grossolane e brecciole con clasti di basalto vetroso e bolloso cementati da calcite spatica (fig. 6 a). Sono generalmente ben stratificate (15 - 60 cm), cernite, talora con qualche strato e banco gradato. Derivano dalla frammentazione esplosiva delle lave basaltiche sottomarine.

Includono talora frammenti maggiori (dm) di basalto probabilmente derivato dalla frammentazione di cuscini lavici. A Lenzima, ove gli spessori sono notevoli (100 - 150 m), le ialoclastiti contengono rare intercalazioni della formazione di Chiusole (Eocene inferiore) e sono direttamente sovrapposte ad *hard ground* dell'apice della Scaglia Rossa. Età: Eocene inferiore.

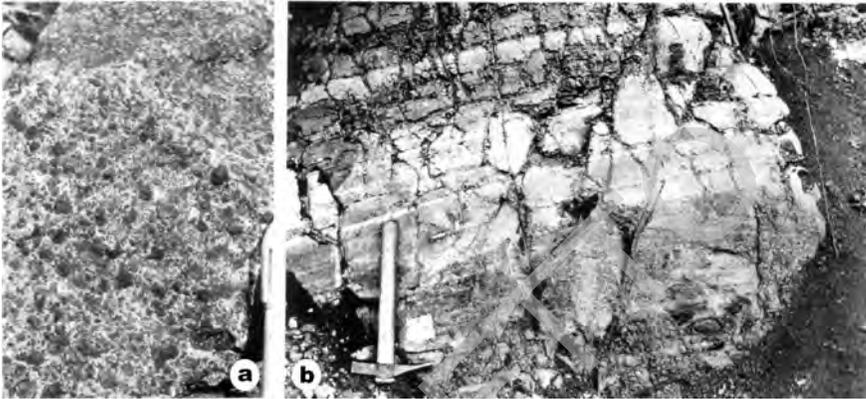


Fig. 6 - **a**) Ialoclastiti di Lenzima, Cuisiano (Eocene inferiore). Si noti la tessitura clastica della roccia messa in particolare evidenza dalla colorazione chiara del cemento carbonatico interposto tra i frammenti scuri di basalto vetroso: affioramento nei pressi della mulattiera Lenzima - Nomesino, 300 m circa oltre Lenzima. **b**) Tufo extra-diatremici risedimentati in straterelli e lamine a stratificazione incrociata dell'edificio vulcanico (apparato esterno) di Monte Biaena (Eocene medio terminale): affioramento sulla strada in quota, circa 500 m a Sud di Malga Somator.

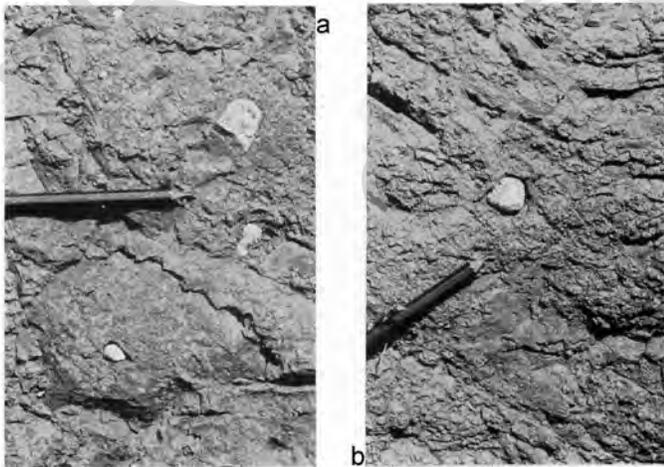


Fig. 7 - **a, b** - Breccie di esplosione intradiatremiche a struttura caotica dell'apparato di Manzano 2° (Eocene medio) affioranti lungo la strada che da Manzano conduce a Nomesino). Geometrie degli inclusi carbonatici spiegazioni nel testo (Cap. "Vulcanismo paleogenico", p. 89 e fig. 16 a, b). Tra la massa di fondo tuffacea delle breccie e gli elementi calcarei inclusi si notino gli spazi vuoti (**b**, al centro; **a**, in basso a sinistra). I proiettili basaltici invece sono direttamente saldati alla matrice tuffacea (**a**, in alto a destra).

1.12.1.2. - Basalto della Val Lagarina - membro del M.te Biaena (VUB₂)

Le successioni dell'unità sono piuttosto eterogenee anche se le condizioni generali prevalenti del settore orientale del Foglio sono dominate dalle perforazioni iniziali delle bocche eruttive (che hanno originato notevoli volumi di prodotti di esplosione) e dagli espandimenti lavici (v. anche cap. "Vulcanismo paleogenico"). All'interno dell'unità possono essere distinti i seguenti principali tipi di vulcaniti: breccie di esplosione (a) (VUB2a) consistono in accumuli disorganizzati con sabbie, lapilli e brandelli lavici basaltici, associati a proietti (cm, dm) e rari blocchi metrici di rocce sedimentarie derivate dalla frammentazione esplosiva dei condotti alimentatori (fig. 7 a,b). Sono i prodotti volumetricamente più importanti presenti nel Foglio. Costituiscono i riempimenti dei diatremi e la porzione inferiore degli accumuli piroclastici extradiatremici, adiacenti alle bocche eruttive (fig. 9, v. anche figg. 15 e 17). Le vulcaniti e gli apparati eruttivi principali sono localizzati nel settore più orientale del Foglio. Alle breccie di esplosione si accompagnano intervalli, da metrici a decametrici, di "tufi" e "tufiti" (VUB2b). Si tratta di brecciole, sabbie e ceneri piroclastiche ben organizzate e cernite all'interno di strati e lamine (m-cm) spesso fossiliferi (fig. 6b) che sono presenti sia all'interno delle cavità crateriche, che nelle aree circostanti le bocche eruttive, anche ad una certa distanza dai centri maggiori (v. anche cap. "Vulcanismo paleogenico"). Le successioni vulcaniche dell'Eocene medio si concludono solitamente con coperture di basalti di colata (VUB2c). Si tratta di prodotti di colata, con spessori fino a 15-20 m, rappresentati da corpi massicci, passanti a lave bollose, scoriacee e a breccie laviche a blocchi (Pannone, Ciresole, M. Biaena, Nago). Nelle zone più sud orientali, di mare aperto (Tierno, Crosano, Besagno) si hanno rare lave a cuscini passanti a più frequenti breccie di cuscini lavici in leganti di ialoclastiti. I corpi lavici a struttura microcristallina a carattere massiccio sono generalmente subvulcanici (filoni o dicchi) (VUB2d). Età: Eocene medio.



Fig. 8 - Contatto discordante del calcare di Torbole a Nummuliti sulla Scaglia Rossa del Cretacico superiore ampiamente denudata dall'erosione costiera eocenica (località Sora Sana, pendici SE del M. Biaena). Si noti come le calcareniti eoceniche formino i riempimenti delle cavità scavate all'interno della Scaglia del Cretacico superiore. La Scaglia contiene "Globotruncana" del Coniaciano-Santoniano e nelle calcareniti sono abbondantissimi gli esemplari micro- e macrosferici di Nummulites brongniarti e N. puschi della fine dell'Eocene medio. All'erosione della Scaglia si accompagnano scavi centimetrici che sono riferibili ad organismi fossatori attivi probabilmente nel momento della deposizione delle calcareniti stesse. Stampa negativa.

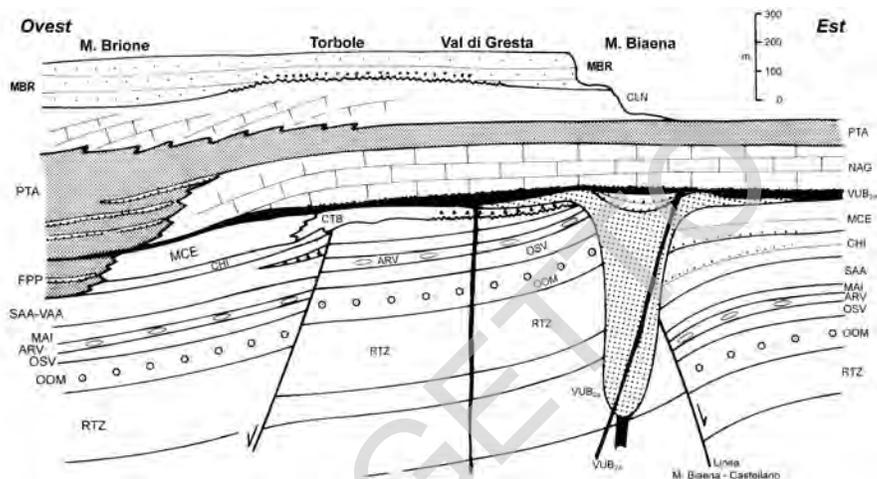


Fig. 9 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità del Giurassico-Cretaceo e del Cenozoico nel settore compreso tra il M. Biaena e Bordala (ad E) e la conca di Riva (ad O). MBR: formazione di Monte Brione; CLN: calcare di Linfano; PTA: argille di Ponte Arche; NAG: calcare di Nago; FPP: formazione di Ponte Pià; MCE: calcare di Malcesine; CTB: calcare di Torbole; CHI: formazione di Chiusole; SAA: Scaglia Rossa; VAA: Scaglia Variegata Alpina; ARV: Rosso Ammonitico Veronese; MAI: Maiolica; OSV: calcare oolitico di San Vigilio; OOM: calcare oolitico di Massone; RTZ: formazione di Rotzo; VUB_{2a}: basalto della Val Lagarina - membro del Monte Biaena, brecce di esplosione; VUB_{2b}: basalto della Val Lagarina - membro del Monte Biaena, filoni e dicchi.

1.13. - UNITÀ DELL'EOCENE INF. - EOCENE MEDIO

Nel settore localizzato ad E della linea di Ballino, queste unità sono differenziate nelle due fasce a Est e Ovest del Sarca. A Ovest del Sarca le successioni presentano carattere bacinale più franco (formazione di Ponte Pià) facendo graduale passaggio alle argille emipelagiche sovrastanti (argille di Ponte Arche). Ad Est del Sarca, la formazione di Chiusole è espressione di una graduale transizione da un ambiente bacinale bati-pelagico a quello di una piattaforma carbonatica produttiva di bassa profondità (calcare di Malcesine, calcare di Torbole). Lo sviluppo delle varie sequenze è avvenuto sotto il controllo di una intensa attività tettonica per faglie normali sinergiche a cui è collegato anche il vulcanismo basaltico.

1.12.1. - Formazione di Chiusole (CHI)

Calcarei micritici più o meno glauconitici a radiolari e foraminiferi planctonici, a stratificazione sottile (10-30 cm) e talora lastriformi con noduli e letti di selce

da grigia a bruniccia e con sottili interstrati marnoso-argillosi fino al decimetro, talora riferibili a prodotti tufacei (ialoclastiti a grana fine) argillificati. Nella parte superiore sono presenti calcitorbiditi nummulitiche talora ruditiche, con clasti centimetrici di Scaglia Rossa del Cretaceo sup.. La transizione al sovrastante calcare di Malcesine è graduale ed è segnata dal progressivo incremento di calcareniti bioclastiche (per lo più nummulitiche). La formazione raggiunge il centinaio e più di metri al margine NE del Foglio (Castellano).

Spessori inferiori (30-50 m) sono stati riconosciuti nel comparto occidentale (Val d'Ir, S. Martino di Arco) e nelle zone di Brentonico e dintorni (Crosano-Tiarno-Sorne). Il contatto con la Scaglia Rossa è netto e marcato da una discordanza associata ad *hard grounds*. Si tratta di incrostazioni centimetriche (fino al decimetro), polimetalliche in prevalenza ferrifero fosfatiche di colore giallastro oca e brucio, saldate all'apice della Scaglia Rossa, intensamente alterata dai processi diagenetici, con ricche faune a "Globotruncana" ove, generalmente, è presente *Abathomphalus mayaroensis* del Maastrichtiano (v. par. "*Hard grounds* del passaggio Cretacico-Cenozoico e vulcanismo eocenico" e fig. 5). Età: Eocene inferiore.

1.13.2. - *Calcare di Malcesine* (MCE)

Il calcare di Malcesine è costituito da calcareniti generalmente nummulitiche grigio-nocciola e grigio-scure a granulometria variabile generalmente fine, siltitico-arenitica e di norma via via più grossolana verso l'alto. Si tratta di calcari mal stratificati con una struttura di tipo nodulare di origine diagenetica, riferibile a consolidamento (cementazione) differenziale: i noduli e globuli decimetrici di calcareniti ben cementate passano lateralmente a sabbie carbonatiche mal consolidate, marnoso-terrose, con passaggi spesso graduali tra le varie parti. In queste associazioni mancano strutture da trasporto e accumulo meccanico, che caratterizzano invece i modesti corpi di deformazione sinsedimentaria gravitativi (*slumping*), presenti, anche se rari, in questa unità. Nelle calcareniti è sempre contenuta glauconite anche se in quantità variabile e talora minima. Nella parte alta della successione la stratificazione, in strati e banchi diviene gradualmente più netta mentre si attenua la struttura globulare delle calcareniti che risultano del tutto simili al calcare di Torbole. Sono presenti discontinui livelli (dm, m) di argille bentonitiche vulcanoclastiche. Il tetto dell'unità è rappresentato dalle vulcaniti basaltiche sommitali (Val d'Ir - Bolognano e Val Cavazzini, al margine NE del Foglio). La base è costituita dalla formazione di Chiusole; gli spessori sono variabili (80-200 m circa). L'unità è interpretata come successione deposta in una zona di scarpata prossimale, tra le successioni di piattaforma del calcare di Torbole e quelle bacinali della formazione di Ponte Pià (LUCIANI, 1989), delle quali l'unità è eteropica. Il tetto dell'unità è generalmente rappresentato da colate basaltiche. (Val D'Ir, Val Cavazzini). Età: Eocene medio.

1.13.3. - *Calccare di Torbole (CTB)*

È costituito da calcareniti bioclastiche grigio chiare, mal stratificate in banchi metrici, a macroforaminiferi e Melobesie. Normalmente (zona di Nago, Torbole, Manzano, Nomesino; San Giacomo e San Valentino, nel M. Baldo) il contatto con la Scaglia rossa è segnato dalla discordanza per *hard ground* del tetto di quest'ultima. Al margine NE del Foglio (Bordala, M. Biaena, Castellano) la parte basale è formata da una breccia di trasgressione (fig. 9), sovrapposta, in discordanza, alla Scaglia Rossa basale, ("Scaglia bianca") del Cenomaniano-Turoniano. Tali breccie contengono abbondanti clasti (mm, cm) di Scaglia Rossa. Gli spessori della successione variano da pochi m (M. Biaena) a circa 30 m, con valori prevalenti mediamente intorno a 15-20 m. Contiene Nummuliti dell'Eocene medio (*N. millecaput*) e dell'Eocene medio-finale (*N. perforatus*, *N. brogniarti*, *N. puschi*). Il tetto dell'unità è generalmente segnato dalle vulcaniti basaltiche della fine dell'Eocene medio. Questi calcari sono l'espressione di una sedimentazione marina di bassa profondità in un ambiente di piattaforma carbonatica. La successione costituisce una tipica sequenza trasgressiva che alla sua base presenta tipici caratteri di un deposito marino costiero che prograda su di un fondale in forte abrasione (fig. 8), come documentato nelle zone al margine nord orientale del Foglio. In particolare l'alto strutturale del M. Biaena - Castellano (v. par. "La tettonica eocenica") è stato sottoposto, durante l'Eocene inferiore e parte del medio, ad una intensa erosione marina costiera (moto ondoso su aree in parziale emersione temporanea) che ha determinato il denudamento della Scaglia Rossa asportata in buona parte ad eccezione della sua parte inferiore cenomaniana-turoniana. Il sollevamento eocenico ha originato uno stretto e basso rilievo insulare allungato in direzione N-S ed esteso tra la Val di Loppio e la Val Cavazzini (Bus della Vecia), al margine NE del Foglio (fig. 9). La zona in erosione di detto rilievo non comprende le aree del M. Baldo e quella di Nago ove le discordanze e lacune tra il calcare di Torbole e la Scaglia Rossa (BOSELLINI & LUCIANI, 1985) sono piuttosto riferibili a nicchie di distacco di frane dal margine della piattaforma veneta (Alto di Trento) connesse alla tettonica estensiva del Cretaceo superiore. Le superfici di discordanza sono infatti sigillate da *hard grounds* paleo-eocenico-eocenici. Età: Eocene medio.

1.14. - UNITÀ DELL'Eocene SUP. - OLIGOCENE INF.

L'intervallo Eocene sup. - Oligocene inf. è rappresentato da una spessa successione in parte carbonatica di piattaforma che, nel settore a E del Sarca, dopo le manifestazioni vulcaniche, documenta una ripresa della subsidenza in un ambiente marino di bassa profondità in cui la produzione di sedimenti biogenici ha seguito, generalmente, il passo della subsidenza (Calcere di Nago e Calcere di Linfano). L'assenza di faglie sinsedimentarie che, fino ad ora, non sono state riconosciute, non consente di attribuire queste successioni al controllo della tettonica locale. Per il settore ad O del Sarca e della valle dei Laghi, caratterizzate da successioni di tipo bacinale (Formazione di Ponte Pià e Argille di Ponte Arche) le condizioni marine di una certa profondità sono state, probabilmente, in buona parte ereditate dall'evoluzione del *rifting* e *drifting* mesozoici (v. par. "La tettonica mesozoica") che sono state mantenute, se non intensificate durante il Paleogene. Da un punto di vista dell'evoluzione orogena delle Alpi, è questo un intervallo cronologico successivo ai più importanti eventi collisionali meso-alpini, durante il quale si assiste ad una prolungata pausa nell'accrescimento strutturale compressivo della catena alpina, almeno nelle Alpi meridionali. Nell'intervallo cronologico in oggetto si svolsero infatti i maggiori processi di messa in posto delle "intrusioni periadriatiche" e le manifestazioni principali del vulcanesimo euganeo. Processi questi di vasta ampiezza regionale che, per questo intervallo, sembrano indicare regimi estensionali nella crosta superiore sudalpina. Si può dunque supporre che, anche le aree del Foglio in esame, tra la fine dell'Eocene e tutto l'Oligocene inferiore, siano state interessate da condizioni corrispondenti ad una prolungata pausa degli eventi compressivi.

1.14.1. - *Calcere di Nago* (NAG)

L'unità ricopre con contatto discordante lave basaltiche (Basalti della Val Lagarina). È costituito da Calcari nummulitici in strati e banchi organizzati in ripetute sequenze metriche e decametriche ove sono fra loro alternati calcari marnosi e marne, calcari micritici a Melobesie e Macroforaminiferi in strati sottili (cm, dm), calcareniti a rodoliti e Macroforaminiferi e calcari a Coralli, Melobesie e Briozoi in spessi strati e banchi talora decametrici, all'interno di tipiche sequenze regressive (*thickening-coarsening upward*) (LUCIANI, 1989). Tra i Macroforaminiferi sono presenti abbondanti *Discocyclina* sp. e Nummuliti (*N. fabianii*, *N. incrassatus* del Priaboniano, Eocene sup.) (CASTELLARIN & CITA, 1969). Il tetto dell'unità è costituito dalle peliti delle Argille di Ponte Arche: affio-

ramenti dei dintorni di Cretaccio (Arco), e di Bolognano. Spessore fino a circa 200 m. La sedimentazione di piattaforma del Calcarea di Nago si interrompe rapidamente in tutta l'area orientale del Foglio, da Bolognano alle zone più marginali (Val di Gresta, Bordala). Il contatto tra il Calcarea di Nago e le Argille di Ponte Arche è netto e discordante. Età: Eocene medio-Eocene sup.

1.14.2. - *Formazione di Ponte Più (FPP)*

Sovrapposta alla Scaglia Rossa marnosa, paleocenico-eocenica (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; CASTELLARIN, 1972), è formata da calcari micritici lastriformi selciferi grigio chiari, biancastri alternati a marne azzurrognole laminate sempre più frequenti verso l'alto; nella parte medio-superiore contengono diffuse calcitorbiditi a Macroforaminiferi (Discocicline e Nummuliti) dell'Eocene medio (*Nummulites cf. gizehensis*, *N. millecaput*, *N. perforatus*) e uno o più livelli di piroclastiti arenitiche in matrice smectitico-bentonitica (dm, m). Il limite con le sovrastanti Argille di Ponte Arche viene posto alla base delle bancate di calcitorbiditi a *Nummulites fabianii* (passaggio Eocene medio-Eocene superiore) ben esposte a Ponte Arche. Questa unità corrisponde, in buona parte, alla "Scaglia grigia" o «Scaglia Cinerea» sudalpina degli AA. e ha spessori fino a circa 100 m (Varignano), mentre si attesta su valori più modesti (60 m circa) nel versante settentrionale del Monte Misone. L'unità è eterotipica della formazione di Chiusole, del calcarea di Torbole e del calcarea di Malcesine. Età: Eocene inf. - Eocene medio e superiore p.p.

1.14.3. - *Argille di Ponte Arche (PTA)*

La successione è costituita da marne argillose e argille marnose di colore grigio scuro, mal stratificate con rare e sottili intercalazioni siltose per lo più in lamine. È ricca di foraminiferi planctonici della parte più tarda dell'Eocene superiore (*Globigerina turritilina turritilina*) e dell'Oligocene inf. (delle zone a *Globigerina sellii*, a *Pseudohastigerina barbadoensis* e a *Globigerina tapuriensis*) (CASTELLARIN, 1972). L'unità corrisponde almeno in parte alle Marne di Bolognano degli AA (v. LUCIANI, 1989 con bibl.) che sono direttamente sovrastanti al calcarea di Nago sia a Bolognano (Val d'Ir) che in altre località orientali del Foglio (Val di Gresta e zone a N del Passo di Bordala). Lo spessore ricostruibile nel sottosuolo delle pendici orientali del Monte Brione (al di sotto

delle alluvioni del Sarca) è notevole (circa 300 m da sezioni geologiche) (fig. 9). Il contatto con la sottostante formazione di Ponte Pià non è mai esposto nel Foglio Riva. La geometria dell'unità viene considerata in *onlap* sul margine della piattaforma eocenica del calcare di Nago: l'età del limite inferiore varia dall'Eocene sup. ad Ovest (Varignano) (indicato dalle calcitorbiditi a *Nummulites fabianii*), all'Oligocene inf., con le associazioni a foraminiferi planctonici simili a quelle sopra indicate, ad Est (Bolognano, Val di Gresta, Bordala) (LUCIANI, 1989). Le argille di Ponte Arche sono eteropiche del calcare di Nago e del calcare di Linfano, come documentano le provenienze delle calcitorbiditi di piattaforma, in più livelli, all'interno di questa formazione chiaramente documentate solo nelle aree a N. Età: Eocene sup. - Oligocene inferiore.

1.14.4. - *Calcare di Linfano* (CLN)

È il corpo carbonatico bioclastico che forma la base del Monte Brione e che è direttamente sovrapposto alle marne e argille marnose dell'unità sottostante (Argille di Ponte Arche, Loc. Cretaccio) (fig. 9). L'intervallo inferiore (circa 30 m) è costituito da biocalcareni (*packstone*) fortemente bioturbate e mal stratificate, sempre più grossolane verso l'alto ove risultano caratterizzate da una marcata clinostratificazione verso SO di oltre 15° che interessa un intervallo di circa 150 m di spessore. Tra i fossili oltre alle Alghe Corallinacee e i Briozoi sono abbondanti i Macroforaminiferi (*Lepidocyclina* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp.) della zona a *Lepidocyclina praemarginata* dell'Oligocene inf. (LUCIANI, 1989). Il calcare di Linfano è ben rappresentato anche in Val di Gresta (tra Bordala, Ronzo e S. Barbara), ove si presenta in strati piano-paralleli. Spessore complessivo intorno a 150 - 200 m. Età: Oligocene inferiore.

1.15. - SUCCESSIONE CLASTICA DEL CHATTIANO - MIOCENE INFERIORE

In alcune zone del Foglio (M. Brione, Val di Gresta) sono conservate le successioni oligo-mioceniche che segnano il sistematico cambiamento della natura dei depositi, con sensibili introduzioni di arenite siliciclastiche ed ibride e con la sovrapposizione in discordanza angolare di queste successioni sul calcare di Linfano, talora, con breccie e conglomerati basali di trasgressione. In queste zone tali associazioni sono le testimonianze dei processi di inversione strutturale già avviati e in corso di svolgimento.

1.15.1. - *Formazione di M. Brione (MBR)*

Arenarie grigio-verde scure con prevalente glauconite (m 1.5 basali) in sovrapposizione discordante sui calcari organogeni sottostanti (calcare di Linfano); seguono areniti ibride carbonatico - siltose in intervalli di spessore variabile (2-12 m) alternate a livelli più argillosi (da decimetrici a metrici). Breccie e conglomerati trasgressivi a glauconite segnano la base dell'unità nei dintorni di Ronzo (S. Antonio). *Flabellipecten* sp. e *Pecten* sp. (tra cui *P. arcuatus*) sono di solito diffusi. La ricca fauna a foraminiferi planctonici della parte medio-superiore della sezione, contiene *Globoquadrina dehiscens* e *Turborotalia praescitula* che, usando la biostratigrafia disponibile (BLOW, 1979), rappresentano dei *markers* di zona della parte iniziale del Miocene (LUCIANI, 1989), confermando le attribuzioni all'Oligocene sup. (Chattiano) - Miocene inf. proposte in passato per la formazione in oggetto (VENZO, 1934; HAGN, 1954). Gli spessori superano, di poco, il centinaio di metri sia al M. Brione che in Val di Gresta (dintorni di Bordala, Ronzo). Al M. Brione, ove i livelli pelitici sono molto ben rappresentati alla base, l'unità è caratterizzata da geometrie di *onlap* divergente sul sottostante calcare di Linfano. La discontinuità basale è associata dunque ad uno *iatus* riferibile, probabilmente, alla parte iniziale del Chattiano (LUCIANI, 1989). Età: Chattiano p.p. - Miocene inferiore.

2. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE PLIO-QUATERNARIE

I depositi continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi. In ogni unità sono state indicate le sole caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (depositi alluvionali, lacustri, di contatto glaciale, fluvioglaciali, etc.). Questo criterio mantiene il retino delle tessiture, l'interpretazione genetica del deposito, anche per i depositi fortemente eterometrici, come i depositi glaciali e di frana, per i quali l'indicazione di tipo genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica. I sedimenti cementati, di solito molto antichi e spesso di età non precisabile, sono stati cartografati come litozone, per permettere una loro descrizione e la loro individuazione in carta, altrimenti non sempre agevole, dato il loro carattere discontinuo. Per correlare i diversi affioramenti dei depositi e stabilire la loro appartenenza alle diverse unità, sono stati seguiti i criteri per il rilevamento del Quaternario continentale indicati nel Quaderno 1, serie III, del S.G.N.(1992), tenendo presenti le scelte già operate, nell'ambito del Progetto CARG, nelle aree vicine del bacino dell'Adige ed operando leggere modifiche nella definizione delle U.B.S.U, tali da permettere il loro utilizzo in quest'area alpina. Le unità a limiti inconformi riconosciute nel Foglio Riva del Garda sono sintetizzate nel

seguinte quadro (v. tab. 1) delle formazioni continentali plio-quadernarie. Oltre l'età delle singole unità stratigrafiche, vengono indicate anche le caratteristiche principali dei depositi che le costituiscono e la denominazione utilizzata in letteratura dagli Autori precedenti.

Età	Unità climatiche	Nome formale	Attributi generali	Sigla	Autori precedenti
Attuale Olocene p.p.	P.E.G.- Attuale	Subsistema dell'Amola	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	PTG ₁	Depositi olocenici
Olocene- Pleistocene sup. p.p.	Postglaciale - Tardiglaciale superiore	Sintema Postglaciale Alpino	Depositi lacustri alluvionali e gravitativi	PTG	Depositi olocenici
Pleistocene sup. p.p.	Tardiglaciale superiore	Subsistema di Bondo (Unità delle Alte Valli)	Depositi glaciali e altri ad essi correlati	SGD ₂	Fasi stadiali tardiglaciali (Egesen, Daun, Gschnitz)
Pleistocene sup. p.p.	Tardiglaciale inferiore	Subsistema di Malè (Unità dei Fondovalle)	Depositi glaciali vallivi e lacustri singlaciali	SGD ₁	Ultime fasi dell' U.M.G. (Bühl, Steinach)
Pleistocene sup. p.p.	Tardiglaciale inf. Pleniglaciale	Sintema del Garda	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	SGD	Würm III
Pleistocene sup.?- ? Pliocene	Pre ultimo massimo glaciale	Supersintema del M. Spinale	Tutte le unità più antiche dell'ultima massima espansione glaciale	MS	Depositi prewürmiani

Tab. 1 - *Quadro delle unità continentali quadernarie del Foglio Riva del Garda.*

Nell'area del Foglio si sono individuati un supersintema, due sintemi e tre subsintemi. Nel supersintema del Monte Spinale (sigla MS) sono inseriti tutti i depositi formati in differenti cicli sedimentari precedenti l'ultima massima espansione glaciale, definiti nel passato come depositi pre-würmiani, ed ancor oggi di non facile attribuzione cronologica per mancanza di dati. Il sintema del Garda (sigla SGD), comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali dell'ultima massima espansione glaciale. In essa sono inseribili tutti i depositi dell'U.M.G. (Ultimo Massimo Glaciale). Nei precedenti Fogli geologici questi depositi erano descritti come depositi morenici würmiani. All'interno di questo Sintema si sono distinti due Subsintemi, che definiscono, in modo più preciso rispetto al passato, le fasi tardiglaciali di chiusura dell'ultima massima espansione glaciale. L'Unità dei Fondovalle (Subsintema di Malè, SGD₁) nasce dall'esigenza di giustificare sui fondovalle del Foglio Riva, come in quella vicina del Foglio Tione e Malè, ma

anche di altre valli dell'Alto Adige, la presenza di depositi glaciali, fluvioglaciali, di frana e lacustri, non attribuibili all'ultima massima espansione glaciale e nello stesso tempo dall'esigenza di tenerli separati dai depositi glaciali dell'Unità delle Alte Valli (subsintema di Bondo, sigla SGD₂), caratterizzata da una netta ripresa del glacialismo tardiglaciale, diffusamente presente nei principali gruppi montuosi delle Alpi. Il sistema definito Postglaciale (sigla SPG), include tutti i depositi di età compresa dalla fine dell'ultima massima espansione glaciale ai nostri giorni. Questo Sistema ben riconoscibile anche nei fogli adiacenti, può essere assimilato ai depositi olocenici delle precedenti Carte Geologiche delle Tre Venezie: Foglio n. 20 "M. Adamello" e Foglio n. 35 "Riva del Garda". Nel sistema Postglaciale Alpino è stato possibile riconoscere una unità di rango inferiore: il subsintema dell'Amola (sigla SPG₁), che comprende tutti i depositi riferibili alla Piccola Età Glaciale (P.E.G.). Quest'ultima unità stratigrafica coincide con l'omonimo subsintema descritto nei vicini fogli Tione e Malè.

2.1. - SUPERSINTEMA DEL MONTE SPINALE (MS)

Questa unità raggruppa tutti i depositi legati ad episodi sedimentari più antichi dell'ultimo episodio glaciale (U.M.G.). Si tratta di un'unità di rango superiore che abbraccia un ampio periodo e che potrebbe estendersi anche al Pliocene. La comune caratteristica di questi corpi è quella di essere compresi con limiti inconformi tra il substrato pre-pliocenico e le unità del sistema del Garda (localmente sono limitati dalla superficie topografica) e di essere spesso cementati. Si tratta di corpi molto differenti come litologia e genesi, che appartengono a cicli deposizionali differenti.

Risultano difficilmente correlabili a causa della loro frammentarietà. Età: (?) Pliocene- Pleistocene.

2.1.1. - *Brecce di Coste di Salò*

Unità precedentemente descritta dal solo CADROBBI (1943), che la accorpava ad altre affioranti a quote più basse con il nome di conglomerato di V. di Ledro e di V. di Concei. Si tratta di brecce a clasti subangolari di provenienza locale (Formazione di Val d'Oro) cementate in modo pervasivo da calcite spatica in croste isopache e druse con minor contributo di silt vadoso. Questa unità affiora più o meno con continuità da q. 1320 a q. 720 m nel vallone di Coste di Salò a NE

del Lago di Ledro e a Mezzolago, ricoprendo e regolarizzando il versante. L'unità è in appoggio inconforme sul substrato roccioso, la superficie sommitale è intensamente pedogenizzata e coincide con la superficie topografica.

Solo localmente (intorno a quota 1000) l'unità è a contatto con un corpo sabbioso-ghiaioso riferibile ad antichi depositi di conoide alluvionale legata ad un livello di base molto elevato (cf. depositi lacustri antichi). Gli spessori affioranti possono superare i 20 m.

Una serie di datazioni radiometriche U/Th effettuate su diverse generazioni di cementi calcitici (Tab. 2) ha messo in evidenza tre distinte fasi di cementazione: la più antica di età compresa tra 1Ma e 400 ka (LE18t), e la più recente, che riempie una frattura subverticale all'interno delle breccie, tra ~ 118 ka e 195 ka (campioni LE4).

Da un punto di vista cronostratigrafico, l'unità è attribuibile ad un periodo molto antico (?Pliocene - Pleistocene medio), ed è il risultato di più fasi glaciali durante le quali l'intenso crioclastismo favoriva l'accumulo delle coltri detritiche. La cementazione è avvenuta anch'essa in differenti fasi corrispondenti ad altrettanti fasi interglaciali (es.: stadi isotopici marini 5e, 7).

Sigla	Quota	U (ppb)		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$		$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$		$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Età	Errore (2σ)	
			(+/-)		(+/-)		(+/-)		(+/-)	iniziale		ka	- ka
LE4t-1	990	111.0	0.29	1.078	0.004	0.690	0.064	876	43.5	1.133	124.7	-6.6	7.0
LE4bt	990	175.8	0.85	1.074	0.006	0.748	0.015	531	10.2	1.112	146.6	-6.4	6.8
LE4t-2	990	111.0	0.29	1.091	0.006	0.800	0.047	1028	60.6	1.146	168.4	-21.5	26.7
LE18c	1010	35.2	0.08	1.074	0.009	0.913	0.048	136	7.1	1.149	247.1	-40.9	65.4
LE18t	1010	37.6	0.08	1.044	0.008	0.999	0.046	118	5.3	1.152	445.3	-142.1	infinito
Cog1	1600	79.2	0.24	1.047	0.007	1.001	0.018	16	0.3	1.169	451.2	-84.5	infinito

Tab. 2 - Risultati analitici delle datazioni TIMS U/Th effettuati alla McMaster University (Canada) su cementi calcitici.

2.1.1.2. - Conglomerato dei Cogolotti

Depositi ghiaiosi subspigolosi con scarsa matrice e di sola provenienza locale, a tessitura aperta e medio grado di addensamento, con cemento calcitico macrocristallino pervasivo. Costituisce un affioramento isolato a Nord del M. Cogorna, in cima alla cresta dei Cogolotti. La base è inconforme sul substrato roccioso, mentre il tetto, notevolmente eroso, coincide con la superficie topografica. La

stratificazione, a tratti superiore al 60%, si presenta per lo più obliqua con progredazione verso Nord. L'unità è interpretabile come delta-conoide progredante in uno specchio d'acqua di ignote dimensioni e livello di base. Lo spessore raggiunge circa i 25 m.

Una datazione U/Th effettuata sul cemento (Cog-1: vedi Tabella 2) ha fornito un'età superiore a 400.000 anni.

Date le caratteristiche dell'affioramento e la sua totale incompatibilità con la forma attuale della valle, si propone una età molto antica (?Pliocene - Pleistocene inferiore).

2.1.3. - *Brecce di Dos Croz*

Brecce ad elementi calcarei, eterometriche e ricche di matrice, generalmente prive di stratificazione e/o di disposizione orientata dei clasti. Affiora estesamente alla sommità dello spartiacque che separa la Valle di Cavedine dalla Valle del Sarca. L'appoggio basale è inconforme sul substrato roccioso (Gruppo dei Calcari Grigi), la superficie sommitale, molto erosa, coincide localmente con la topografia, per lo più è dato da depositi glaciali del Sintema del Garda. L'unità può raggiungere spessori notevoli (oltre 50 m) nel settore meridionale dello spartiacque, in località Salim.

Al deposito viene essere attribuita un'età (?) pliocenica- pleistocenica media in base alla sua posizione morfostrutturale (alla sommità di un rilievo privo di aree di alimentazione). Inoltre le brecce in oggetto sono interessate da fasce cataclastiche.

2.1.4. - *Brecce della Becchetta*

Brecce costituite da clasti eterometrici in genere minuti, angolari e sub-angolari di natura carbonatica, compatte con grado di cementazione generalmente elevato e locali cavità di dissoluzione. L'unità affiora anche nella Val di Gresta alla base del versante sud-occidentale di M. Stivo tra La Becchetta e Torchio a quote comprese tra 1480 e 1240 m.

Il contatto basale è inconforme sul substrato (argille di Ponte Arche). A tetto, l'unità è limitata dalla superficie topografica, con notevole sviluppo di carsismo, mentre verso Sud è coperta da depositi glaciali e verso Ovest da una estesa copertura eluvio-colluviale. Gli spessori possono superare i 50 m. Questa unità costituisce il residuo di un'ampia falda di detrito, non più in raccordo con il versante che l'alimentava, ed è quindi da considerarsi di età ?pliocenica- pleistocenica media.

2.1.5. - *Conglomerati di Madonna dell' Aiuto*

Conglomerati molto compatti, ad elementi sub-arrotondati di natura esclusivamente carbonatica, grossolanamente stratificati verso W. Sono ubicati presso il fondovalle, al piede della scarpata sul versante SE del Dos Croz a E di Madonna dell' Aiuto. L'unità, chiaramente troncata dall'erosione verso E, è in contatto laterale e basale con il substrato; a tetto è ricoperta a tratti da depositi glaciali e di contatto glaciale. Lo spessore è di circa 10 m. Non è evidente il raccordo con la possibile area di alimentazione, verosimilmente costituita da antiche conoidi situate ad Est della Valle di Cavedine. Per tale motivo si ritiene che il deposito, sia riferibile al Pleistocene e più in particolare ad una sua fase anaglaciale.

2.1.6. - *Brecce della Scaletta*

Brecce a clasti eterometrici sub angolari ed angolari di natura carbonatica, a struttura aperta e abbondanti cementi. Presentano una buona stratificazione, inclinata in modo conforme al versante attuale. Affiorano sul versante orientale del M. Stivo tra 1200 e 800 m di quota. L'appoggio basale sul substrato non è stato osservato, mentre il tetto dell'unità, laddove non coincidente con la superficie topografica, è ricoperto dai depositi glaciali più recenti (U.M.G., sintema del Garda). L'unità è interpretata come falda detritica di ambiente periglaciale a minore grado di rielaborazione erosiva rispetto alle Brecce descritte in precedenza. Ciò starebbe ad indicare una età più recente (?Pleistocene medio).

2.1.7. - *Arenarie di Ceole*

Unità ben nota nella letteratura geologica locale. Si tratta di arenarie chiare a clasti calcarei, ben cementata, in strati molto spessi (presso Ceole) o medi (presso Sant' Alessandro), con locali allineamenti di ciottoli ed interstrati arenacei fini e siltosi di spessore anche considerevole. L'unità affiora a Ceole presso la collina di S. Bartolomeo, nei pressi della "Fabbrica di cemento" e sulle pendici occidentali del M. Brione presso Sant' Alessandro. Le sabbie presentano intervalli a laminazione incrociata a piccola scala con ripple asimmetrici da correnti trattive. Più raramente, a tetto degli strati sabbiosi grossolani sono visibili ripple simmetrici legati al rimaneggiamento da moto ondosio. Presso S. Bartolomeo sono presenti orizzonti fortemente deformati con gli interstrati pelitico-arenacei piegati e strati arenacei fratturati. Queste strutture, interpretate da CADROBBI (1961) come

strutture di carico forse legate alla successiva fase glaciale, sono interpretabili come fenomeni di slumping con variazioni di reologia legate alla differente granulometria.

La vergenza delle pieghe nel senso del pendio (Est) indica che lo scivolamento è avvenuto possibilmente in occasione di shock sismici ma in assenza di carico glaciale che, fluendo verso Sud, avrebbe trascinato gli strati in tale direzione. A monte di Ceole aumentano le intercalazioni conglomeratiche che formano un angolo di circa 15 - 20° rispetto alla giacitura delle arenarie (immergenti di 3 - 6° verso Est). L'unità giace con contatto inconforme sul substrato roccioso, ed è limitata da una superficie erosiva, localmente alle quote inferiori ricoperta dai sedimenti del sintema Postglaciale. Lo spessore varia da circa 50 m (S. Bartolomeo) a pochi metri (Sant'Alessandro). Le Arenarie di Ceole sono interpretate come deposito deltizio lacustre, con diverse facies di pendio prodeltizio, formatosi in un contesto interglaciale precedente all'ultima fase pleniglaciale, con il livello del Lago di Garda ben più alto dell'attuale. Verso Ovest questa unità doveva essere raccordata ai depositi di piana alluvionale del conglomerato di Gavazzo, da cui ora sono separati ad opera dell'erosione glaciale. L'unità può essere attribuita anche se dubitativamente, al Pleistocene medio.

2.1.8. - *Conglomerato di Gavazzo*

Unità nota in letteratura già da tempo (CADROBBI, 1960, 1961; VENZO, 1978), affiora sui versanti di Gavazzo, degradanti verso la piana di Varone, a partire da quota 360 m. circa. L'unità è formata da un conglomerato polimitico, parzialmente stratificato, composto in prevalenza da clasti provenienti dalle successioni sedimentarie affioranti nei rilievi circostanti e rari clasti cristallini, prevalentemente tonalitici molto alterati, immersi in matrice sabbiosa. I ciottoli carbonatici, con dimensioni fino a 30 cm, sono da subarrotondati ad arrotondati, e presentano frequente alterazione nei litotipi marnosi (decarbonatazione) e dolomitici. Nella parte superiore del deposito sono presenti rari livelli sabbioso-limosi laminati, spesso in piccole tasche. La cementazione è discontinua, da buona a scarsa, con cemento di matrice che interessa maggiormente i livelli a granulometria più fine. La stratificazione, a volte irregolare, presenta giunti di strato erosivi e direzione di immersione suborizzontali, ed è generalmente evidenziata da allineamenti di ghiaie e ciottoli in letti sottili e da orizzonti differentemente cementati. Alcuni strati presentano una diffusa alterazione rossastra a tetto, che localmente evolve in un orizzonte centimetrico di limo calcareo rossiccio, residuo di un orizzonte pedogenico. In uno di questi livelli, classificabile come suolo bruno calcareo, è

stato possibile datare un frammento di carbone che è risultato più antico del limite di risoluzione del metodo ^{14}C (>55.000 anni: vedi Tab. 3). Il conglomerato poggia in modo discordante sulle marne della formazione di Ponte Pià, attraverso una superficie di erosione irregolare. Superiormente è ricoperto da ampi lembi di depositi glaciali dell'ultimo pleniglaciale a luoghi modellati in cordoni morenici discontinui. I depositi di copertura si differenziano dal conglomerato sottostante per la completa assenza di cementazione e stratificazione, la caoticità, l'assenza di classazione e per la presenza di numerosi erratici tonalitici. Lo spessore complessivo del corpo sedimentario è estremamente variabile, con potenza massima stimata in oltre 60 m.

E' possibile ricondurre l'ambiente genetico del conglomerato ad un deltaconoide, alimentato da un torrente che scendeva dalle colline di Tenno, scorrendo ad oriente dell'attuale torrente Varone e che si apriva a ventaglio nella conca Rivana. Non è da escludere che allo stesso processo deposizionale abbiano partecipato più torrenti contemporaneamente, provenienti dalla valle del Varone, dalla Val Lomasone e dalla Val del Tovo (l'attuale torrente Bondalino), confluenti nella conca di Riva, come sembra indicare l'ampia zona interessata dal deposito di conoide. Il sistema deposizionale, di cui l'unità in questione costituisce la piana deltizia comprendeva anche le arenarie e conglomerati di pendio deltizio e le arenarie di prodelta delle "arenarie di Ceole". Questo evento deposizionale è avvenuto antecedentemente all'ultimo periodo pleniglaciale in un periodo in cui il Lago di Garda aveva un livello di oltre 50 \ 80 m. superiore agli attuali 65 m. s.l.m., ipotesi già formulata in passato (PENCK E BRÜCKNER, 1909; CADROBBI, 1960, 1961), con una superficie che occupava quasi tutta la bassa Val del Sarca. L'unità può essere attribuita dubitativamente al Pleistocene medio.

2.1.9.- *Depositi gravitativi di Brentonico*

Si tratta di un grande corpo di accumuli gravitativi che occupa una superficie di oltre 4 km² con spessori tra i 100 ed i 150 m e probabilmente oltre i 200 m in alcuni punti (Fontechel, Brentonico). L'ammasso è costituito da un'associazione di grandi zolle da decametriche a ettometriche formate da varie unità dei Calcarei Grigi a partire dai calcari della formazione di Rotzo talora in continuità stratigrafica apparente con le successioni sovrastanti dal Calcere oolitico di S. Vigilio alla Scaglia Rossa sopracretacica. Tra le unità più recenti sono rappresentati grandi blocchi di vulcaniti eoceniche e di calcare di Nago. I corpi maggiori risultano intensamente deformati con un intenso piegamento accompagnato da una brecciazione molto estesa. Fasce di intensa brecciazione con frantumazione

comminuta saldano i blocchi maggiori e le zolle fra loro, simulando le associazioni cataclastiche dovute alla presenza di faglie e accavallamenti, come risulta dalle buone esposizioni presenti tra Fontechel e Ponte della Fugina. In realtà queste fasce di frammentazione comminuta non risultano associate a veri e propri piani di faglia e non sono caratterizzati da un ordinato sistema di laminazioni tettoniche pervasive secondo gli stili delle rocce di faglia riconosciuti nel dominio fragile. Si tratta invece di trasporti superficiali dovuti alla gravità, cioè di trasporto per frana anche se lungo superfici e piani di scorrimento sviluppatasi, almeno in parte, in condizioni non del tutto superficiali.

I principali problemi che riguardano questi grandi ammassi sono la natura delle deformazioni (soprattutto pieghe mesoscopiche) che interessano le successioni stratificate dal Rosso Ammonitico Veronese alla Scaglia Rossa, l'origine poligenica del corpo di frana che difficilmente può essere stato causato da un unico evento genetico, e la zona di provenienza di questo gigantesco accumulo. Per quanto riguarda la natura delle deformazioni, si può ritenere che le pieghe fossero già presenti all'interno delle masse scollate. Il loro elevato numero e lo stile di piegamento con rapidi passaggi a fasce di brecciazione fanno pensare che una parte, localmente anche prevalente, di queste deformazioni siano connesse alla messa in posto della frana stessa. Riguardo all'origine poligenica al momento non è possibile ricostruire l'evoluzione strutturale e cinematica del corpo di frana. Tuttavia gli elementi più elevati immediatamente ad ovest di Brentonico e dei Piani di Festa risultano formare un corpo abbastanza unitario di successioni più antiche e stratigraficamente in apparente continuità che sembra sovrapposto ai blocchi e zolle di calcare di Nago e vulcaniti, simulando un sovrascorrimento delle successioni più elevate del Doss Robin su quelle sottostanti di Brentonico e Piani di Festa. Questo corpo superiore dovrebbe costituire un prodotto derivato da un evento di messa in posto gravitativa indipendente e più tarda.

Per quanto riguarda infine il problema della zona di provenienza esso rimane al momento insoluto. Mancano ad ovest nicchie di distacco con geometrie e ampiezze adeguate e compatibili coi volumi del corpo di frana. Si può anche ritenere che il corpo di frana derivi da un movimento gravitativo profondo del versante sviluppatosi in modo incompleto e con trasporti parziali soprattutto in alcuni settori di questo ammasso, coinvolgendo il versante in una zona particolarmente instabile a causa della presenza di sovrascorrimenti e loro incroci con le rampe laterali.

La linea di Malga Campeì di Sopra (NNE-SSO) e le sue interferenze con le faglie N-S adiacenti potrebbe aver giocato questo ruolo a monte di Brentonico. In conclusione l'ammasso sarebbe in parte determinato da un vero e proprio "macereato" con accumuli gravitativi di zolle e grandi blocchi saldati tra loro da

fascie di brecciazione (parte esterna del corpo di frana). Le zone interne non sarebbero invece del tutto disaggregate dalle zone di provenienza e sarebbero dunque in parte ancora in continuità con il versante generatore. Una simile ipotesi potrebbe essere avvalorata dalla presenza di solchi arcuati con profonde depressioni (2 - 3m) nelle coperture superficiali e fessure di rilascio, talora decimetriche fino a metriche, nelle rocce competenti del substrato, riconosciute sul versante a monte della frana e che, in maniera sempre più blanda, si propagano anche all'interno dei rilievi carbonatici adiacenti (Malga Campej di Sotto).

Per quanto riguarda l'età della messa in posto essa è indicata dal modellamento che il corpo gravitativo ha subito ad opera del ritiro delle coperture glaciali come indica la morfologia a terrazzo di questo corpo in tutto il pianoro di Brentonico. Il corpo di frana contiene anche depositi glaciali di età imprecisata, ed è modellato e ricoperto da depositi dell'ultima massima espansione glaciale per cui ne deriva che gli eventi principali di messa in posto sono con ogni probabilità ad essa antecedenti. Riattivazioni e instabilità di queste masse si sono avute in tempi storici e zone di rilascio del versante in quota sono tuttora attive.

2.1.10. - *Depositi glaciali*

Diamicton massivo a supporto clastico costituito da blocchi e massi di tonaliti, nonché porfidi, gneiss, micascisti ed elementi di provenienza locale. E' fortemente pedogenizzato. Affiora in un piccolo settore sulla costa sud-occidentale del Lago di Ledro nei pressi di Doss da Pur. Alla base si trova in contatto con il substrato, mentre al tetto è limitato dalla superficie topografica. Si tratta di depositi glaciali scheletrici precedenti all'ultimo massimo glaciale.

La presenza di questa unità, sia pure in ridottissimi affioramenti, permette di ipotizzare l'esistenza di una lingua glaciale valliva che fungeva da confluenza tra il ghiacciaio del Chiese e quello dell'Adige-Garda in un acme glaciale non meglio individuato. Durante questo evento, i versanti della valle di Ledro e soprattutto delle valli ad essa tributarie, ospitavano laghi di sbarramento glaciale (forse uno solo di livello decrescente), la cui esistenza è oggi testimoniata da depositi fini lacustri che successivamente alla disattivazione della confluenza tra il ghiacciaio del Chiese e quello dell'Adige-Garda, vennero ad occupare tutta la Valle di Ledro centrale. Questi laghi di sbarramento glaciale, in passato già ipotizzato da TREVISAN & TONGIORGI (1958), occlusi a quote molto alte (dai 1100 agli 800 m circa) erano sostenuti da lingue di ghiaccio insinuate in Val d'Ampola (Ghiacciaio del Chiese) ed in Val Ponale (Ghiacciaio del Garda). Non sono stati ritrovati resti di eventuali argini morenici corrispondenti alle quote dei sedimenti lacustri.

2.1.11. - *Depositi glaciolacustri*

Depositi da limosi a conglomeratici si ritrovano soprattutto nel settore centrale della Valle di Ledro presso Bezzecca e Tiarno. Si tratta di limi carbonatici (sopra Pieve di Ledro) e più argillosi ad occidente, ove compaiono sottili intercalazioni di sabbie a biotite, affioranti fino a circa 950 m di altezza (oltre 250 m sopra l'attuale fondovalle). Il deposito sopra l'abitato di Tiarno (nel foglio in scala 1:100.000 cartografato come conglomerato di Tiarno) è costituito per lo più da clasti carbonatici in matrice limosa con rari clasti tonalitici di ambiente di delta-conoide alimentato da uno scaricatore del Ghiacciaio del Chiese. Si presenta terrazzato con un'ampia superficie intorno ai 900 - 950 m (loc. Coloér) e variamente cementato. Presso le Coste di Salò a Nord del Lago di Ledro, intorno ai 970-1000 m di quota si rinvengono arenarie e conglomerati privi di matrice ed organizzati in grossolane stratificazioni. Immergenti di pochi gradi nel verso del pendio (circa 5° di giacitura) appaiono sovrapposte alle brecce di Coste di Salò e sono interpretabili come un piccolo delta conoide alimentato dagli scaricatori di un ghiacciaio gardenese. Presso la sponda del lago di Ledro è ubicato un ulteriore deposito conglomeratico pedogenizzato che origina un piccolo rilievo ad est di Mezzolago attorno a q. 670 m. È fortemente eroso e ricoperto dai depositi del ciclo successivo; è formato da ghiaie e sabbie carbonatiche che passano da orizzontali a clinostratificate. Il conglomerato è organizzato in bancate, immergenti 10° verso N210°, intercalate a sottili strati di sabbie fini passanti a limi argillosi grigi (spessore pochi cm). Si tratta di conglomerati a ciottoli carbonatici con rada matrice sabbiosa e cemento carbonatico, per lo più formato da cristalli prismatici a palizzata. L'unità affiorano inoltre lungo le sponde lacustri al di sotto della Strada Statale, ove non si osservano le intercalazioni a granulometria fine ed i sedimenti sono organizzati in foresets immergenti 26° verso N255°.

L'interpretazione dell'ambiente deposizionale di questo litosoma è dubbia: per l'affioramento situato presso l'abitato di Mezzolago si può proporre un ambiente di delta - conoide, con trasporto ad opera di flussi non confinati lateralmente, di cui i settori visibili lungo la strada potevano costituire il *topset*, passanti verso il lago a veri e propri *foresets*. Data la disposizione attuale degli affioramenti, la piana inondabile ove sedimentavano i depositi di topset era compresa tra q. 658 e q. 688 m. La rottura di pendio sembra avvenire a q. 658; tale quota può essere presa come riferimento del paleolivello lacustre durante la deposizione del litosoma in questione.

Anche lungo la valle dell'Ampola (estremità nordoccidentale) si ritrovano depositi lacustri analoghi a quelli sopra descritti, formati da peliti e limi carbonatici. I depositi lacustri posti alla quota maggiore, circa 960 m, si rinvengono nella Val de Ovri. Nella zona dei fienili di Navrone sono stati individuati livelli sabbiosi di spessore metrico intercalati alle peliti carbonatiche; tali sabbie

risultano formate da quarzo, feldspati, biotite, ecc. e potrebbero rappresentare il prodotto dell'alterazione, trasporto e successiva deposizione di depositi glaciali presente nell'area (ciottoli di tonaliti provenienti dall'Adamello).

I rapporti stratigrafici tra i depositi glaciali scheletrici di Doss da Pur ed i depositi lacustri non sono ben chiari; tuttavia, poiché i depositi lacustri attorno a Tiarno non sono stati interessati da successiva erosione glaciale, è possibile ipotizzare che l'episodio lacustre sia successivo (forse di poco, se appartiene alla deglaciazione della lingua glaciale confluyente) a quello glaciale che ha depositato le morene descritte presso il fondovalle.

2.2. - SINTEMA DEL GARDA (**SGD**) (UNITÀ DELL'ULTIMO PLENIGLACIALE)

Nell'area del Foglio sono rappresentati ampiamente i depositi attribuibili all'ultima espansione glaciale (Ultimo Massimo Glaciale U.M.G., con picco intorno ai 18.000 anni B.P.). Essi sono riferibili a due ampi bacini di alimentazione: quello Rendena - Sarca nel settore centrale e quello Atesino nel settore centro-orientale, confluenti nella conca di Riva del Garda. Limitate all'angolo nord-occidentale del Foglio, ma altrettanto ben rappresentate, sono le tracce della morfogenesi glaciale riferibile ad un terzo bacino di alimentazione, quello Arnò - Chiese. Età: Pleistocene sup..

2.2.1. - *Till di alloggiamento*

Si tratta di diamictiti a matrice limosa di colore grigio plumbeo, fortemente consolidato. I clasti, per lo più di piccole e medie dimensioni subarrotondati, con indice di appiattimento da medio (porfiriti) ad elevato (scisti), generalmente orientati con l'asse di maggior allungamento disposto secondo il flusso della colata glaciale, si staccano con difficoltà dalla matrice. I clasti calcarei sono sempre striati. La matrice si presenta localmente ricca di piani di taglio (versante orientale del Dos Croz, Val di Cavedine). La natura dei clasti rispecchia in modo marcato l'area di alimentazione dei tre ghiacciai principali con una generale maggior commistione nel settore mediano del foglio di ove si rilevano clasti di provenienza atesina, tonaliti dell'Adamello e calcari del Gruppo di Brenta. I depositi ricoprono in maniera discontinua e con vario spessore il substrato roccioso e depositi clastici del Supersintema dello Spinale. Solo raramente il tetto coincide con la superficie topografica mentre più spesso questo tipo di sedimenti appare ricoperto da till di ablazione e da sedimenti di contatto glaciale riferibili al sintema del Garda, nonché da detrito di versante del Sintema postglaciale alpino. Lo spessore è limitato e variabile da pochi metri a oltre una decina.

2.2.2. - *Till di ablazione*

Diamicton privo di strutture mediamente addensato con elementi eterometrici poligenici a supporto clastico o più spesso di matrice limoso-sabbiosa rossastra, nocciola chiaro o grigia. Le dimensioni dei clasti è estremamente varia dalla ghiaia ai blocchi che possono raggiungere alcuni metri cubi. La composizione dei clasti denota una spiccata provenienza atesina nel settore orientale e centrale del Foglio: essi sono per il 60% di natura porfirica, metamorfica e cristallina, il rimanente 40% è costituito da calcari e altre rocce sedimentarie. Nel settore occidentale prevalgono quelli di provenienza dall'Adamello (tonaliti). La maggior parte di questi sedimenti è ancora organizzato in creste a lama di coltello, segnate in carta come cordoni morenici (argini laterali e frontali) e poggia direttamente sul substrato roccioso, localmente dato da unità del supersistema del Monte Spinale. Superiormente i limiti possono coincidere con la superficie topografica ma più frequentemente essi appaiono ricoperti da detrito di versante (e limitati colluvii) e da depositi di contatto glaciale. Gli spessori sono localmente notevoli, fino ad oltre 50 m.

Le principali transfluenze dell'area avvenivano attraverso selle e valli sospese a varie quote sul fondovalle principale, tra le quali si menzionano quelle del Passo Bordala e di S. Barbara-Creino che assieme alla Valle di Loppio consentivano la migrazione verso ovest di parte del ghiacciaio Atesino e quella di Ballino. Quest'ultimo consentiva la transfluenza di parte del ghiacciaio Giudicariense dalla conca del Bleggio a Nord alla conca di Riva del Garda a Sud.

Tracce della transfluenza sono presenti ad Ovest del Lago di Tenno ove sono rimasti alcuni argini laterali ed abbondanti depositi di contatto glaciale. A Nord di Ballino (a q. 800 - 1.000 m sul versante orientale della valle) sono visibili ancora resti di argini laterali costituiti quasi esclusivamente da till di ablazione a clasti di tonaliti.



Fig. 10- *Diamicton* massivo della parte interna dell'argine morenico di Ledro, in un affioramento presso Molina di Ledro. Si noti la dimensione dell'incluso tonalitico ed il notevole spessore (circa 80 cm) dell'intervallo pedogenizzato.



Fig. 11 - *Argine* frontale di Molina di Ledro visto da Nord (Cima d'Oro). Evidenziato a punti l'argine morenico. Con i triangoli sono indicati alcuni terrazzi di kame. Evidenziata inoltre una piccola conoide proglaciale verso il Lago.

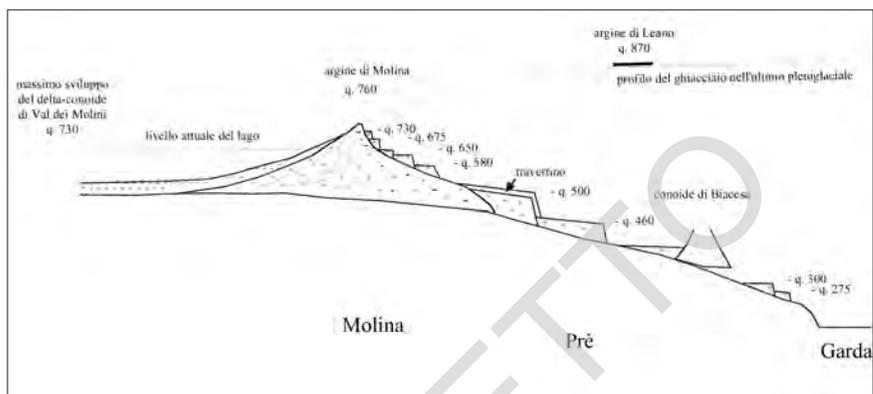


Fig. 12 - Profilo longitudinale della Val di Ledro e Val Ponale (non in scala), con la proiezione dei principali depositi e forme descritti nel testo. A partire da q. 500 i terrazzi di kame appartengono ai Subsistemi di Malè e Bondo.

Infine è da ricordare lo splendido arco morenico di Ledro, formatosi ad opera del ghiacciaio gardense insinuato entro la Val Ponale, che ha sostenuto un'ampia conca lacustre della quale il Lago di Ledro attuale costituisce l'ultimo residuo relitto. I depositi morenici frontali sono costituiti da un *diamiction* ad elementi eterometrici poligenici molto addensati, mentre nella parte esterna dell'arco tendono a prevalere ghiaie e sabbie in matrice limosa (fig. 10). Questo sistema di argini forma un vistoso arco a convessità verso monte, la cui cresta supera i 760 m (fig. 11). Durante l'acme glaciale il lago proglaciale doveva trovarsi circa a questa quota. A questo livello lacustre sono da attribuirsi gli ingenti depositi conglomeratici a O di Bezzecca (parte più elevata del delta conoide di Val dei Molini), mentre nelle vallette secondarie gli apparati deltizi sono stati smantellati man mano che diminuiva il livello di base. Si noti che tutte le vallette secondarie nonché quella principale del T. Massangla sono state alluvionate durante stazionamenti del lago a livelli più alti dell'attuale. Durante il progressivo abbassamento di quota del ghiacciaio Adige-Garda produsse il concomitante processo di riduzione del Lago di Ledro e progradazione dei sistemi deltizio alluvionali mentre, nella parte interna dell'arco morenico, si formavano di depositi terrazzati (*kame*). Questi ultimi costituiscono il riempimento dello spazio creato tra l'arco morenico ed il ghiacciaio in fase di ritiro ad opera dei torrenti sopraglaciali (CADROBBI, 1943), i quali solo nelle prime fasi di ritiro riuscivano ad incidere l'arco morenico creando l'incisione centrale di Molina di Ledro (fig. 12). Il risultato di questo processo è che lo stazionamento del livello lacustre che ha formato i terrazzamenti più ampi nel delta-conoide di Val dei Molini (posta su tre livelli a q. 730, 700 e 685 m) coincide con le quote di alcuni dei più alti terrazzi di *kame* di Molina di Ledro.

2.2.3. - Depositi di contatto glaciale

I depositi di contatto glaciale sono caratterizzati da facies tra le più diverse ed eterogenee nell'ambito del Sintema del Garda. La loro suddivisione e rappresentazione su base tessiturale è generalmente problematica, non solo per la frequente variabilità sia in senso verticale che orizzontale dei corpi sedimentari, ma anche per la limitata estensione di questi che raramente possono essere rappresentati nella cartografia adottata per il rilevamento. Affiorano sui medi versanti delle valli principali; particolarmente estesi sul versante occidentale della valle di Cavedine. Sono costituiti da ghiaie e sabbie stratificate, con percentuale variabile di matrice sabbioso-limosa, organizzate in corpi lentiformi generalmente allungati in senso longitudinale al versante. Localmente si osservano sedimenti più fini (sabbie e limi) di colore grigio e nocciola più o meno laminati. Più raramente appaiono lenti di diamicton poligenici grigi. Nel fondovalle attuale della Val Gaverdina, a quota 950 m, si possono osservare alcuni notevoli affioramenti che mostrano una progradazione di ghiaie da Ovest verso Est in una effimera conca lacustre di sbarramento. Successivamente la conca svanì a causa dell'azione combinata della diminuzione di quota del ghiacciaio che costituiva la soglia e dell'alto apporto sedimentario della Val Gaverdina ancora glacializzata nei circhi. Alle ghiaie clino-stratificate verso Est si sovrappongono infatti sabbie e ghiaie di piana alluvionale, cui si collegano i conoidi di Dasone e Lanciada.

La natura dei clasti evidenzia per la maggior parte dei casi il rimaneggiamento di depositi glaciali e di versante, con dimensioni più grandi per i clasti di natura cristallina o porfirica, ma con apporti di origine locale anche preponderanti. Il grado di arrotondamento e di sfericità è del tutto simile a quella dei depositi glaciali descritti in precedenza con grado di arrotondamento maggiore per quelli cristallini, talora con la commistione di elementi autoctoni da angolosi a subangolosi. Localmente si osserva un grado di arrotondamento maggiore a cui si associa anche una maggiore selezione.

La superficie basale di questa unità è in appoggio inconforme sul substrato roccioso, oppure su conglomerati del Supersintema dello Spinale o su sedimenti glaciali di questo stesso Sintema del Garda. Il limite superiore coincide con la superficie topografica (si tratta spesso in questo caso di una superficie di erosione) o è in toto o parzialmente ricoperto da detrito di versante. Localmente è preservata la superficie deposizionale sommitale: in tal caso la superficie topografica risulta a bassa acclività. Lo spessore dei depositi può variare da alcune decine di metri sino al metro.

2.2.4. - *Depositi di versante*

I depositi di versante attribuibili a questa unità affiorano in maniera significativa unicamente nel settore sudoccidentale del Foglio, caratterizzato da una valle esposta a Sud, la Val Concei, uno dei pochi *nunatak* vallivi dell'ultimo pleniglaciale. Infatti a causa della sua posizione non fu occupata da ghiacciai vallivi né da circhi locali. I depositi che si riscontrano alle quote più elevate sono grandi falde di detrito a buon grado di cementazione che colmano quasi completamente antichi solchi vallivi. La composizione dei clasti indica una provenienza essenzialmente locale. Il limite superiore dei depositi che appare pedogenizzato è costituito dalla superficie topografica, mentre il limite inferiore è costituito o dal substrato roccioso (alle alte quote) o dai depositi fluviali e fluvio-lacustri del Supersistema del Monte Spinale.

2.2.5. - *Depositi lacustri e di delta lacustre*

Lo sviluppo del Lago di Ledro periglaciale si può desumere dalla presenza tra Mezzolago e Tiarno a quote intorno ai 760 m fino agli attuali 657 m (attuale Lago di Ledro) di depositi lacustri o deltizi. Si tratta di depositi limosi preservati su alcune piccole piattaforme di abrasione, oppure conglomeratici allo sbocco di alcune vallette (Val Molini).

In quest'ultimo caso si presentano clinostratificati ed ampiamente terrazzati intorno a quota 735 m. L'abbassamento della quota del lago coincide con l'arretramento della lingua del ghiacciaio vallivo dell'Adige-Garda insinuata entro la Val di Ledro, ed al successivo abbassamento della quota dello sfioratore per erosione regressiva.

2.2.6. - *Depositi eluvio-colluviali*

Si tratta di piccole aree, situate nel settore nordoccidentale presso i crinali a Nord di Cima Laroda e Corno del Giù. I depositi sono in appoggio sul substrato e lievemente terrazzati a tetto a dimostrare la loro origine di contatto glaciale. Si tratta di poco più di un metro di sedimenti siltosi-argillosi fortemente pedogenizzati, di genesi mista con contributi eolici e rielaborazione alluvionale.

2.3. - SUBSINTEMA DI MALÈ (SGD₁) (UNITÀ DEI FONDOVALLE) (PLEISTOCENE SUP.)

2.3.1. - *Depositi glaciali*

Diamicton ricco in scheletro a matrice limoso carbonatica. Si trova in appoggio erosivo sui depositi clastici delle facies precedenti; a tetto è limitato dalla superficie topografica. L'unità è quasi ovunque modellata in argini ancora ben evidenti. Il deposito meglio conservato è quello che tuttora sostiene il lago di Tenno situato a quota 620 m circa, anche se esistono evidenti tracce che la lingua glaciale insinuata da Sud avesse valicato il passo di Ballino (760 m).

Si tratta di un deposito con accentuata convessità verso monte, ricoperto da un ingente accumulo di frana staccatasi da Cima Salti, posta ad Ovest. La mancanza di continuità dell'accumulo franoso, interrotto in corrispondenza del fondovalle lascia ipotizzare che il deposito si sia appoggiato al di sopra del ghiacciaio. A Sud Ovest dell'abitato di Tenno a quote 350 - 400 m altri depositi glaciali descrivono un altro argine. I till di Tenno, che rappresenta l'ultima fase riconoscibile appartenente al fondovalle del Sarca, sono stati utilizzati per identificare in questa zona i limiti raggiunti dal ghiacciaio nella fase corrispondente al Subsinema di Malè.

Nel settore centro orientale dell'area a Sud Ovest del Passo Bordala, lungo il Rio Gresta, depositi glaciali si ritrovano intorno ai 900 m. Poco a monte di Varano è peraltro riconoscibile un argine morenico probabilmente dovuto a una lingua glaciale che dalla Valle di Loppio si incuneava nella Val di Gresta (prime fasi della deglaciazione dell'area).

2.3.2. - *Depositi di contatto glaciale*

Sono raggruppati in questa unità i depositi, spesso terrazzati, legati alla deglaciazione della fase "Malè". Affiorano con notevoli spessori nei versanti bassi e nei fondovalle de T. Magnone a valle del Lago di Tenno, del T. Ponale, ma soprattutto nel settore Est del Foglio. Sono costituiti da ghiaie e sabbie, localmente a debole stratificazione, e subordinati limi, più spesso dispersi nel sedimento a sostituire la matrice sabbiosa (*diamicton*). Sono in genere meno rappresentati i clasti cristallini rispetto alle analoghe facies del Sintema del Garda. A E di Vignole, a quote comprese tra i 342 m di Dosso Saiano e i 150 m del fondovalle Sarca, affiora un potente intervallo di depositi di questa unità, con intervalli ben stratificati e immergenti circa 15-20° verso monte. Alla base si presentano variamente cementati, caratteristica che aveva indotto molti autori precedenti a considerarli più antichi. Questi depositi si appoggiano con inconformità sui depositi descritti in precedenza o sul substrato. Gli spessori sono particolarmente significativi e possono superare il centinaio di metri in prosimità dei fondovalle.

2.3.3. - *Depositi di frana*

Depositi eterometrici a tessitura aperta con blocchi fino a dimensioni plurimetriche, a luoghi a sostegno di matrice limoso sabbiosa, sono rilevabili nei pressi del Lago di Tenno. Si tratta di un accumulo di frana staccatosi da Cima Salti. Ricopre quasi totalmente i depositi glaciali che sostengono il lago. Il corpo di frana risulta monco nella sua parte basale, per cui si ipotizza possa essere parzialmente caduto su una lingua glaciale che successivamente ha veicolato verso valle i detriti ad essa sovrapposti.

2.3.4. - *Depositi lacustri*

Depositi limoso argillosi grigi ricoprono il substrato della conca di Fivè, tra q. 730 m e 710 m, che si presenta terrazzato da una breve piattaforma di abrasione. La superficie sommitale corrisponde a quella topografica. Si tratta di pochi metri di spessore, interessati da un diffuso creep superficiale, localmente coinvolti in colate colluviali, depositisi durante lo stazionamento alto del lago (PICOTTI, 2003).

2.4. - SUBSISTEMA DI BONDO (**SGD₂**) (UNITÀ DELLE ALTE VALLI , TARDIGLACIALE) (PLEISTOCENE SUP.)

2.4.1. - *Depositi glaciali*

Nell'area i depositi glaciali legati all'alimentazione locale di circhi esposti verso i quadranti settentrionali sono di limitata estensione. Si tratta di diamicton massivi a supporto clastico talora con scarso supporto di matrice che affiorano alla base dei circhi situati nell'alta Val Marcia a monte di M.ga Gaverdina e dal M. Altissimo di Nago.

I sedimenti sono caratterizzati da clasti di provenienza esclusivamente locale; ove risultano ancora modellati in argini, indicano in modo inequivocabile il limite raggiunto dagli apparati glaciali locali.

2.5. - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (**PTG**)

In questa unità sono contenuti i sedimenti più recenti depositisi dopo il ritiro dei ghiacciai in conseguenza dei processi morfogenetici presenti nel territorio, in condizioni climatiche abbastanza simili a quelle attuali. Essa comprende depositi

di versante, di frana, sedimenti alluvionali, lacustri e carbonatici (travertini). La superficie di discontinuità sommitale, corrisponde quasi sempre alla superficie topografica ed è caratterizzata dalla presenza di un suolo più o meno sviluppato. In questo Sintema possono essere tuttavia inseriti anche quei depositi che sono privi di copertura pedogenetica, a causa di particolari condizioni tessiturali, morfologiche ed ambientali (per es., depositi a megaclasti).

Nell'area compresa fra il Lago di Garda, la Valle di Loppio e la Valle d'Adige, e in Valle del Sarca, sono presenti alcune grandi frane note in letteratura, nelle quali accanto a detriti d'ogni dimensione sono compresi enormi blocchi e masse rocciose nelle quali, a luoghi, è preservata l'originaria struttura (stratificazione). Queste frane, (conosciute con il nome di "marocche"), sono il risultato di processi di trasporto di materiale detritico dell'ordine del migliaio di metri e più. Fino a poco tempo fa si pensava che la genesi di questi fenomeni fosse connessa con la deglaciazione delle valli; attualmente indizi cronologici concorderebbero nell'inquadrare la loro attivazione in tempi più recenti (1.000 - 3.000 anni fa - Olocene superiore) in relazione ad attività sismica anche remota (TRENER, 1924; CHINAGLIA, 1992). Età: Pleistocene sup.-Olocene.

2.5.1.- *Depositi di frana*

Si tratta prevalentemente di depositi massivi di notevole estensione con blocchi angolosi talora di grandi dimensioni e ghiaie, prevalentemente a supporto clastico, localmente a supporto di matrice limosa. I clasti sono di natura carbonatica, di provenienza locale; nell'insieme appaiono accatastati in maniera estremamente caotica.

La tipologia della superficie di appoggio non può essere generalizzata; ciascun evento franoso presenta peculiari superfici di contatto con le unità sottostanti. Generalmente i depositi più recenti poggiano su sedimenti lacustri, fluvio-lacustri e su analoghi depositi di frana appartenenti allo stesso sintema; la sequenza deposizionale postglaciale del fondovalle principale poggia invece su till di ablazione e di alloggiamento e su sedimenti di contatto glaciale attribuibili al Subsintema di Malè. Poiché occupano i fondovalle devono essere più recenti dell'ultima fase glaciale valliva (Subsintema di Malè, e vengono nel loro insieme descritte in questo Sintema. Gli accumuli in oggetto rivestono un ruolo importante per le modificazioni che hanno imposto nel modellamento del paesaggio mediante fenomeni di deviazione della rete fluviale o di sbarramento della stessa con conseguente accumulo di sedimenti alluvionali e lacustri. Ad esempio, l'attuale posizione dell'alveo del F. Sarca, tra Trebi e Laghisoli, sarebbe conseguenza di un noto accumulo franoso (frana di Kas) che sbarrando il fondovalle ha determinato

la formazione di un lago (area di Sarche- Pietramurata) e di una piana alluvionale a quota 245 m, più elevata di quella ubicata a valle dell'accumulo di circa 120 m.

I depositi di frana più noti e vistosi sono quelli di Dro, di Torbole, di Passo S. Giovanni e di Varno (v. anche par. "Depositi gravitativi di Brentonico"). Fenomeni di dimensioni più ridotte ma non per questo meno importanti sono visibili a Nord del Passo di Ballino, al Passo Bordala alla base del Monte Stivo, e in Val di Gresta. In quest'ultima, materiali costituiti da grossi blocchi calcarei e arenacei hanno completamente ostruito il fondovalle determinando la formazione di un'ampia area palustre in località Pra del Lago. Il sondaggio eseguito nell'antica conca palustre ha rinvenuto, verso il fondo, frammenti di legno indicanti un'età minima 14C dell'accumulo compresa tra 930 e 726 cal anni BP (Tab. 3).

Campione	Lab. n°	Quota	Profondità	Frazione analizzata	d ¹³ C ‰	Età	Età calibrata (*)
		m slm	m		V-PDB	anni BP	cal anni BP
Pradalago 2	Utc-5029	1075	-20	Legno	-24.6	858 ±34	791 - 726
Pradalago 3	Utc-5030	1075	-18	Legno	-24.0	945 ±33	930 - 787
Castel Spine	Utc-5032	625	-1	Carbone	-26.7	2,416 ±38	2,471 - 2,353
Pietramurata	Utc-5024	252	-4	Conchiglia	-6.2	2,930 ±36	3,081 - 2,998
Legos 2	Utc-5034	520	0	Carbonato	-7.0	5,423 ±48	6,285 - 6,186
Prato Saiano	Utc-5026	89	-2	Carbone	-26.6	9,671 ±49	11,172 - 11,085
S.Giorgio1	Utc-5407	78	-137	Legno	-26.8	12,560 ±60	14,820 - 14,310
Gavazzo	Utc-5025	260	-8	Carbone	-26.4	55,000+infinito	-4000

Tab. 3 - Risultati analitici delle datazioni AMS 14C effettuate presso l'Università di Utrecht. (*) Le età sono state calibrate utilizzando il programma CALIB rev 4.3 (Stuiver et al., 1998).

Qui di seguito si descrivono gli accumuli principali, mantenendone l'originaria denominazione.

Marocche di Dro

E' caratterizzata da una serie di accumuli di megaclasti ubicati nel fondovalle del F. Sarca, tra Prato Saiano, Dro e il lago di Cavedine, tra i 118 e i 390 m. A luoghi si rinvencono lembi isolati, modellati in colline, separate dal versante di provenienza ed "affogate" in depositi di piana alluvionale o lacustri (Prato Saiano; N di Dro in destra Sarca rilievo a 146 m). In qualche caso i detriti risalgono sul versante opposto sino a 370 - 380 m.

Si ritiene che gli accumuli che si rinvencono in superficie siano relativamente recenti in quanto sono appoggiati su sedimenti lacustri il cui tetto coincide in più punti con la superficie topografica attuale (area di Dro quota 116 m s.l.m. e di Patone quota 106 m s.l.m.). Confortano questa tesi le imponenti nicchie situate sui

versanti W di M. Brento e M. Casale spesso controllate da importanti discontinuità tettoniche. Questi accumuli vengono interpretati come successivi allo scioglimento del ghiacciaio del Sarca, franati nel Lago di Garda quando era esteso verso N almeno sino a Dro.

Nel settore compreso tra la periferia N di Dro e il lago di Cavedine, si hanno accumuli di età diversa, costituiti da blocchi a supporto clastico o a tessitura parzialmente aperta per lo più in vicinanza della superficie topografica, differenziabili solo in base ad elementi morfologici, e pedogenetici; sono comunque tutti attribuibili al Subsintema di Bondo. I clasti sono di natura esclusivamente carbonatica, di medie e grandi dimensioni, sino ad alcune decine di metri cubi. Le microforme carsiche sui blocchi franati non appaiono significative per una definizione dell'età relativa dei diversi accumuli.

Gli episodi più recenti della grande frana di Dro sono riconoscibili in base alla posizione attuale dei detriti e ad elementi morfologici. L'evoluzione più recente del fondovalle che ha comportato modificazioni idrografiche di rilievo ricalca nelle linee essenziali quanto contenuto in TRENER (1924). Nel tratto di valle compreso tra Dro e il lago di Cavedine uno dei principali eventi franosi si è manifestato per distacco di un enorme porzione di versante dall'area di M. Casale. L'accumulo di cui non si hanno elementi cronologici ha sbarrato gran parte del fondovalle determinando lo spostamento dell'alveo del Sarca verso E sino a ridosso del versante sinistro in corrispondenza dell'attuale posizione del lago di Cavedine. La presenza di limo in abbondanza lungo l'antica ripa di erosione fluviale (attuale sponda W del lago) è verosimilmente legata al trascinamento ed inglobamento da parte dei detriti di frana dei sedimenti lacustri presenti sul fondovalle al momento dell'impatto.

Un altro evento franoso noto come frana di "Kas" (Trenner 1924), di cui non si trova traccia nella toponomastica locale, è avvenuto successivamente, poco più a valle del precedente. L'accumulo proveniente dall'area di M. Brento ha occluso l'antico alveo del Sarca per lungo tratto (tra Trebi, Pozze e Laghisoli). A seguito del franamento si formò un ampio bacino lacustre di cui ciò che rimane è attualmente costituito dal lago di Cavedine.

Presso Pietramurata, poco a monte dello sbarramento prodotto dalla frana di "Kas" (area che ricade in massima parte nel Foglio Tione di Trento) in corrispondenza di livelli sabbioso-limosi fluviolacustri terrazzati, sono stati rinvenuti a ca. 4 m dal piano campagna gusci di lamellibranchi che hanno fornito un'età 14C di 3.081 - 2.998 cal anni BP (Tab. 3). Durante lo scavo di una galleria di derivazione ENEL nei pressi di Laghisoli, fu trovato un manufatto di epoca romana, (TRENER 1924). L'autore fa risalire a tale epoca l'accumulo di frana di "Kas"; nello stesso lavoro l'Autore fornisce una ricostruzione, in gran parte condivisibile, degli eventi franosi succedutisi nel fondovalle del Sarca.

Nei dintorni di Dro, i depositi di frana sono in contatto laterale o si sovrappongono a sedimenti limosi di origine lacustre laminati o in strati sottili che occupano gran parte del fondovalle del Sarca. Più a N, nei pressi di Gaggiolo, i detriti di frana ricoprono anche un ristretto lembo di substrato roccioso che affiora in alveo. Non sono mai stati individuati depositi glaciali sottostanti i detriti di frana così come non si sono osservati blocchi o ciottoli diversi da quelli carbonatici.

Marocca di Torbole

Ubicata in località Marocche, a sud di Torbole, presenta notevoli analogie con la frana di Nago (non descritta in dettaglio). La nicchia di distacco, ancora ben visibile lungo i versanti isostrutturali in località Salto della Capra, è costituita da una parete lateralmente continua (spessore circa 20 m) formata dalle testate di strato della formazione di Tenno. In questo caso le unità coinvolte nella frana sono la formazione di Tenno ed i Calcari Oolitici di S. Vigilio.

La prima, formata da calcari e calcari marnosi, rappresenta l'unità impermeabile rispetto ai sovrastanti Calcari Oolitici di S. Vigilio, decisamente più carbonatici e quindi, più permeabile per fratturazione. Le differenti caratteristiche di permeabilità e le condizioni di giacitura rappresentano la causa d'innescio del fenomeno riferibile ad uno scivolamento traslativo avvenuto lungo i livelli più impermeabili della formazione di Tenno.

Marocca di Passo S. Giovanni

Costituita da un imponente accumulo di blocchi in una massa di fondo ghiaioso-sabbiosa, rappresenta uno sbarramento naturale verso W della Valle di Loppio che, con ogni probabilità, ha permesso, assieme al conoide del T. Gresta, che la sbarra verso E, la formazione dell'omonimo lago. I litotipi coinvolti appartengono ai Calcari Grigi. Il meccanismo di messa in posto va ricercato in uno scivolamento traslativo avvenuto in corrispondenza di interstrati meno permeabili della Formazione di Rotzo. Nel corpo di frana sono visibili blocchi che hanno conservato la loro stratificazione originaria. Depositati analoghi si rinvennero poco a monte di Nago; emergono, da una conca parzialmente riempita di sedimenti colluviali, in forma di piccole colline. Non si sono ritrovati elementi per definirne l'età. I rapporti tra i singoli accumuli ed i sottostanti sedimenti non sono noti.

2.5.2. - *Travertini*

Presso Legos, tra Molina di Ledro e Prè i terrazzi di contatto glaciale sono stati ricoperti da una piattaforma di travertino micro- e fitohermale potente fino a 10-12 m, con un fronte di deposizione largo oltre 200 m.

La datazione ^{14}C del carbonato inorganico di un campione corrispondente al top deposizionale ha rivelato un'età di 6285 - 6186 cal anni BP, corrispondente alla fase finale dell' "Optimum climatico" dell'Olocene.

2.5.3. - Depositi lacustri

Costituiscono un orizzonte che affiora in modo abbastanza continuo lungo il Lago di Ledro, depositosi al di sopra di una piattaforma di abrasione posta circa tre metri sopra il livello attuale del lago, oltre che lungo le sponde, spesso scoperte dal periodico svuotamento. Si tratta di limi carbonatici, organici (gyttia) laminati a varia scala, attualmente interessati da fenomeni di creep verso l'interno del Lago (visibile soprattutto nel settore del sito palafitticolo) anche a causa delle oscillazioni del livello del Lago. La loro attribuzione ad un periodo olocenico è possibile non solo perché costituiscono il substrato del ben noto sito palafitticolo di Molina di Ledro, messo in luce tra il 1927 ed il 1937 (BATTAGLIA, 1953), ma soprattutto grazie al lavoro di palinostratigrafia di BEUG (1964). Quest'ultimo utilizzando due carote di circa 5 m terebrate nella piana di Besta, documenta una stratigrafia abbastanza continua attraverso l'Olocene sino al tardiglaciale più recente (Fase di Allerød).

Nel fondovalle del F. Sarca si rinvencono in più punti (Dro, Prato Saiano e Patone) sedimenti costituiti da sottili alternanze (ritmiti) di limi e limi sabbiosi di colore grigio e nocciola. Gli affioramenti meglio esposti consentono di analizzare i depositi in profondità, da pochi metri (Drò e Prato Saiano) fino a non più di 10 (cava di Patone). In tutti gli affioramenti la sequenza è monotona. In molti punti, i sedimenti appaiono deformati con pieghe più o meno ampie, talora coricate, soprattutto in presenza delle masse franate dalle pareti circostanti. Il limite inferiore non è individuabile mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica o più spesso con la base delle alluvioni sovrastanti.

Ove i corsi d'acqua hanno eroso questa unità (F. Sarca a Maso Giare, Patone, Bruttogosto e T. Sallagoni a Ischia di Sopra), si vede infatti che i sedimenti lacustri sono ricoperti da ghiaie e sabbie.

Prato Saiano, un livello a carboni a 2 m dal piano campagna ha permesso di datare a 11.172 - 11.085 cal anni BP la superficie superiore dei sedimenti lacustri, mentre in profondità alcuni sondaggi (ad es. il sondaggio a N di Riva del Garda presso S. Giorgio) (FELBER *et alii*, 2000) hanno intercettato tra 102 e 154 m dal piano campagna un secondo livello di sedimenti lacustri (argille e limi laminati) ricoperti da alluvioni prevalentemente ghiaiose. Le datazioni ^{14}C effettuate su frammenti lignei campionati tra 134 e 152 m hanno rivelato età comprese tra 14.820 e 14.310 cal anni BP (cfr. Tab. 3 e FELBER *et alii*, 2000).

2.5.4.- Depositi alluvionali

I depositi alluvionali di questo sistema affiorano diffusamente in tutta l'area con caratteristiche abbastanza differenti tra zona e zona. Per questo si sono descritti separatamente i punti di affioramento più significativi.

- In Valle di Cavedine affiorano ghiaie mediamente classate e ghiaie sabbiose stratificate in corpi generalmente lentiformi con clasti subarrotondati che colmano alle quote più basse l'antica valle glaciale nel tratto compreso tra Drena e Cavedine. La composizione litologica vede percentuali del 50-60% di clasti carbonatici rispetto a quelli di derivazione cristallina con un grado di arrotondamento più elevato per questi ultimi. A luoghi il grado di alterazione dei clasti, soprattutto quelli tonalitici e del basamento è elevato. Lo spessore dei sedimenti, che non può essere considerato omogeneo, è stato individuato in circa 80 m, attraverso sondaggi nei pressi di Cavedine.

- Depositi alluvionali terrazzati sono localizzati anche a lato del corso attuale del Sarca. Sono costituiti da ghiaie, ciottoli e blocchi da sub-angolari a sub-arrotondati di natura prevalentemente carbonatica con intercalazioni sabbiose che divengono più frequenti e potenti nei pressi di Dro. I detriti più grossolani sono osservabili sui terrazzi di Gaggiolo e in località Lago Bagattoli; qui lo spessore del materasso alluvionale che poggia direttamente su depositi di frana e su detrito di versante, varia tra i 2 e i 4 m, mentre tra la strozzatura di Laghisoli - Sant'Abbondio e Dro, raggiungere gli 8-10 m. Nei pressi di S. Abbondio alla quota alveo di 130 m si può osservare il contatto con i sottostanti depositi lacustri.

- Estesi depositi medio fini con prevalenti argille, limi e sabbie si rinvencono nella zona Sud Ovest della piana alluvionale di Riva del Garda, i cui limiti segnati in carta sono stati tracciati con l'aiuto di numerosi dati di sondaggi disponibili per la conca in questione. All'interno di questo settore è stato ricostruito un paleo-alveo del Sarca sulla base della presenza di alluvioni grossolane ghiaiose e sabbiose per tutto il suo percorso, in parte riutilizzato come alveo minore. Le conoidi ghiaioso-sabbiose del Varone ed Albola dominano il settore occidentale della piana del Sarca poco a monte del lago di Garda con un canale emissario pensile di parecchi metri rispetto al piano di campagna della Conca di Riva.

- Sedimenti alluvionali costituiti da ghiaie con matrice sabbiosa e sabbie generalmente ben classate in strati e banchi si rinvencono estesamente a ridosso dell'alveo dell'Adige a Est e alla base dell'ampio terrazzo di Mori, nel settore Sud Est del foglio: si tratta, almeno in superficie, di sabbie di esondazione dello stesso fiume Adige. Lo spessore di questi sedimenti non è conosciuto; quelli che complessivamente ricoprono il fondovalle si sono depositati in un arco di tempo compreso tra il ritiro dei grandi ghiacciai vallivi e l'attuale. La loro estensione in profondità raggiunge spessori di alcune centinaia di metri. In profondità non è

possibile individuare, per questa unità, un limite litostratigrafico e tantomeno cronostatigrafico. Il limite occidentale dei sedimenti recenti dell'Adige è rappresentato dal contatto laterale in appoggio su una superficie di erosione di età imprecisata che ha prodotto il terrazzamento dei sedimenti alluvionali di Mori e di Seghe, certamente più antichi di 200 anni, sia per la rispettiva posizione altimetrica dei depositi, sia per la presenza di suoli ben sviluppati sul terrazzo di Mori. La fase erosiva che ha preceduto la fase di esondazione di questo tratto di valle è verosimilmente legata alla grande frana dei Lavini di Marco. La parte superiore del deposito è generalmente costituita dalla superficie topografica: frequentemente lungo i fianchi vallivi vi è giustapposizione con detriti di falda o di frana.

- Nella Valle di Loppio sono abbondanti depositi di piana alluvionale e di conoide. Essi si differenziano rispetto a quelli dell'Adige per i diversi caratteri litologico-tessiturali. Si tratta di depositi costituiti da ciottolame, ghiaie e sabbie in corpi lentiformi talora massivi, poco estesi e di limitato spessore che si estendono verso E sino all'abitato di Mori. Nei pressi di quest'ultima località vi è interposizione e giustapposizione con i depositi alluvionali decisamente più classati e più fini (ghiaie e sabbie) dei depositi alluvionali terrazzati dell'antica piana alluvionale dell'Adige. Al margine sud-orientale dell'area, nei pressi di Mori, ai depositi alluvionali terrazzati dell'Adige si sovrappongono e si giustappongono i detriti depositati in forma di conoide dal Rio di Tierno. Questi ultimi si differenziano nettamente da quelli dell'Adige e degli altri conoidi che occupano la valle di Loppio per la natura in gran parte vulcanica delle rocce affioranti nel bacino di alimentazione.

- Nel settore nord-occidentale del foglio si hanno sedimenti alluvionali postglaciali nel tratto di val Giudicarie compreso tra Bondo e Roncone. Questo tratto è stato oggetto di sovralluvionamento ad opera dei corsi d'acqua laterali; come nel caso di Loppio, anche qui si è prodotto un piccolo lago di sbarramento ad opera del conoide della Val Bondone.

- Anche la Val Concei è stata interessata da deposizione di sabbie limose e limi di piana alluvionale a bassa energia, cui si interdigitano conglomerati in matrice limosa alimentati dalle conoidi allo sbocco delle vallette tributarie.

2.5.5. - *Depositi di versante*

L'ampia diffusione di questa litofacies sconsiglia la descrizione puntuale degli affioramenti.

Si tratta di frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta con clasti di provenienza locale, e di depositi ghiaiosi con matrice limosa, a spigoli vivi fangosostenuti, dovuti a eventi di trasporto *per debris flow*. Ricoprono in discordanza il

substrato pre-pleistocenico e localmente anche i depositi appartenenti ai cicli precedenti. Sono limitati al tetto dalla superficie topografica.

Costituiscono falde di detrito, coni e colate da *debris flow* ai piedi delle pareti. La diacronia basale di questa facies è dovuta alle diverse condizioni ambientali verificatesi nelle varie zone dell'area considerata.

2.6. - SUBSISTEMA DELL'AMOLA (PTG₁)

Nell'area del Foglio Riva del Garda questo Subsistema comprende sedimenti alluvionali, fluvio-lacustri, lacustri e di versante successivi al ritiro glaciale, la cui superficie non è ricoperta da coltre pedogenizzata. Età: Olocene - Attuale.

2.6.1. - *Depositi di frana*

Nel Novembre del 2000 si è staccata una grande frana dalle pendici di Cima Salti, a SW del Lago di Tenno. La frana ha una estensione di circa 12 ha con un volume di materiale mobilitato che può essere ragionevolmente stimato in poco meno di $2-3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. L'evento, descritto da FRANCESCHINI in PICOTTI (2003) ha reso necessario l'aggiornamento della cartografia, che tuttavia non tiene conto delle ulteriori modifiche al corpo di frana che i lavori ancora in corso stanno procurando.

2.6.2. - *Depositi alluvionali*

Si tratta di sedimenti costituiti da ghiaie e sabbie a supporto clastico, stratificate o in corpi lentiformi generalmente molto estesi. Lo spessore non è facilmente rilevabile in quanto mancano spesso gli affioramenti della superficie basale. Nelle piane alluvionali del Sarca e dell'Adige vi è frequentemente continuità litostratigrafica tra sedimenti depositatisi più di 200 anni fa e quelli attuali. Al tetto dei depositi sabbiosi e ghiaiosi di ambedue i bacini è presente un orizzonte sabbioso continuo di spessore metrico (1 - 1,5 m) con matrice prevalentemente limosa. I depositi in oggetto sono interpretabili come sedimenti di piana alluvionale generalmente grossolani: nel caso dell'Adige comprendono tipi litologici eterogenei con buona classazione e clasti arrotondati, nel caso del Sarca presentano una classazione inferiore e una certa uniformità litologica, con elementi prevalentemente carbonatici e clasti da subangolari a subarrotondati, derivanti in massima parte dalla rielaborazione degli accumuli di frana che

rivestono completamente il tratto di valle compreso tra Drò e Calavino-Pietramurata.

Gli affioramenti più significativi sono localizzati in prossimità degli alvei e occasionalmente in corrispondenza di scavi di fondazione o su tratti spondali in erosione. Sul fondovalle del F. Sarca, nel tratto compreso tra Dro e l'attuale foce del fiume occupano una ristretta fascia ai lati del talweg attuale. In sinistra idrografica i depositi alluvionali appaiono delimitati da un orlo di terrazzo dell'altezza di 7 - 10 m tra Maso Giare, Ca Neve e Prato Saiano; in destra sono a contatto con le falde detritiche e gli accumuli di frana recenti situati alla base delle pareti comprese tra il Castello di Arco e Malapreda.

Nell'ambito di questo subsintema si distinguono anche facies a ciottoli e blocchi scarsamente classati da subangolosi a subarrotondati in corpi lentiformi massivi a supporto clastico o a supporto di matrice con rare intercalazioni di sottili lenti costituite da ghiaie con sabbia. A luoghi mostrano allineamenti discontinui dei clasti di maggiori dimensioni. Il limite inferiore non è mai visibile mentre il limite superiore coincide con l'attuale piano campagna. Sono interpretabili come depositi di conoide alluvionale o di origine mista. Quest'ultima genesi si evidenzia anche per la pendenza della superficie topografica che li caratterizza. Si osservano allo sbocco di valli tributarie sui fondovalle principali. Particolarmente estesi appaiono i conoidi dell'area circostante Limone sul Garda e Capo Reamol, alimentati dalle valli di S. Giovanni, dei Sospiri e del Pur. A questa stessa facies appartengono i depositi che si rinvergono allo sbocco del torrente di Gresta: ad essi è dovuto lo sbarramento vallivo e la conseguente formazione del lago di Loppio¹.

2.6.3. - *Depositi di versante*

Ghiaie, ciottoli e blocchi a tessitura aperta o parzialmente aperta, più raramente a supporto clastico con ciottoli angolosi e blocchi di ogni dimensione; localmente i clasti assumono un'orientazione conforme al pendio. La superficie di appoggio può essere costituita dal substrato roccioso, da sedimenti alluvionali dello stesso Subsintema o del Sintema di Postglaciale. Il limite superiore coincide sempre con la superficie topografica. Si tratta di depositi (detriti di falda) o di accumuli alla base del versante (detriti di frana). Falde e coni sono in alimentazione alla base di numerose pareti soprattutto sul fianco destro della valle del Sarca. Esempi di questo tipo caratterizzano il versante orientale di M. Brento e di Coste dell'Anglone, e le pareti occidentali del lago di Garda. Lungo la valle dell'Adige estese falde detritiche non sono del tutto stabilizzate: particolarmente sviluppate appaiono quelle sul versante Est di M. Stivo.

2.6.4. - *Depositi carbonatici*

Concrezioni carbonatiche (travertino) si stanno tuttora formando nell'alta Val dei Gazzi (poco a S di M. Stivo). Le acque ricche in carbonati scaturiscono da emergenze diffuse intorno ai 1.100 - 1.150 m di quota. L'area di alimentazione delle sorgenti (tra Torchio, La Becchetta e Saliver) è costituita da breccie calcaree preglaciali (Conglomerato de Il Torchio - La Becchetta) interessate da un carsismo particolarmente sviluppato. Anche le briglie eseguite poco più di 15 anni fa lungo il Rio Salone sono ricche di concrezioni che si protendono verso valle sino a 50-70 cm dall'originario punto di stramazzo.

2.6.5. - *Depositi palustri*

Si tratta di depositi torbosi, di spessore plurimetrico, in appoggio su depositi lacustri (Fiavè) o glaciali di cicli precedenti. A tetto sono limitati dalla superficie topografica. Questi depositi palustri sono presenti nella conca del Bleggio tra Cornelle e Fiavè. Nel foglio Riva del Garda rappresentano un lembo di una più ampia depressione colonizzata da un cariceto ricco di sfagni che hanno accumulato parecchi decimetri di depositi torbosi, sfruttati dall'uomo in periodi di guerra e ristrettezze economiche. Questa conca costituisce il residuo del lago di Carera, sede di un villaggio palafitticolo dell'età del Bronzo (si veda BELLINTANI in PICOTTI, 2003), a sua volta residuo dell'antico lago del Bleggio.

IV - VULCANISMO PALEOGENICO

L'attività vulcanica delle aree del Foglio Riva va inquadrata nel contesto del vulcanismo paleogenico del Veneto (SCHIAVINATO, 1950; PICCOLI, 1966; DE VECCHI *et alii*, 1976) svoltosi in rapporto ad una locale risalita di mantello astenosferico e in condizioni crostali distensive (ZAMPIERI, 1995). Gli studi di riferimento relativi alle vulcaniti di questa zona si basano sulle ricerche di CASTELLARIN & PICCOLI (1966) e di CASTELLARIN (1966b) alle quali si rimanda. Nelle zone del Foglio Riva le rocce vulcaniche, tutte basaltiche (basalti alcalini) si sono formate essenzialmente in condizioni marine di bassa e bassissima profondità. I prodotti principali descritti nella stratigrafia, come il Basalto della Val Lagarina, sono qui di seguito sinteticamente indicati. **a)** Ialoclastiti. Derivano dall'esplosione sottomarina delle lave basaltiche. Sono costituite da arenarie grossolane e brecciole formate da granuli di basalto vetroso e lapilli (cm-dm) fortemente bollosi. Il cemento è di carbonati spatici (fig. 6a). Le ialoclastiti sono generalmente ben organizzate in banchi e strati talora cerniti e gradati. Contengono talvolta inclusi basaltici maggiori e talvolta frammenti di "cuscini" lavici. **b)** Breccie di esplosione disorganizzate, a struttura caotica, formate da prodotti vulcanici in eruzione (sabbie, lapilli e scorie) e di proietti carbonatici derivati dalla frammentazione esplosiva delle rocce attraversate dai condotti (figg. 7 a,b). Le breccie di esplosione formano il riempimento dei camini eruttivi, ma sono presenti con caratteri simili anche all'esterno, sui bordi delle bocche eruttive (figg. 9, 14, 17). **c)** Tufi ben organizzati in strati e lamine granulometricamente cerniti. Sono formati da sabbie vulcaniche per lo più grossolane talora

con una componente di sedimenti carbonatici penecontemporanei. Questi accumuli costituiscono in gran parte i prodotti del rimaneggiamento erosivo, in ambiente ad elevata energia, dei coni e rilievi piroclastici sottomarini. Sono presenti anche nella parte più alta delle depressioni crateriche e più raramente anche all'interno dei condotti, talora fino a notevole profondità (diatrema di Manzano 1°) (figg. 13, 14). **d**) Prodotti lavici di colata, talora a blocchi e a struttura scoriacea.

Piuttosto rare sono le lave a “cuscini” e le breccie di “cuscini” lavici: i prodotti lavici sono fortemente bollosi con riempimenti di carbonati spatici e raramente di zeoliti. Presentano talora fessurazione sferoidale e desquamazione concentrica. Lave compatte omogenee vetrose o microcristalline, a fessurazione prismatica, talora colonnare sono generalmente prodotti filoniani (dicchi e filoni strato).

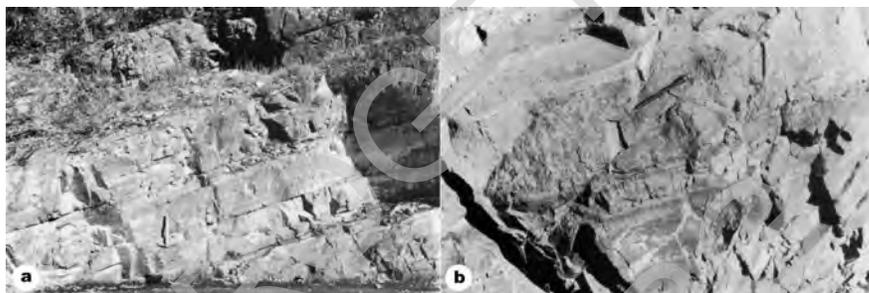


Fig. 13 **a, b** - Tufi stratificati intradiatremici nel condotto dell'apparato di Manzano 1° (Eocene medio). Da notare l'organizzazione interna in strati e lamine talora esilissime (**b**) dei tufi risedimentati all'interno del condotto svuotato di Manzano 1°. Affioramento in vicinanza di Manzano presso il capitello sulla strada per Nomesino (piazzola del capolinea dell'autobus).

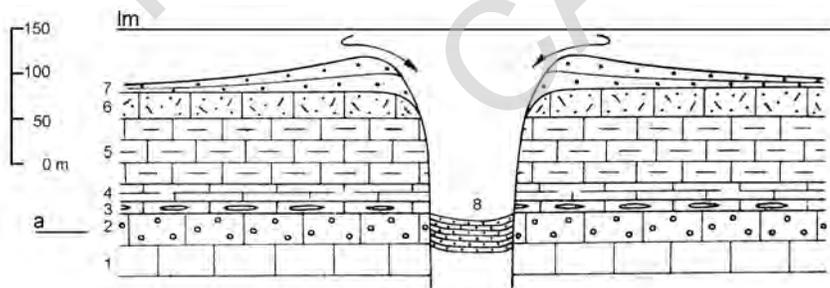


Fig. 14 - Ricostruzione schematica dell'apparato esplosivo di Manzano 1° (Eocene medio). Si noti l'entità dello svuotamento post-esplosivo, accertato fino a circa 150 m di profondità e il rimaneggiamento marino dei prodotti piroclastici superficiali. Spiegazioni dei numeri e lettere: **a** - livello degli affioramenti; 1 - formazione di Rotzo a Lithiotis, Lias medio; 2 - calcari oolitici (calcare oolitico di Massone e calcare oolitico di S. Vigilio), Lias medio-sup; 3 - Rosso Ammonitico Veronese, Dogger-Malm; 4 - Maiolica (“biancone”), Cretaceo inf; 5 - Scaglia Rossa, Cretaceo sup.; 6 - calcare di Torbole, Eocene medio ed associati hard grounds paleocenoico-eocenici; 7 e 8 - prodotti piroclastici extradiatremici (7) ed intradiatremici (8).

Nelle zone del Foglio Riva sono stati riconosciuti camini esplosivi in continuità parziale con i prodotti vulcanici esterni (apparato di M. Biaena, Pannone-Ciresole, Val Cavazzini e Crosano). In tutti questi casi le bocche eruttive presentano dimensioni notevoli (da 1 km a quasi 2 km) e condotti che si restringono sensibilmente in profondità. Gli edifici esterni sono di dimensioni molto piccole se rapportate a quelle dei condotti di adduzione e delle bocche eruttive, con rilievi di risalto alquanto modesto che raggiungono elevazioni massime nell'apparato di S. Rocco-Ciresole (versante S del M. Brugnolo) dove i prodotti vulcanici esterni, sul bordo della bocca eruttiva, raggiungono spessori fino a circa 100 m (fig. 15). Le condizioni marine di bassa profondità hanno avuto un ruolo primario nel determinare queste morfologie, ma va anche considerato il basso potenziale del vulcanismo paleogenico di queste aree, come documentano i modesti volumi di magma in eruzione e la breve durata dell'attività eruttiva delle manifestazioni individuali, quasi sempre a carattere monogenico.

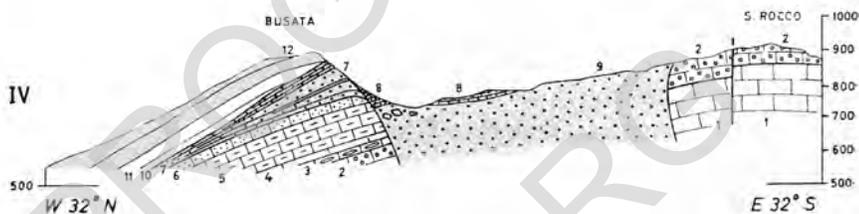


Fig. 15 - Sezione geologica che illustra l'assetto attuale dell'edificio vulcanico esplosivo di S. Rocco-Ciresole (M. Brugnolo) (Eocene medio). Spiegazione dei numeri: 1 - formazione di Rotzo, Lias; 2 - calcari oolitici (calcare oolitico di Massone e calcare oolitico di San Vigilio: "giallo di Mori"), Lias-Dogger; 3 - Rosso Ammonitico Veronese, Dogger-Malm; 4 - Maiolica ("Biancone") Cretaceo inf.; 5 - Scaglia Rossa, Cretaceo sup.; 6 - calcare di Torbole, Eocene medio; 7, 8 e 9 - Vulcaniti intrad extra-diatremiche (9, Breccie di esplosione) 10, 11 e 12 calcare di Nago, Eocene medio finale-Eocene superiore.

Le perforazioni esplosive, sempre associabili a condizioni subacquee, devono essere state di rilevante intensità, come documentano il grado estremo di frammentazione e commistione dei materiali piroclastici contenuti nelle breccie di esplosione e i forti svuotamenti dei condotti vulcanici talora fino a notevole profondità. Per il diatrema di Manzano 1° (alla fermata della Corriera lungo la strada per Nomesino) si dimostra infatti uno svuotamento post-esplosivo di almeno 130 m, come dimostrano i materiali piroclastici risedimentati in straterelli e lamine entro il condotto fino alla profondità sopra indicata (figg. 13, 14). In rari casi (diatrema di Manzano 2°, sulla strada, 50 m circa a E del precedente, e apparato di Valle S. Felice) sono stati osservati evidenti segni di movimenti "convettivi", prodottisi all'interno del diatrema durante l'attività esplosiva, con il

distacco e la discesa dei lembi sedimentari dai margini del condotto stesso e la contemporanea loro frantumazione e commistione con i prodotti piroclastici ascendenti nel diatrema.

In concomitanza con le esplosioni i materiali sedimentari totalmente o parzialmente ancora incoerenti, fino a fluidi, potevano mobilizzarsi all'interno del condotto e mescolarsi intimamente con quelli piroclastici. È il caso della Scaglia Rossa che costituisce talora la matrice dei tufi e che si trova anche in brandelli o proietti in cui sono compenetrati lapilli basaltici e frammenti piroclastici vari (diatrema di Nomesino, apparato di S. Rocco - Ciresole). Le sabbie carbonatiche incoerenti sono state spesso coinvolte nelle esplosioni e mescolate ai prodotti piroclastici.

Sono stati infatti riconosciuti riempimenti intra-diatremici costituiti da breccie di esplosione a matrici di sabbie nummulitiche, penecontemporanee alle esplosioni (presenti fino a oltre 170 m di profondità entro il diatrema di Veano (versante E del M. Biaena). Le breccie di esplosione intradiatremiche dovevano trovarsi a temperature elevate all'atto dell'accumulo con valori intorno a 800° C che sono indicati dai processi di decarbonatazione provocata dall'azione termica di contatto sui proietti carbonatici (figg. 7 a, b; 16 a, b).

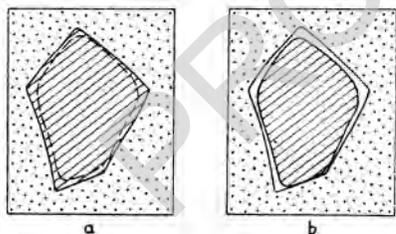


Fig. 16 a,b - Interpretazione del modellamento (arrotondamento) degli inclusi calcarei entro alle breccie di esplosione (v. anche fig 7 a, b) attribuito alle azioni termiche di contatto (a) e alla successiva asportazione dei prodotti dell'alterazione termica (CaO) ad opera delle acque circolanti (b). Spazi vuoti sono talora presenti ai bordi degli inclusi (v. fig. 7 a, b).

Le manifestazioni vulcaniche più intense si sono svolte in due principali eventi: quello dell'Eocene inferiore con l'accumulo della potente successione di ialoclastiti di Lenzina (con intercalazioni di biomicriti a *Morozovella aragonensis*) e quello, di massima estensione ed intensità, che ha lasciato notevoli testimonianze in tutta l'area ad E del Sarca e che è stato riferito alla fine dell'Eocene medio. Questa attribuzione è indicata dalle faune a Nummuliti presenti alla base di queste vulcaniti (*N. brongniarti*, *N. puschi*) e al loro tetto di giacitura (*N. praefabianii*). Verso E, in zone adiacenti a quelle del Foglio Riva si hanno altri episodi vulcanici di età intermedia. Dopo le ultime manifestazioni eruttive dell'Eocene medio finale, la maggior parte della zona del settore orientale del foglio ha subito una temporanea emersione. I segni di queste vicende sono particolarmente significativi all'apice delle successioni vulcaniche delle aree di Bordala, M. Biaena, Nago e del M. Baldo (Passo di S. Valentino, S. Giacomo). Gli eventi vulcanici della zona sono direttamente collegati ad una attività tettonica

distensiva eocenica che ha controllato la distribuzione delle facies e degli spessori delle successioni di questa età in tutta la zona del bordo orientale del Foglio (settore ad E del Sarca). Le faglie NNE-SSO e i loro trasferimenti NO-SE della zona più orientale del Foglio (Roveretano) (faglie di M. Biaena-Castellano e di Sano-Castione) sono suturate dalle vulcaniti dei centri eruttivi maggiori di questo settore (M. Biaena e Castione) all'interno dei quali queste strutture non proseguono (figg. 9, 17).

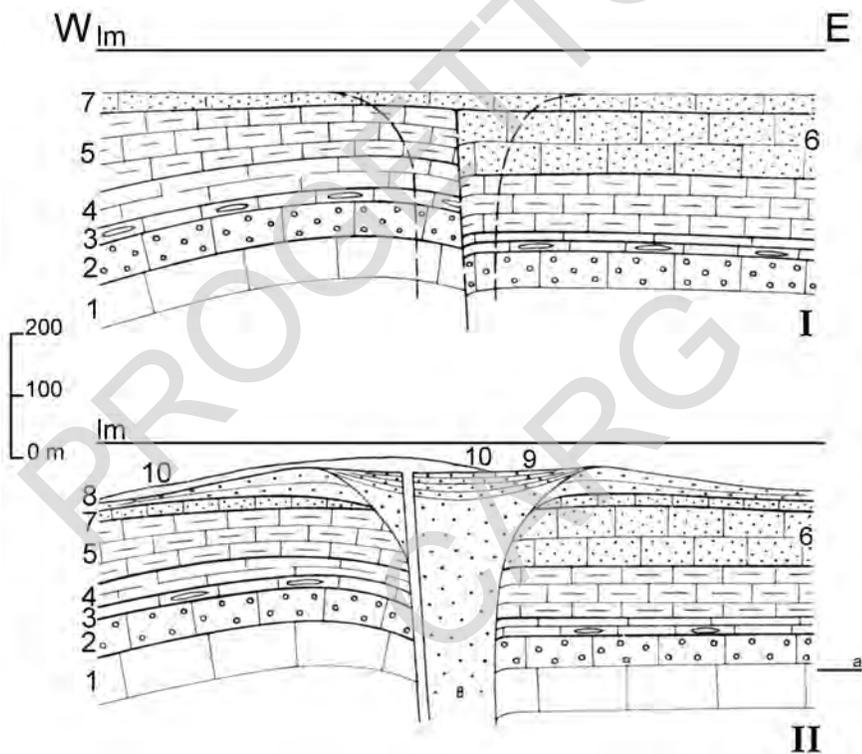


Fig. 17- Ricostruzione schematica dell'apparato esplosivo di M. Biaena (Eocene medio) e dei suoi rapporti con la tettonica locale eocenica. I° Situazione stratigrafica eocenica pre-eruttiva controllata dalla faglia M. Biaena-Castellano. II° Situazione post-eruttiva con l'impostazione del centro effusivo del Biaena sulla faglia eocenica. Spiegazioni dei numeri e lettere: a - livello basale degli affioramenti e della successione stratigrafica: 1 - formazione di Rotzo a Lithiotis, Lias medio; 2 - calcari oolitici (calcare oolitico di Massone e calcare oolitico di S. Vigilio), Lias medio-sup; 3 - Rosso Ammonitico Veronese, Dogger-Malm; 4 - Maiolica ("biancone"), Cretaceo inf.; 5 - Scaglia Rossa, Cretaceo sup.; 6 - calcare di Torbole, Eocene medio ed associati hard grounds paleocenico-eocenici; 7 e 8 - prodotti piroclastici extra- (7) ed intra-diatremici (8); 9 - risedimenti di tufti intra-crateriche; 10 - basalti.

Le manifestazioni vulcaniche di questa zona presentano un prevalente carattere esplosivo a causa delle condizioni subacquee nelle quali si sono sviluppate. Esse, in massima parte, costituiscono dunque delle eruzioni idromagmatiche. Infatti si passa dalle esplosioni di ialoclastiti, probabilmente da spaccature e reti di spaccature, a crateri di esplosione e minuscoli stratovulcani in parte impostati su incroci di faglie ove, all'attività esplosiva iniziale seguono, dopo una effimera emersione degli edifici, colate basaltiche in buona parte subaeree conseguenti alla caduta dell'esplosività che può essere messa in relazione anche a questo cambiamento ambientale. In queste manifestazioni piroclastiche i livelli esplosivi devono essere stati piuttosto superficiali in quanto le esplosioni freatiche sono inibite per valori della pressione superiori a circa 20 MPa (pressione critica dell'acqua), corrispondenti ad acquiferi confinati di circa 700 - 800 m di profondità, entro la successione, al di sotto dell'antico basso fondale. Ciò è in buon accordo con le composizioni delle breccie di esplosione di questa zona che non contengono infatti inclusi carbonatici più antichi del Lias (fig. 9). Inoltre, per acquiferi non confinati, le profondità di esplosione, intorno a 2 km, avrebbero dovuto coinvolgere la maggior parte della successione triassica che, al contrario, non è mai rappresentata tra gli inclusi delle breccie di esplosione di queste aree.

V - TETTONICA

1. - EVOLUZIONE MESOZOICA E DEL CENOZOICO INFERIORE (SINTESI PALEOTETTONICA)

1.1. - LA TETTONICA MESOZOICA

Le successioni mesozoiche giurassiche e cretache sono state controllate dagli eventi dinamici che hanno portato alla formazione del margine continentale S della Tetide Alpina e alla sua evoluzione successiva (BERNOULLI *et alii*, 1979; BERTOTTI *et alii*, 1993). Per quanto riguarda gli eventi del *rifting* continentale Norico-Liassico sono ben registrati dall'evoluzione sedimentaria delle successioni liassiche soprattutto del settore O del Foglio che sono state controllate da un sistema di faglie dirette NNE-SSO (N-S) e loro svincoli trasversali NO-SE (E-O), ancora riconoscibili malgrado le riattivazioni tettoniche talora intense di queste strutture durante l'inversione strutturale neogenica (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1993; PICOTTI *et alii*, 1995).

Rifting Norico-Lias

Per quanto riguarda il Giurassico la contrapposizione tra le facies venete e quelle lombarde è particolarmente stridente a Nord di Riva del Garda, nelle zone

di Tenno, Ville del Monte e Ballino dove le due successioni risultano praticamente a contatto tra loro lungo la "Linea di Ballino". Per queste aree, le interpretazioni che sono state date in passato alla contrapposizione delle facies lungo questa linea hanno seguito differenti orientamenti. Nelle prime interpretazioni si riteneva che settori crostali, a stratigrafia mesozoica differenziata, appartenessero a bacini differenti, o a porzioni lontane di uno stesso bacino e fossero state portate a contatto ad opera di ampie traslazioni orizzontali lungo faglie trascorrenti di età alpina (SCHWINNER, 1918; TREVISAN, 1939). Altri autori, successivamente, hanno proposto soluzioni basate su rapidi passaggi laterali di facies (AUBOUIN, 1963; CHARVET, 1966; BONNEAU, 1970). Poco più tardi, utilizzando le osservazioni di BITTNER (1881) e di altri autori (CADROBBI, 1944; VECCHIA, 1957), sulla base di nuove analisi stratigrafiche e paleotettoniche, CASTELLARIN (1972) ha documentato che la Linea di Ballino (fig. 1, BG di fig. 18) intensamente riattivata in transpressione sinistra durante l'inversione neogenica, corrisponde ad una pronunciata scarpata di faglia sinsedimentaria giurassica, secondo modelli paleotettonici simili a quelli riconosciuti nel Ticino e Lombardia (BERNOULLI, 1964; WIEDENMAYER, 1963). La sua attività veniva inoltre documentata anche nel Cretacico con eventi particolarmente intensi nel Cretaceo inferiore (Breccia di Ballino). Nelle zone del Foglio Riva, a Nord di Riva del Garda, sono dunque ancora ben conservate le successioni delle due differenti facies e sono spesso ancora leggibili i rapporti stratigrafici e geometrici primari che hanno regolato la loro contrapposizione. Il *rifting* liassico si è propagato entro il margine della piattaforma lungo faglie parallele alla linea del Ballino. Ma anche le successioni della piattaforma liassica risultano influenzate dalla tettonica del *rifting* come documentano le forti variazioni di spessore delle varie unità dei Calcari Grigi lungo gli allineamenti tettonici NNE-SSO e anche trasversali NO-SE e la presenza di zone di tipo bacinale intra-piattaforma (Membro di Tovel della F.ne di Rotzo).

Le successioni noriche e retiche, spesso a carattere bacinale come il Calcare di Zorzino e il Calcare di Zu, sono assenti ad E del lago di Garda e della Valle del Sarca. Esse sono eteropiche della Dolomia Principale e sono tipiche unità del Bacino lombardo. È stato riconosciuto che queste successioni (affioranti in Val di Ledro, Val di Bondo, Tremalzo e Valle S. Michele, T, SM di fig. 18) sono state controllate da faglie sinsedimentarie all'incirca parallele ad O della scarpata Ballino-Garda documentando in tal modo che la sedimentazione bacinale carbonatica e carbonatico-silicea è stata controllata dal tettonismo estensionale del *rifting* a partire dal Triassico superiore (Norico) (PICOTTI & PINI, 1988; CLAPS *et alii*, 1995). Per maggiori particolari sulle faglie norico-retiche del Rivano e della Val di Ledro si veda più avanti (par. "Faglie mesozoiche").

Drifting (o spreading magmatico) Giurassico sup. e Cretaceo inf.

Nelle zone orientali del Foglio, le successioni venete sovrastanti i Calcari Grigi, soprattutto quelle del Rosso Ammonitico e della Maiolica (Giurassico sup. e Cretaceo inf.) risultano fortemente condensate e talora lacunose. Esse segnano una intensa attenuazione della subsidenza con forte riduzione della sedimentazione, accompagnate da un progressivo approfondimento delle batimetrie: questi caratteri risultano in buon accordo con l'affondamento termico del margine continentale (*drifting* continentale) in concomitanza con l'espansione della Tetide (*spreading* magmatico) (BERNOULLI *et alii*, 1969; WINTERER & BOSELLINI, 1981). Nelle zone bacinali l'approfondimento delle batimetrie durante gli eventi del *drifting* è marcato dalla comparsa delle Radiolariti e dalle nannomicriti sovrastanti alla Maiolica, di solito fortemente selciferi.

Convergenza pre- e sin-collisionale.

Con il Cretaceo superiore il regime dinamico delle placche si modifica. Si ha così l'inizio della convergenza dei margini continentali e la nascita della catena precollisionale (eo-Alpina, Cretaceo sup.) e collisionale (meso-Alpina, Eocene inferiore-medio) (TRÜMPY, 1973). Le aree del Foglio Riva non presentano documentazioni riconoscibili di un diretto coinvolgimento ad opera di questi eventi (Fasi di Gosau Auct.) che possono però essere indicati dalle locali successioni in facies di flysch ("*Flysch* insubrico") della Val Croina (a N di Tiarno) e di Cornelle (Zona a NO di Ballino) con depositi di torbiditi silicoclastiche e di arenarie ibride del Cretaceo superiore - Eocene inferiore, eteropici alle successioni in facies di Scaglia Rossa e delle emipelagiti cenozoiche, del tutto prevalenti nelle aree di questo Foglio. Rispetto alla catena eo-meso-Alpina, pre-Adamello, le zone di questo settore si dovevano trovare all'esterno e a una certa distanza, in un settore infossato, interposto tra le zone frontali di questa catena (ad O) e il margine di un blocco fortemente rialzato (ad E) (*Outer rise*). Un simile inquadramento è in buon accordo con le successioni del Cretaceo superiore - Eocene inferiore che, soprattutto per il settore ad E del Sarca, sono indicative di un ambiente di alto strutturale batipelagico in condizioni di condensazione stratigrafica talora estreme, tra la fine del Cretaceo sup. e l'Eocene inf., come documentato dallo studio dell'*hard ground* del passaggio Cretaceo-Terziario (figg. 5, 8, 9) (v. par. "Hard grounds del passaggio cretacico - cenozoico e vulcanismo eocenico").

Megabrecce, nicchie di distacco, filoni sedimentari.

Le successioni bacinali liassiche immediatamente adiacenti alla Linea di Ballino contengono corpi decametrici di breccie a blocchi provenienti dalle successioni di piattaforma. Questi corpi (megabrecce) sono rappresentati talora in più livelli del Lias e sono ben esposte a ridosso della Linea di Ballino, lungo la statale per Ponte Arche (da Ballino) sulle pareti ad O del Lago di Tenno. Le

megabrecce e i grandi *slumpings* entro la Formazione del Tofino e gli intensi denudamenti del bordo E della piattaforma dei Calcari Grigi, sono tipiche espressioni del controllo tettonico esercitato dalle faglie dirette sin-genetiche che, nelle zone del Foglio, sono state attive fino al Cretaceo inferiore (Breccia di Ballino). Il tettonismo estensivo giurassico e cretaceo delle aree del Foglio Riva è quasi sempre documentato anche da sistemi a reticolo di filoni sedimentari e da corpi filoniani individuali che penetrano all'interno della successione della Piattaforma dei Calcari Grigi, talora per alcune centinaia di metri. E' questo il caso del pronunciato sistema filoniano, con corpi decametrici, di Favrio e del M. Misone ben visibili dal fondo valle di V. Lomasone sulle pareti orientali di questo rilievo. Corpi filoniani minori (cm, dm) con penetrazioni decametriche di micriti liassiche del Rosso ammonitico inferiore e di Maiolica sono stati osservati nella successione dei Calcari Grigi e del "Giallo di Mori" dei rilievi a N di Loppio e Mori; filoni sedimentari, nicchie di distacco e accumuli di frana sono chiare testimonianze della mobilità tettonica e della sismicità mesozoica di queste zone (CASTELLARIN, 1966 a, 1972, 1982).

1.2. - LA TETTONICA EOCENICA

Durante l'Eocene inferiore e medio la zona è stata interessata da una intensa attività tettonica distensiva che ha controllato la ripartizione delle facies e degli spessori delle successioni di questa età. Le faglie eoceniche sinsedimentarie sono rappresentate dal sistema NNE-SSO (NE-SO) di faglie dirette a medio-alto angolo, immergenti verso E, ben riconoscibili nel settore Roveretano del Foglio (versante orientale della Val d'Adige). Tali strutture hanno originato una depressione bacinale subsidente ad E, ove si sono accumulati notevoli spessori di depositi bacinali (Calcere di Chiusole e Calcere di Malcesine). Verso O, nella zona rialzata adiacente posta sul lembo occidentale della faglia di M. Biaena-Castellano (BCS di fig. 18), già attiva nel Mesozoico, tra l'Eocene inferiore e l'Eocene medio si sono realizzate condizioni di sedimentazione di mare basso e intensi processi erosivi, provocati dal sollevamento. La Scaglia Rossa è stata così erosa fino ai suoi livelli del Turoniano-Coniaciano alimentando numerosi episodi di risedimentazione torbiditica nella zona bacinale adiacente (fig. 9). Buona parte del sistema NNE-SSO eocenico è stato riattivato in trascorrenza destra con locali transpressioni dalle compressioni successive. Fanno eccezione la faglia M. Biaena-Castellano e altre minori adiacenti che, nel tratto meridionale, risultano sigillate dalle vulcaniti dell'apparato esplosivo di M. Biaena all'interno delle quali queste strutture non proseguono (fig. 9). A queste faglie normali NNE-SSO si intrecciano svincoli trasversali NO-SE come quelli di Corniano e di Veano ("V"

di fig. 18, zona di Nagustello) che, in prevalenza, costituiscono le zone di trasferimento (*transfer faults*) al sistema distensivo principale. Va però ricordato che nelle zone circostanti (Loppio, Val di Gresta, Nago e del M. Baldo: S. Giacomo, Passo di S. Valentino) il passaggio Cretaceo-Terziario è segnato da un orizzonte polimetallico di *hard grounds* centimetrico fino a decimetrico (v. par. “Hard grounds del passaggio cretacico - cenozoico e vulcanismo eocenico”), all’interno del quale sono spesso riconoscibili esili lamine di micriti pelagiche più o meno trasformate, con associazioni planctoniche del Paleocene e dell’Eocene inferiore che documentano l’origine sottomarina di questi orizzonti formatisi in concomitanza di una riduzione estrema della sedimentazione di mare aperto (fig. 5). L’attività tettonica distensiva, che è stata particolarmente intensa solo nel settore orientale della zona, è stata accompagnata dal vulcanismo basaltico, assente nel settore occidentale del Foglio ove non sono presenti corpi di vulcaniti primarie.

2. - ASSOCIAZIONI STRUTTURALI NEOALPINE

Come già ricordato, nelle zone in esame, l’evoluzione strutturale degli eventi eo-alpini e meso-alpini non è registrata da associazioni strutturali compressive. La storia compressiva di questa zona inizia con l’inversione strutturale neo-alpina che ha prodotto un sistema polifasico con assetti di una certa complessità. In base alle documentazioni stratigrafiche, geologiche e alle analisi macro e meso strutturali è stato possibile distinguere tre principali sistemi strutturali, essi sono: il sistema degli orientamenti dinarici riferito al Chattiano-Burdigaliano; il sistema valsuganese attribuito al Serravalliano e Tortoniano e il sistema Schio-Vicenza riferito al Messiniano-Pliocene (CASTELLARIN *et alii*, 1998) (fig. 19).

2.1. - SETTORE OCCIDENTALE DEL FOGLIO (AD O DEL SOLCO DI BALLINO)

Nella zona posta a Ovest del Solco di Ballino si riconoscono stili deformativi alquanto diversificati rispetto a quelli del settore orientale del Foglio. Queste condizioni sono imputabili al notevole cambiamento della stratigrafia con spessori alquanto maggiori delle successioni mesozoiche e il loro prevalente carattere bacinale. Queste successioni contengono infatti intervalli calcareo-silicei fittamente stratificati incompetenti anche a causa della natura pelitica di alcune unità (ad es. le successioni del Retico inf.). Inoltre, in questo settore le deformazioni tettoniche risultano spesso più complesse ed intense di quelle delle zone orientali del Foglio. Ciò può dipendere anche dagli elementi strutturali antecedenti, ereditati soprattutto dal *rifting* norico-liassico che in questo settore presenta le maggiori complicazioni.

2.1.1. - Zone del comparto settentrionale (Linea Vies-Trat e Giudicarie S)

L'area analizzata comprende il settore deformato della Linea delle Giudicarie Sud e le deformazioni da raccorciamento crostale associate (PICOTTI *et alii*, 1995). La Linea delle Giudicarie Sud, come già riconosciuto in precedenza (CASTELLARIN & SARTORI, 1982), nel tratto Bondo-Roncone viene a trovarsi fortemente attenuata, come fascio di taglio discreto là dove era stata sempre posizionata. La deformazione transpressiva sinistra viene assorbita dalle strutture presenti più ad E. Si tratta di una linea (L. di Cima Carnera, CC, di fig. 18) che corre lungo il fianco occidentale della sinclinale del Cadria (CD di fig. 18) e si congiunge con la Linea delle Giudicarie Sud nel Foglio a N (Tione di Trento). L'altra struttura transpressiva sinistra a carattere regionale è il sistema Ballino-Garda (BG di fig. 18) che costituisce la rampa laterale dei principali sovrascorrimenti del Doss de La Torta e del Tofino (DLT, e ST di fig. 18.). Procedendo verso S, le strutture più importanti sono illustrate nella sezione geologica BB'. La struttura delle Giudicarie forma una marcata piega di rampa con lembo frontale verticalizzato. Questo motivo è una caratteristica dominante del lineamento presente anche a N, nel Foglio Tione di Trento. Il margine nordoccidentale della sezione mostra il passaggio dalla fascia verticalizzata alla sinclinale del Cadria (CD). Quest'ultima, dominata da *flexural slip* obliquo, è interrotta dalla Linea di Cima Carnera (CC di fig. 18) produce lo scorrimento e l'elisione di parte della sinclinale. A quest'ultima si associa il sovrascorrimento del Laroda (RD di fig. 18), sviluppato sul lembo orientale della piega. A S del sovrascorrimento del Doss de La Torta, scollato sugli orizzonti meno competenti del Calcare di Zu, si incontra la linea Vies-Trat (VT di fig. 18), una importante faglia normale norico-liassica riattivata come trascorrente destra (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990). Con un esame in pianta si può stimare lo scivolamento orizzontale di tale struttura in oltre 2 km. Retrodeformando la trascorrenza destra lungo tale struttura (VT) si nota infatti che i due tronconi dei sovrascorrimenti del Doss de La Torta (DLT) e del Tofino (TF) si raccordano con i loro corrispondenti del lembo S della linea Vies Trat (alta Val Croina). A SE del Sistema Val d'Ampola (VA), sono presenti faglie inverse e trascorrenti destre del Sistema del Cocca (COC di fig. 18), anch'esse impostate su lineamenti retico-liassici, per poi entrare nelle aree sud-occidentali di questo settore del Foglio. La sezione geologica CC' descrive le stesse strutture nel settore nordoccidentale (Sezione Roncone), ma attraversa quasi tutta la struttura plicativa delle Giudicarie Sud, di cui si vede il lembo occidentale della piega, con strati mediotriassici rovesci ed interessati da un sistema di faglie destre orientato circa ENE (Sistema di Roncone, RON di fig. 18), la zona verticale in Dolomia Principale, e la Linea di Cima Carnera (CC). Come

illustrato nelle sezioni sia al sovrascorrimento del Doss de La Torta-Cadria (DLT) che al Sovrascorrimento del Tofino (ST) sono associate zone complesse rispettivamente la Zona a triangolo della Bocchetta Slavazi (SVZ di fig. 18) e quella di Rocca Magnone (RMG di fig. 18). Quest'ultima zona è sviluppata in unità liassico-cretacee ben stratificate con frequenti interstrati marnosi, che permettono lo sviluppo di ampie fasce di deformazione plicativa a raggio corto. Infine il Sistema Ballino-Garda (BG), cui le precedenti strutture si raccordano, al passaggio con la piana di Arco, costituisce in questo settore l'inversione parziale del sistema di faglie della Paleolinea Ballino-Garda, giustapponendo facies liassiche notevolmente diverse. Il sovrascorrimento del Doss del La Torta, presso il monte omonimo, presenta il piano principale ad alto angolo e giustappone la dolomia retica su di una serie di *duplex* sradicati secondo un contatto "giovane" (Maiolica)-su-"vecchio" (Fm. del Tofino, membro di Bocchetta Slavazi) (sezione DD'). Questa relazione geometrica si spiega con l'evoluzione tardiva del taglio a basso angolo che ha deformato la struttura già piegata. A SE della zona deformata del Doss de La Torta, è visibile la rampa laterale del sovrascorrimento del Tofino ed ancora il sistema Ballino-Garda, questa volta caratterizzato da un piano ad immersione orientale, con sollevamento del lembo orientale.

Da notare infine che le faglie destre ad orientazione ENE, sembrano riattivate tardivamente, poiché tagliano sistematicamente le strutture transpressive ad orientazione meridiana. Questa riattivazione è coerente con l'ultima fase compressiva con senso di trasporto in direzioni circa ONO-ESE, ampiamente riconosciuta anche a scala mesostrutturale. Le analisi condotte lungo il piano principale del sovrascorrimento mettono in evidenza un primo vettore di movimento verso NNE, seguito da un secondo verso NNO, successivamente sovrapposto da scivolamenti verso ONO.

2.1.2. - *Zone del comparto meridionale tra il Garda del Rivano e la Val d'Ampola*

Questo ampio settore è limitato verso Est dall'importante fascio di strutture della Linea Ballino-Garda, che, presso Limone del Garda, si ricollega con il sovrascorrimento di Tremosine e Tignale (TT di fig. 18), presente con un piccolo lembo nel settore di Riva Nanzel (Limone) (si veda la sezione geologica AA'). Come già messo in evidenza in un lavoro di ricostruzione cinematica regionale (PICOTTI *et alii*, 1995), la linea Ballino-Garda può essere interpretata come rampa laterale del suddetto sovrascorrimento (TT). Lungo questa linea si realizzano quindi importanti movimenti transpressivi sinistri.

2.1.2.1. - Faglie mesozoiche

I dati dell'analisi stratigrafica (spessori, facies, correlazione fisica) hanno permesso di individuare faglie attive durante il *rifting* norico-liassico. In grande maggioranza queste sono state parzialmente invertite durante le compressioni alpine, e per questo sono state cartografate secondo la loro cinematica alpina e siglate nello schema strutturale qui allegato. Di norma queste faglie, ad andamento N-S e NE-SO, sono state invertite in trascorrenza sinistra, mentre quelle ad andamento NO-SE ed E-O in destra. La faglia di Fiore di Bella (tra Val di Dromae e Val d'Oro, v. sez. BB') è l'unica faglia distensiva, attiva tra il Retico e l'Hettangiano, che non sia stata invertita neppure parzialmente. La sutura avviene ad opera della successione dal terzo ciclo della Formazione di Val d'Oro (CASOLARI & PICOTTI, 1997). La faglia di Pieve di Ledro (PL) (bordo O del Lago) costituisce una struttura N-S immergente ad Ovest la cui stratigrafia affiorante permette di attribuire una età norico-retica alla faglia (TROMBETTA & CLAPS, 1995) analogamente alla faglia NO-SE di Casét (C di fig. 18). Entrambe queste strutture sono limitate verso Sud da un sistema di faglie destre orientate circa E-O (Sistema del Dosso del Vento), la cui struttura principale è la linea del Dosso del Vento (DV). Quest'ultima verso Est si raccorda alle faglie di Val d'Oro e di Valera (VO e VA di fig. 18) (v. anche sez. geol. BB'), che costituivano durante il Lias inferiore il margine della piattaforma della Corna (CASOLARI & PICOTTI, 1997). L'attività di questa linea (DV) durante il *rifting* è quindi più che plausibile, venendosi a porre come *transfer fault* fra le faglie distensive maestre del sistema NNE Ballinogarda descritte sopra, secondo la cinematica descritta da CASTELLARIN & PICOTTI (1990). A sud della faglia del Dosso del Vento, la faglia di Tremalzo (T di fig. 18) costituisce la *master fault* al limite orientale del bacino di Tremalzo, parzialmente invertito in strutture sinclinalica. Il piano di faglia affiora estesamente 500 m ad ovest del Corno della Marogna lungo la strada per Tremalzo. Un sistema di faglie E-O (Sistemi di Passo di Nota, NT e della Val dei Sospiri, VS, fig 18) possibili faglie di trasferimento mesozoiche, separa il bacino di Tremalzo dal sottostante bacino di S. Michele, piccolo bacino intra- piattaforma norico, limitato verso E dalla faglia omonima (SM), già descritto in letteratura (PICOTTI & PINI, 1989; CLAPS *et alii*, 1995). Infine, nel vallone a monte di Pregasina (Palaer) sono presenti forti variazioni di spessore e facies nel Calcare di Zu che permettono di ipotizzare la presenza di una faglia NE-SO (faglia di Palaer, PA) cui si associano piccole faglie NO-SE a rigetto decametrico.

2.1.2.2. - Strutture neoalpine

La struttura più importante in queste zone è il sistema strutturale costituito dalla faglia Ballino-Garda (BG di fig. 18), con la sua prosecuzione nel sovrascorrimento Tremosine e Tignale (TT), e dalle strutture ad essa associate, come la faglia di Punta dei Larici (PLA di fig. 18) con l'anticlinale ed il sovrascorrimento della Rocchetta (RC). Si tratta di un fascio transpressivo originatosi come una anticlinale di rampa con movimenti obliqui evolutasi a formare la faglia inversa della Punta dei Larici (PLA) (vedi sezione BB'). Quest'ultima varia di stile strutturale attraverso la faglia di Val di Gola (VG, fig.18), una faglia trasversale originatasi probabilmente a spese di qualche struttura tardo-triassica, poiché controlla la stratigrafia retica (presenza delle Breccie di Riva e del Calcare di Zu, ad E). La linea di Punta dei Larici è un vero e proprio sovrascorrimento con immersione verso NNW (piano misurato presso la riva del Lago di Garda), scollato sul Calcare di Zu, ove si realizza il raddoppio della Corna, (sez. BB'). Il piano di faglia della Linea Ballino - Garda affiora presso S.Giacomo di Riva. In questo punto la direzione del piano è N 50°E, dunque molto obliquo rispetto al senso regionale di scorrimento (circa S-N). Qui è esposto il contatto tra la Corna, a tetto che appare in giacitura rovescia, ed un sistema di cataclasi foliate a letto, con tipiche strutture s-c, formatesi a spese di formazioni cretaceo-paleogeniche (Maiolica, Scaglia Rossa, Formazione di Ponte Pià) (ASTOLFI *et alii*, 1993). La struttura (anticlinale e sovrascorrimento) della Rocchetta (RC, fig.18) è limitata verso O da una importante faglia trasversale, la linea di Val Sperone. Da ricordare infine, i sistemi di faglie E-O fino a ENE-OSO già in parte discussi in precedenza. Si tratta di sistemi di faglie ad alto angolo trascorrenti destre, che sono nel loro insieme da ricollegarsi cinematicamente alle ultime fasi di movimento. Di questi sistemi, quello della Val d' Ampola (VM) è costituito da faglie transpressive destre, secondo piani immergenti 50°-60° verso NNO.

2.1.2.3. - Faglie di estensione

Le ultime fasi tettoniche nel settore in esame sono costituite da eventi distensivi, che hanno originato un sistema di faglie distensive nei versanti ad Ovest di Riva (sistema di Riva, RI, fig. 18). Si tratta di faglie a rigetto decametrico con notevole risalto morfologico, la cui età di attivazione è pliocenica secondo

PICOTTI *et alii* (1997). La loro attività post-compressiva è documentata dalle chiare relazioni di taglio visibili anche alla scala della carta. Queste faglie, che deformano sistematicamente la superficie topografica modellata dall'erosione glaciale sono associate ai più importanti fenomeni franosi dell'area, (come la paleofrana di Riva del Garda) nei confronti delle quali costituiscono le zone di distacco. Non si può escludere che queste strutture rappresentino, almeno in parte, delle deformazioni gravitative profonde, indipendenti dalla tettonica estensionale.

2.1.3. - *Evoluzione strutturale del settore occidentale del Foglio*

In sintesi l'evoluzione tettonica del settore è sintetizzabile nei seguenti intervalli deformativi:

- *Rifting* di età norico-liassica, con attività di numerose faglie maestre dirette e di trasferimento, come descritto DA CASTELLARIN & PICOTTI (1990). Tali strutture sono state totalmente invertite sia come accavallamenti che come trascorrenti a seconda della loro orientazione.
- Eventi compressivi infra- e medio-miocenici con vergenza a Sud riconosciuti dalle mesostrutture (orientamenti dinarici NO-SE e sistema circa ENE-OSO, valsuganese) e formazione delle strutture compressive che, a seconda delle differenti orientazioni (ereditate dal *rifting*) hanno subito riattivazioni secondo diversi andamenti: le faglie disposte circa NE (NNE) si sono mosse in transpressione sinistra, quelle con orientamenti NO fino circa E-O sono state riutilizzate generalmente in transpressione destra.
- Eventi del Miocene superiore o più tardi con trascorrenza destra lungo le linee circa E-O legata ad un trasporto verso OSO con riarrangiamento ed intensificazione delle strutture antecedenti.
- Il sistema di faglie dirette di Riva è stato analizzato in recenti studi (ASTOLFI *et alii*, 1993 e da PICOTTI *et alii*, 1997). Questi ultimi ricostruiscono un campo di sforzi caratterizzato da due tensori, uno con asse di massima estensione NE-SO di probabile età pliocenica, l'altro, con asse NO-SE, è stato riferito al Pleistocene. Se queste strutture sono espressione superficiale della tettonica attiva esse potrebbero avere qualche legame con l'attività sismica del Rivano, ma, almeno in parte, non si possono escludere altre interpretazioni, come ad esempio le deformazioni gravitative profonde di versante, che in tal caso sarebbero espressione degli squilibri statici dell'orografia locale.

2.2. - SETTORE ORIENTALE DEL FOGLIO (A EST DEL SOLCO DI BALLINO)

2.2.1. - *Allineamenti dinarici*

Le strutture di questo sistema sono ben riconoscibili principalmente nella parte più orientale del Foglio a Nord di Mori. Si tratta delle faglie eoceniche NE-SO (NNE-SSO) di Ravazzone (RAV), Lenzima (LE), M. Faè (FAE di fig. 18) riattivate in pronunciate strutture trascorrenti e traspressioni destre che hanno fortemente riarrangiato gli allineamenti NO-SE paleogenici o più antichi di Veano (V, fig. 18), interrompendoli in vari tronconi e spostandoli verso S in modo evidente con dislocazioni orizzontali compressive superiori al km. Questo sistema è in massima parte ereditato dall'attività estensiva eocenica (v. tettonica eocenica, par. 3.2.1) e si raccorda agli allineamenti ONO-NO quasi ortogonali che rappresentano le strutture di accavallamento frontale con vergenza verso SO (Corniano, M. San Bernardo, CN di fig. 18), ma talora anche verso NE (Morivecchio, MV)) delle quali le trascorrenti destre costituiscono probabili rampe laterali. Un allineamento di sovrascorrimenti di questo sistema è stato supposto anche all'interno della pianura alluvionale di Mori (M) per giustificare la presenza dei rilievi della Dolomia Principale e dei Calcari Grigi a ridosso dell'abitato di Mori, a poca distanza dalle successioni eoceniche (con vulcaniti) delle zone poste a S della piana di Mori (Crosano, Tierno). Possono essere inseriti in questo sistema anche alcuni sovrascorrimenti del M. Baldo (Pozze Scodeghera, SCO di fig.18) che sono troncati a N dal retroscorrimento del M. Altissimo di Nago (ALT).

Più a N, sul crinale opposto di M. Stivo-M. Palon, il sovrascorrimento NO-SE di Malga Campo (MCAM, fig.18) raddoppia l'unità inferiore dei Calcari Grigi del M. Palon sulle successioni del M. Stivo (a S). Esso è ricostruibile in modo molto incompleto a causa degli intensi riarrangiamenti ad opera delle deformazioni successive (pendici orientali di Cima Bassa, M. Palon) e delle notevoli coperture detritiche e vegetali del versante O della Valle di Cavédine. Tale struttura può essere interpretata come zona di rampa a medio-alto angolo a cui è raccordabile il sovrascorrimento di vetta del M. Stivo (K, fig. 18), completamente isolato al di sopra delle quote più elevate di questo rilievo (1800-1990 m). Il *klippe* del M. Stivo poggia al di sopra di una superficie piatta o poco inclinata lungo la quale si ha la duplicazione dei Calcari Grigi (Fm. di Rotzo e Calcare Oolitico di Massone) al di sopra di identiche unità che, verso O, si estendono fino al Rosso Ammonitico. Un intenso piegamento ad asse NO-SE sul bordo sud occidentale del *klippe* può essere interpretato come un resto dell'anticlinale di rampa frontale originaria del sovrascorrimento. Età: (?) Chattiano-Burdigaliano.

2.2.2. - Sistema strutturale Valsuganese e delle Giudicarie

Si tratta di un sistema a pieghe o sovrascorrimenti ENE-OSO (E-O), valsuganesi generalmente associati a estese rampe laterali NNE-SSO (NE-SO) delle Giudicarie (fig.20 A) che, in base a criteri stratigrafici, geometrici e strutturali è stato riferito agli eventi compressivi medio-miocenici (Serravalliano) e in parte al Miocene superiore iniziale (Tortoniano) della fase Valsuganese (CASTELLARIN, 1988, 1992; PICOTTI *et alii*, 1995; SELLI 1998). Età: Serravalliano-Tortoniano.

2.2.2.1. - Fascia compresa tra il solco di Ballino e il Sarca

Tra la Linea di Ballino e la valle del Sarca è presente un fascio strutturale di grande risalto morfologico ove i rilievi maggiori costituiscono prismi allungati in direzione N-S e NNE-SSO limitati da faglie con questo stesso orientamento. Sul bordo E di questo fascio, nei pressi di Arco sui versanti opposti del Sarca, gli allineamenti valsuganesi sono interrotti e spostati di circa un km probabilmente in relazione ad una importante rampa laterale sepolta (SAE, fig. 18) al di sotto delle coperture di fondovalle. Verso O, questa zona è interessata da un ampio fascio di faglie subverticali, o ad alto angolo, con orientamento NNE-SSO (localmente fino a N-S), interpretabili in prevalenza come transpressioni sinistre. Si tratta delle faglie di: Varignano-M.Biaina-M. Brento (VBB) con immersione verso E; di Val Lomasone orientale (LOE), con immersione a E; di Val Lomasone occidentale (LOO di fig. 18) immersa a O e del M. Misone (MIS) con immersione verso E. Il carattere transpressivo e le immersioni in parte verso O di queste strutture possono indicare risalite di prismi allungati secondo la geometria delle "strutture a fiore". Un prisma minore (RM, fig. 18), è quello del M. S. Martino tra la faglia del Rudere omonimo immersa a O e il settore N della faglia di Val Lomasone orientale. Anche i pronunciati rilievi di cresta di Cima Nanzone, M. Biaina e M. Brento costituiscono un allineamento di prismi strutturali fortemente rialzati compresi tra la transpressione sinistra a vergenza occidentale Varignano-M. Brento (VBB) e quella di Coste (CO) a vergenza orientale smembrato in vari tronconi dai trasferimenti NO-SE della linea Arco-Nanzone (ARNA di fig. 18) e di altre del sistema Schio-Vicenza. Più ad E anche le strutture di M.Colt e Malapreda (MLP) mostrano caratteri simili: esse corrispondono infatti transpressioni sinistre NNE-SSO a medio-alto angolo che delineano un prisma rialzato delimitato da piani di faglia ad immersione opposta. Nei rilievi a O di Arco sono

presenti pronunciate faglie inverse. L'accavallamento NE-SO di Costa (CO), SE vergente ad alto-medio angolo è il principale elemento di questo sistema. Esso è suddiviso in vari tronconi dai trasferimenti NO-SE trascorrenti sinistri di Arco-Nanzone e Monte S. Antonio (ARNA). Questo accavallamento determina significative duplicazioni dei Calcari Grigi che, nei dintorni di Padaro, sovrascorrono le successioni del Cretaceo superiore. Al sistema vanno attribuiti anche gli accavallamenti minori di Baone (BAO) e Fontanelle (FO di fig. 18) che, a causa delle immersioni opposte e convergenti verso il basso, delineano un prisma rialzato. In realtà queste strutture sono confinate all'interno dei trasferimenti NO-SE sinistri (Arco-Nanzone) e destri (S. Rocco, RPG di fig. 18) connessi al sistema strutturale Schio-Vicenza.

2.2.2.2. - M. Altissimo di Nago e rilievi circostanti del M. Baldo

Nel settore SO del Foglio il sistema valsuganese è rappresentato in maniera significativa dallo scorrimento del M. Altissimo di Nago, retrovergente (ALT, fig. 18), dal sovrascorrimento di Cima Piana e Malga Campeì di Sotto (CPI) e da quello minore, circa E-O, di Malga Pesna (PS) che sono in parte illustrati nella sez. geol. B-B' del M.te Varagna. Verso E il sovrascorrimento di Malga Campeì di Sopra (CP) e gli altri adiacenti sono spostati rispetto agli equivalenti del M. Altissimo da una zona di trasferimento NO-SE (Punta Calcarole-Malga Campo, CL di fig. 18). Verso N questi sovrascorrimenti sono collegati ad estesi allineamenti NNE e NS che rappresentano soprattutto le loro rampe laterali, interrotte, verso N, dal sistema trascorrente sinistro della Val di Loppio- Brentonico (LOP, TG di fig. 18). Le strutture in oggetto (M. Altissimo, Malga Ciampeì di Sopra, ecc.) sono state probabilmente intensificate dalle compressioni tardive del sistema strutturale Schio-Vicenza che, con gli allineamenti NO-SE Punta Calcarole - Malga Campo (CL) e Chizzola (CZ di fig. 18) risulta ben rappresentato anche nel settore SE del Foglio.

2.2.2.3. - Fascia strutturale E-O della Val d'Ir- Arco e Varignano

Faglie mesozoiche

Sui versanti opposti della Val di Sarca sono presenti faglie dirette a medio-alto

angolo che risultano scarsamente invertite dalle compressioni neogeniche. Ad est del Sarca sono presenti allineamenti NE-SO di faglie normali ad alto angolo con piani di movimento immersi verso O (linea di S. Martino-Braila, SMB, linea di Massone-M. Ben-Drena, MBD di fig. 18). Tutte queste strutture possono essere interpretate principalmente come eredità dei movimenti distensivi mesozoici. Tuttavia, alcune di queste risultano riattivate fino a presentare, localmente, caratteri di modesti accavallamenti (v. ad es. il tratto meridionale di SMB). Non si hanno elementi sufficienti per la definizione della loro età. Va però osservato che queste strutture non spostano la Scaglia rossa della ginocchiatura di S. Martino in modo apprezzabile e che la faglia omonima (SMB, fig.18) sembra sigillata dalla Maiolica. Età: (?) Lias- (?)Cretaceo.

Strutture neoalpine

Comprende una cintura strutturale orientata quasi E-O dominata da pieghe a ginocchio, sinclinali, anticlinali e sovrascorrimenti con orientamenti assiali compresi tra ENE-OSO e circa E-O.

Tra i piegamenti e sovrascorrimenti frontali notevole è la piega a ginocchio che dalle alte pendici sud-occidentali del M. Stivo (CRG, fig. 18) si spinge fino ai dintorni di S. Martino d'Arco. Sul suo fianco meridionale si sviluppa la pronunciata sinclinale asimmetrica e con locali rovesciamenti della Val d'Ir (IR). L'assetto strutturale della ginocchiatura e della sinclinale adiacente è complicato da locali accavallamenti e pieghe di Pezzole circa E-O e da alcune faglie di trasferimento NE-SO (di Valsorda, di Troiana e di M.ga Vallestre, VALL di fig. 18) che suddividono questa struttura in vari tronconi e la rendono piuttosto complicata (v. sez. geol. D-D', località Cargolini). Una piega a ginocchio di minore risalto strutturale, ma marcata da un pronunciato sovrascorrimento, è visibile tra Rovine Castill e le pendici sud del M. Stivo (RCS). Il sistema frontale valsuganese di Val d'Ir - Rovine Castill - M.Stivo viene interrotto verso E dalle pronunciate linee NE e NNE trascorrenti e transpressioni sinistre (con pieghe e accavallamenti) che al bordo orientale del massiccio di M. Stivo - M. Palon (zona di Bordala), costituiscono il sistema di rampa laterale sinistrorsa (BOR, fig. 18) del sistema valsuganese. Verso O la cintura strutturale E-O (pronunciata piega a ginocchio) è interrotta e spostata di circa un km da una pronunciata transpressione sinistra (SAE) non verificabile in superficie a causa delle spesse coperture alluvionali del Sarca. Verso O essa prosegue anche oltre il Sarca: dai rilievi immediatamente a N di Arco fino ai dintorni di Tenno.

2.2.2.4.- Zona della Val di Loppio, Val di Gresta e Bordala

Gli elementi strutturali più significativi sono l'anticlinale del M. Creino-Lago di Loppio (CRE) e la sinclinale della Val di Gresta (GRE di fig. 18). Queste strutture sono direttamente collegate al sistema trascorrente sinistro NO-SE (Schio-Vicenza) che attraversa la fascia sud orientale di questo settore del Foglio. L'anticlinale ha un andamento NE-SO ed è magnificamente esposta a N della Val di Loppio nelle pareti strapiombanti sulla conca lacustre, ora prosciugata. Qui è magnificamente esposta la successione dei Calcari Grigi e le unità sovrastanti fino alle formazioni eoceniche dei dirupi circostanti l'abitato di Nago. L'anticlinale ha una spiccata asimmetria con fianco occidentale lungo e volta ampia e fianco orientale verticalizzato in corrispondenza di faglie verticali a carattere trascorrente sinistro che pongono l'anticlinale direttamente a contatto con la stretta sinclinale adiacente verticalizzata lungo il contatto. Quest'ultima costituisce la continuazione verso SO della sinclinale della Val di Gresta che assieme all'anticlinale del M. Creino-Val di Loppio (CRE) risulta interrotta e spostata di circa 800 m dalla trascorrente sinistra (Loppio -Brentonico, LOP, fig. 18), ben esposta nei pressi dei ruderi del Castello di Pannone.

La sinclinale NE-SO (NNE) della Val di Gresta è la struttura di piegamento più estesa di questo settore E del Foglio Riva, al nucleo contiene le successioni oligo-mioceniche esposte tra i dintorni di Pannone e Ronzo (calcare di Linfano e forazione di M. Brione). Nel tratto meridionale è bordata ad O dall'accavallamento NE-SO dell'anticlinale del M. Creino-La Becchetta (CRB) del versante SE del M. Creino e non prosegue entro il lembo SE della trascorrenza NO-SE di Loppio-Brentonico (LOP). Poco più a E, il suo fianco occidentale è complicato dall'accavallamento di Ronzo-Gombino (RGO, fig. 18) che determina la duplicazione della successione oligo-miocenica. Questo assetto è stato ricostruito in base agli affioramenti di Calcare di Linfano e sue coperture di arenarie (Fm. di M. Brione) visibili sulla ripida scarpata morfologica a N di Ronzo. Le strutture in oggetto sono in parte illustrate nel settore orientale della sez. geol. D-D'. Verso N (Bordala), la sinclinale Val di Gresta è marginata ad occidente dalla transpressione sinistra-accavallamento di Coste-Bardala (BOR, fig. 18) con associate strutture minori alle alte quote del M. Palon (accavallamento minore e pronunciata piega a ginocchio di Pra Fiorito). Il carattere trascorrente sinistro di questo elemento, a cui si raccorda tutto il fascio strutturale E-O di Rovine Castill e della Val d'Ir, più sopra esaminato, è stato obliterato a causa delle deformazioni successive connesse al sistema Schio-Vicenza (v. oltre).

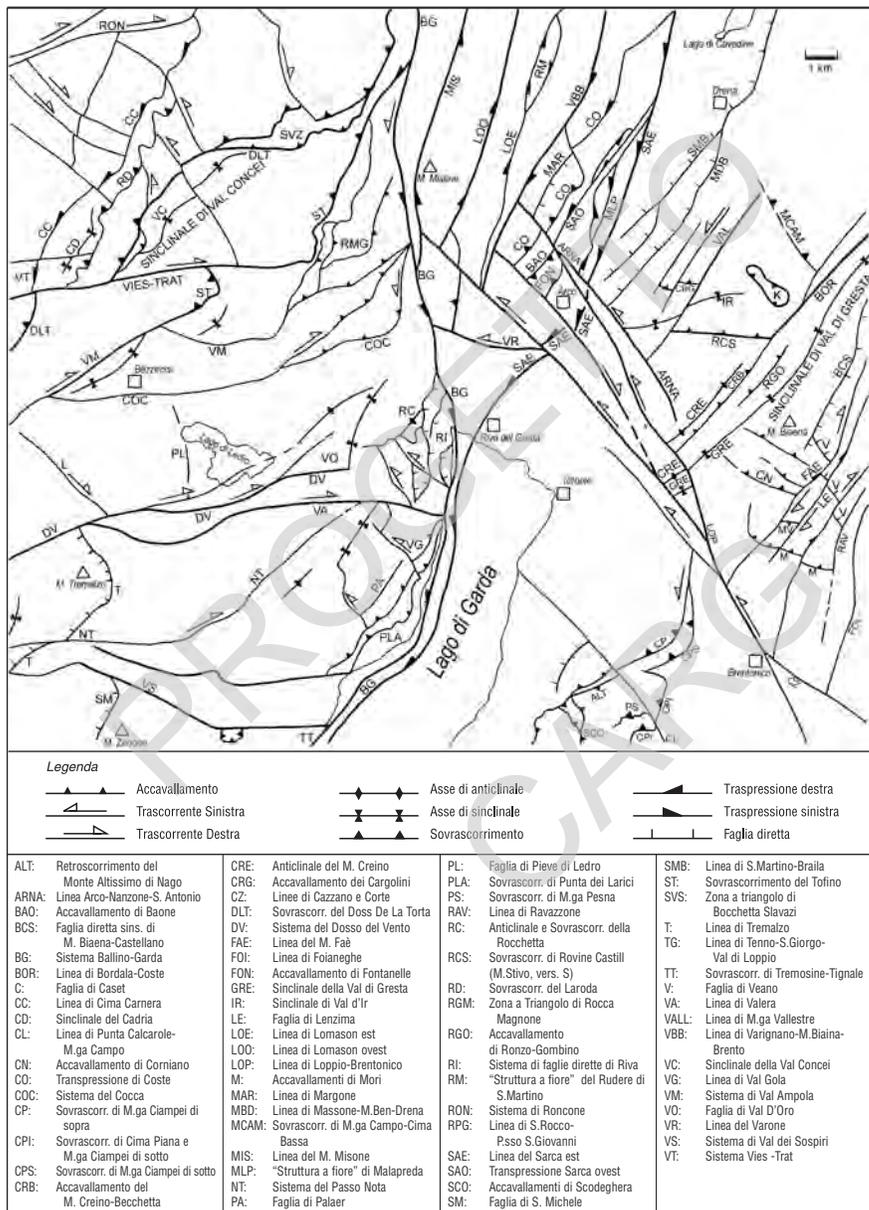


Fig. 18 - Schema tettonico delle strutture principali del Foglio Riva. Esse sono indicate con lettere e sono elencate nella lista riportata.

2.2.3. - Sistema Schio-Vicenza (? Messiniano-Pliocene)

2.2.3.1. - Rapporti con i sistemi valsuganese e delle Giudicarie

Come è stato da tempo documentato (TREVISAN, 1939; CASTELLARIN *et alii*, 1988; PICOTTI *et alii*, 1995), nelle Giudicarie, i maggiori allineamenti NNE-SSO (fino a N-S) omonimi rappresentano, generalmente, le rampe laterali dei piegamenti e sovrascorrimenti valsuganesi (fig. 20 A) spesso con il carattere di transpressioni sinistre talora di notevole ampiezza. Pertanto, questi orientamenti dovrebbero essere considerati come componenti fondamentali del sistema valsuganese. Ma simili allineamenti sono peculiari della fascia strutturale delle Giudicarie soprattutto di quella interna dove sono stati indicati come tipici rappresentanti di questa cintura. Come è stato già da tempo riconosciuto questo fascio strutturale è stato riarrangiato da eventi compressivi susseguenti alla compressione valsuganese con sforzi da SE-ESE che hanno talora sovrainposto un significativo carattere compressivo agli orientamenti N-S e NNE-SSO trascorrenti e transpressivi delle Giudicarie (CASTELLARIN *et alii*, 1992). Gli approfondimenti che si sono accompagnati alle campagne di rilevamento del PAT-CARG, hanno portato a considerare gran parte di queste deformazioni compressive tardive, come propagazioni verso occidente, entro la fascia strutturale delle Giudicarie, delle compressioni attribuite agli eventi messiniano-pleiocenici (Fase Adriatica) che hanno interessato le Alpi Meridionali orientali (Bassanese, Montello e Friuli) (CASTELLARIN *et alii*, 1998; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). Pertanto semplici indicazioni di orientamento strutturale N-S, NNE-SSO e NE-SO possono avere un valore solamente geometrico, in quanto le deformazioni con questi orientamenti possono essere state determinate dagli eventi valsuganesi, da quelli adriatici (Sistema Schio- Vicenza) o da entrambi.

2.2.3.2. - Le strutture del sistema Schio-Vicenza

Il sistema è ben rappresentato da pronunciate faglie NO-NNO trascorrenti, per lo più sinistre, che attraversano diagonalmente tutta l'area centro-orientale del Foglio. Particolarmente significativa è la faglia trascorrente sinistra NO-Sedi Brentonico-Loppio (LOP, fig. 18), ben esposta, tra l'abitato di Loppio e la culminazione del M. Brugnolo. Come visto questa struttura sposta in sinistra, di circa 800 m, gli assi delle pieghe del M. Creino-Val di Loppio e della Val di Gresta. Lo spostamento orizzontale è molto pronunciato solo nel tratto sudorientale di questa

faglia. Infatti essa perde il suo risalto trascorrente sul fianco ovest del M. Brugnolo ove le separazioni risultano di entità molto più modesta e sempre meno apprezzabili verso NO. Una condizione strutturale questa che può essere compatibile soltanto con un maggiore inarcamento degli elementi strutturali posti sul lembo NE della trascorrenza, cioè con un più forte piegamento dell'anticlinale, per inarcamento e sovrascorrimento (anticlinale e accavallamento del M. Creino-Becchetta, CRE e CRB di fig. 18) che devono aver assorbito un raccorciamento maggiore di quasi 800 m, rispetto alla sezione adiacente posta sul lembo SO della faglia (fig. 20 B). Una compressione diversificata sui due lembi della trascorrenza e più intensa su quello NE, è consistente anche dagli accavallamenti del M. Creino-La Becchetta e di Ronzo-Gombino (RGO, fig. 18) che non proseguono a SO della trascorrenza.

Il sistema è rappresentato in maniera molto significativa anche nella zona ad O del Sarca con numerosi trasferimenti NO-SE verticali o subverticali che si trovano sul prolungamento di strutture equivalenti localizzate nel settore SE adiacente. Il sistema presenta un pronunciato carattere trascorrente sinistro (Linea del Varone, di Tenno, di Arco-Nanzone e di Monte S. Antonio) con spostamenti orizzontali di qualche centinaio di metri (fino a 350 circa, lungo la Linea Arco-Nandrone, ARNA di fig. 18) e si interrompe, o risulta quasi del tutto esaurito, contro la Linea Varignano-Brento. Esso può essere interpretato come conseguenza delle compressioni tardive verso NE (Fase Adriatica). In questo quadro i movimenti trascorrenti sinistri corrisponderebbero a rampe laterali cioè a svincoli tra segmenti differenzialmente raccorciati, per inarcamento e per accavallamento dei differenti tronconi.

Anche le trascorrenti NO-SE (linee di Vigne, di S. Rocco-Passo S. Giovanni, RPG di fig. 18) possono costituire elementi di questo sistema, in quanto interrotte o fortemente attenuate a O-NO contro il lineamento Varignano-Brento. Appare dunque evidente che gli allineamenti NO-SE, trascorrenti sinistri del sistema Schio-Vicenza risultano geneticamente collegati a quelli NE-SO (pieghe, accavallamenti). Ne deriva pertanto che le strutture di orientamento giudicariese e gli allineamenti del sistema Schio-Vicenza in questa ultima parte dell'accrescimento strutturale, corrispondono ad un unico sistema cinematico-strutturale che può essere meccanicamente soddisfatto da compressioni da SE e ESE verso NO e ONO (CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). Anche le età di queste deformazioni vanno dunque riviste e ringiovanite al Messiniano e al Pliocene, senza trascurare le riattivazioni pleistoceniche e recenti cui è probabilmente associabile anche parte della sismicità di questo settore del Trentino. Va però ricordato che parte delle pieghe, con differenti orientamenti (NNE-SSO) e con risalti forse più blandi, erano già stati delineati, sia pur blandamente, durante gli eventi valsuganesi del Serravalliano e Tortonianiano.

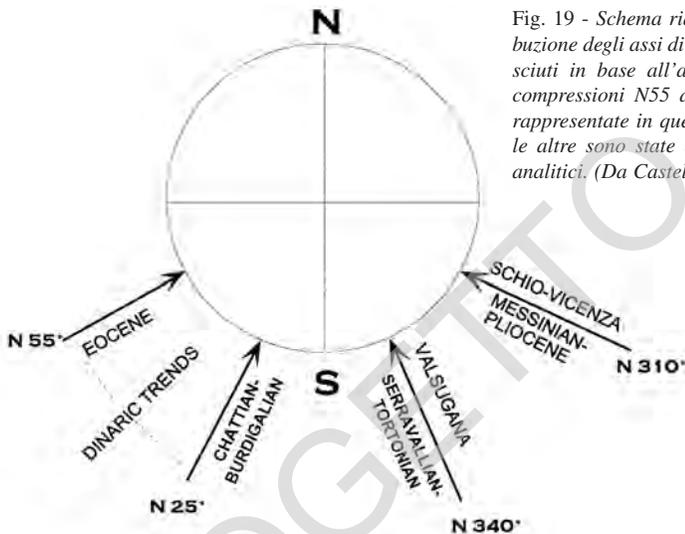


Fig. 19 - Schema riassuntivo della distribuzione degli assi di compressione riconosciuti in base all'analisi strutturale. Le compressioni N55 dell'Eocene non sono rappresentate in questa zona mentre tutte le altre sono state documentate dai dati analitici. (Da Castellarin et al., 1998)

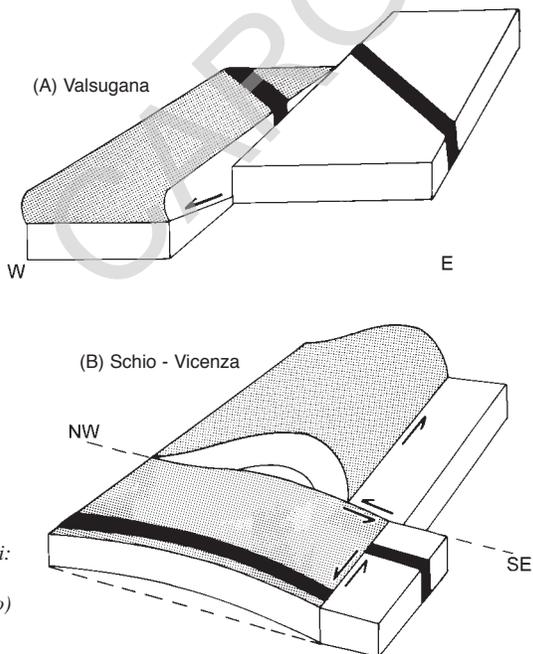


Fig. 20 - Schemi deformativi dei sistemi: Valsuganese (A) e Schio - Vicenza (B). In nero: corpo subvulcanico (dicco) dell'Eocene. Spiegazione nel testo. Da: Castellarin & Cantelli, 2000.

PROGETTO
CARG

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA

1. - SISMICITA' STORICA E STRUMENTALE DELL'AREA GARDESANA

1.1. - ANALISI STORICA

L'area altogardesana, all'interno della quale si inserisce il Foglio Riva del Garda, è caratterizzata da una sismicità di grado medio alto concentrata soprattutto nel settore meridionale (basso lago). La porzione settentrionale, pur essendo essa stessa epicentro di terremoti, risente degli eventi che si liberano prevalentemente nella fascia pedemontana prealpina originati da strutture tettoniche attive. Gli studi neotettonici mettono in luce come tutta la regione gardesana (che precedentemente al modello sismogenetico del 2004 apparteneva alla zona sismotettonica 2) sia interessata da deformazioni neotettoniche molto complesse con basculamento verso ovest del blocco del Baldo in conseguenza dei sovrascorriimenti e faglie inverse del bordo orientale della zona. La sismicità è da ricondursi all'attività di faglie trascorrenti che intersecano le dislocazioni a direttrice giudicariense e di faglie inverse collegabili agli accavallamenti a direzione NNE-SSW del settore gardesano (Renner e Slejko, 1986) (v. anche cap. "Tettonica" e fig. 18). Come si può vedere nella fig. 21, nella quale sono rappresentati gli epicentri storici tratti dal catalogo macrosismico aggiornato da STUCCHI *et alii* (1994), per conto del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, i terremoti di

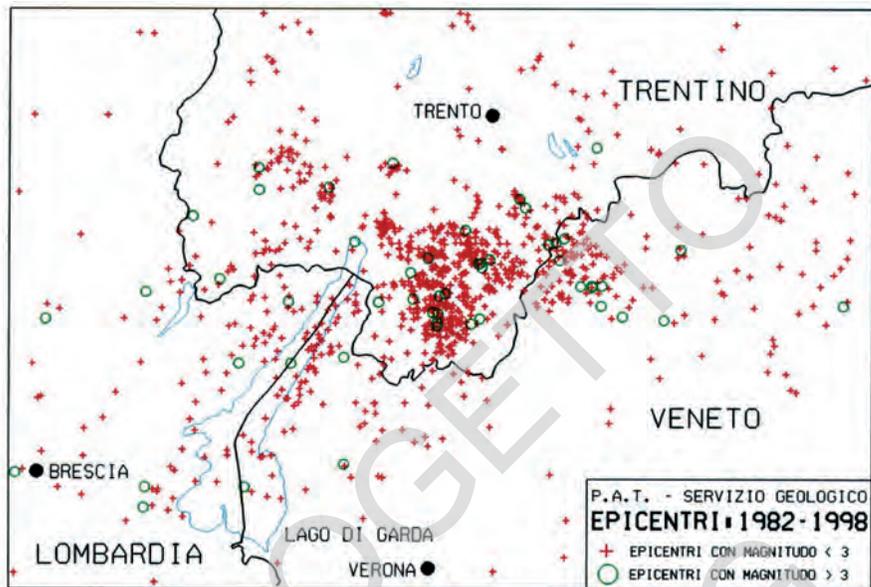


Fig. 21 - Epicentri storici dell'area gardesana e delle zone circostanti del Trentino, Lombardia e Veneto.

intensità più elevata si localizzano nel bresciano e nel veronese facendo tuttavia sentire i loro effetti anche nella regione trentina.

1.2. - ANALISI STRUMENTALE

Dopo i terremoti del Friuli (maggio - settembre 1976) e quello di Riva del Garda (dicembre 1976), il Governo Provinciale decise l'installazione di una rete sismometrica che aveva lo scopo di monitorare la sismicità del territorio. La rete prese avvio nel 1980 con il supporto scientifico dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste e dal 1990 è gestita tecnicamente e scientificamente dal personale del Servizio Geologico Provinciale. Essa è costituita da sette stazioni remote, digitali, che trasmettono i segnali via radio in maniera continua ad un ripetitore che convoglia i dati alla centrale di Trento. Dalla data di sua installazione la rete ha registrato oltre 10.000 eventi naturali (tra locali, prossimi e vicini), a cui vanno aggiunti numerosi eventi artificiali (ad es. esplosioni nelle cave per la coltivazione del porfido). Osservando la mappa degli epicentri strumentali (fig. 22) si può notare la buona corrispondenza con quella degli storici a conferma che la parte meridionale del Trentino rappresenta, da sempre, la regione a scuotibilità più elevata di tutto il territorio provinciale.

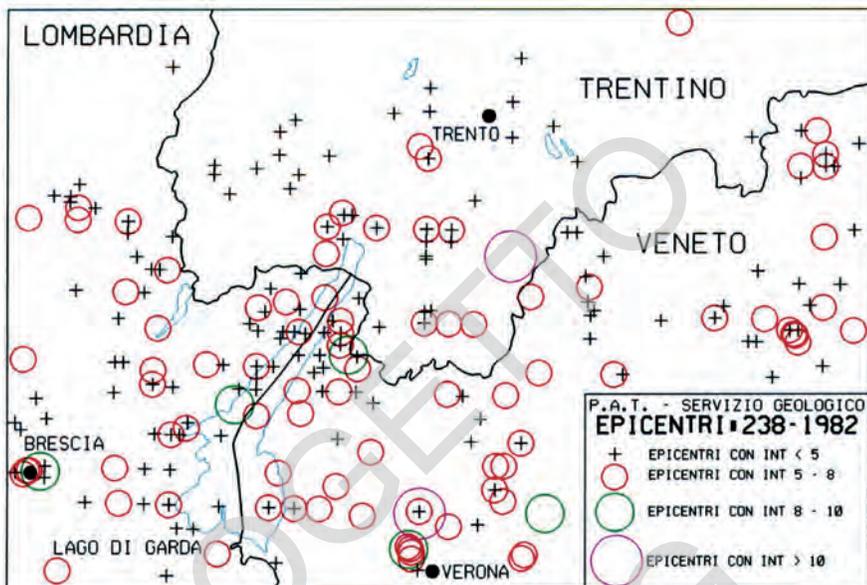


Fig. 22 - Epicentri strumentali dell'area gardesana e delle zone circostanti (Trentino, Lombardia e Veneto).

1.3. - SINTESI DEI PRINCIPALI TERREMOTI STORICI DEL GARDA E ZONE LIMITROFE

3 gennaio 1117 - Veronese. Colpita una vasta area dell'Italia Settentrionale; nel Veronese l'intensità di questo evento potrebbe aver raggiunto il IX grado MCS; secondo lo storico Ottone di Frisinga simili effetti si sarebbero estesi anche al Trentino ("la valle Trentina" di questo storico andrebbe però riferita alla zona del Brennero). Alcuni Autori ipotizzano che lo storico possa aver attribuito i "Lavini" di Marco a questo evento. Tuttavia, le moderne revisioni critiche dell'evento portano a quantificare in un grado V i risentimenti a Trento e Ala.

25 dicembre 1222 - Bresciano. Disastroso secondo Baratta, l'evento parrebbe ridimensionato per la città di Brescia, ma rimarrebbe forte nel territorio della diocesi. L'epicentro andrebbe posto tra Brescia e Salò (VIII-IX) e risentimenti con danni si sarebbero potuti avere nelle Giudicarie.

28 luglio 1873 - Val di Ledro. Danni alle abitazioni si registrarono in Val di Ledro e risentimenti nelle Giudicarie e a Riva. La sua intensità è stimata nel VI-VII MCS.

30 ottobre 1901 - Salò. L'evento che secondo Baratta raggiunse il VII-VIII grado MCS ha avuto, secondo le osservazioni riportate da Trener, dei risentimenti a Trento, Rovereto e Castelnuovo (più leggeri ad Ala, Tiarno, Cles e Predazzo).

13 dicembre 1976 - Riva del Garda. Il sisma (VII grado MCS) ha colpito Riva

e Molina di Ledro provocando l'evacuazione di decine di nuclei famigliari a seguito delle gravi lesioni agli edifici dei centri storici. Risentimenti si sono avuti fino in Val Giudicarie e la scossa fu avvertita nelle province di Verona, Brescia, Bergamo e Sondrio.

1.4. - MICROZONAZIONE SISMICA DI RIVA DEL GARDA

Dopo aver completato lo studio sulla pericolosità sismica del territorio provinciale compendiando sia i dati storici che strumentali ed aver trovato conferma che i siti a maggior rischio sono quelli del Garda trentino, si è proceduto all'affinamento dell'indagine sul territorio di Riva che, assieme a Molina di Ledro, aveva sofferto danni consistenti per il terremoto verificatosi nel mese di dicembre del 1976. Assieme alla raccolta dei dati geognostici e geotecnici esistenti ed alla realizzazione di specifiche indagini laddove le informazioni erano carenti, è stata installata una micrete per rilevare gli effetti prodotti da sismi a carattere locale e in prossimità ai siti del territorio scelti appositamente per tener conto delle diverse condizioni morfostrutturali e litostratigrafiche presenti in profondità.

La simulazione bidimensionale effettuata ipotizzando un sisma di magnitudo pari a quello massimo verificatosi in zona (1783 e 1976) ha consentito di verificare che esistono sensibili effetti di amplificazione locale (almeno una decina di volte superiori a quelli registrabili in roccia) legati alla morfologia del fondo vallivo ed all'elevato spessore dei sedimenti sciolti che lo riempiono. E' però da rilevare come le analisi statistiche, effettuate secondo le usuali tecniche messe a punto dal Gruppo Nazionale Difesa Terremoti (GNDT) sugli aggregati del centro storico (estesamente recuperati in questi ultimi trent'anni), siano state opportunamente modificate per consentire l'uso di "dati poveri". Questo metodo consente di attenuare il valore dei possibili danni (l'indice di danno calcolato va da 0.11 a 0.5).

2. - STABILITA' DEI VERSANTI E DISSESTO IDROGEOLOGICO

Il Foglio Riva del Garda comprende un territorio costituito per la maggior parte da rocce a composizione calcareo-dolomitica che presentano caratteristiche geotecniche da buone a discrete. L'assetto geologico-strutturale dell'area, le caratteristiche fisiche delle rocce, l'azione modellatrice dei ghiacciai e degli agenti esogeni sono i responsabili dell'attuale assetto morfologico della zona: valli con direzione NNE-SSO e ONO-ESE limitate da imponenti pareti strapiombanti, ai

pie di delle quali sono presenti ampie fasce di detriti.

La quasi totalità dei dissesti (antichi e recenti) riguardano i depositi delle coperture quaternarie (generalmente incoerenti ed instabili) e i versanti rocciosi a forte pendenza; esiste tuttavia una piccola parte di fenomeni franosi, al limite della pianura di Arco, legati alla presenza di rilevanti spessori di formazioni marnose e argillose terziarie. Tra tutti i fenomeni franosi che avvengono sul territorio, assumono particolare importanza quelli che avvengono sulle principali arterie di comunicazione, sulle grandi opere e sui centri abitati. Infatti le numerose segnalazioni archiviate presso la Protezione Civile riguardano essenzialmente pareti e versanti prossimi a queste opere antropiche. La Provincia Autonoma di Trento (PAT) ha recentemente avviato una serie di studi su tutto il suo territorio per la quantificazione e la mitigazione del rischio idrogeologico sulle strade statali (SS) e provinciali (SP) (dal 1998 la PAT gestisce anche i tratti trentini delle SS). Tra questi quelli che riguardano la Gardesana Occidentale (SS 45bis) e la SS 240 di Loppio e della Valle di Ledro ricadono nel Foglio Riva del Garda.

2.1. - CROLLI

I crolli rocciosi (*rock fall*) sono i fenomeni franosi più diffusi in questo territorio. Riguardano essenzialmente le aree che sono ai piedi delle grandi pareti rocciose carbonatiche (formazioni giurassiche e triassiche) e che sovrastano le principali vie di comunicazione, gli abitati della Valle del Sarca e le coste dirupate del Lago di Garda. Cause predisponenti, oltre al profilo topografico del pendio, sono la fratturazione dell'ammasso roccioso e la giacitura degli strati che, uniti all'azione di gelo e disgelo e alle sollecitazioni telluriche, favoriscono l'innesco di questo tipo di processi. Il tratto trentino della SS n. 45 bis della Gardesana Occidentale periodicamente è coinvolto da distacchi di materiale roccioso e da crolli di singoli blocchi; l'amministrazione provinciale ha in corso una serie di studi e ricerche per salvaguardare i tratti di strada in pericolo realizzando alcuni passaggi in galleria (parietali). Da questo punto di vista il primo tratto della strada provinciale del Ponale, che insisteva sullo stesso versante della Gardesana occidentale, è stato abbandonato ed in sostituzione è stata costruita la galleria "Dom" che collega Riva del Garda alla Valle di Ledro.

Fenomeni di crollo interessano la parete rocciosa della Rocca di Arco, che incombe sulla periferia settentrionale dell'abitato, e le pareti della Rocchetta di Riva costituite da bancate calcareo dolomitiche intensamente tettonizzate e fratturate. Lungo la valle del Sarca all'altezza dell'abitato di Dro esistono i più imponenti e noti accumuli di frana denominati 'Marocche di Dro' descritti nel § 2.5.1. "Depositi di frana" del titolo III STRATIGRAFIA.

Gli scorrimenti osservabili nel Foglio Riva del Garda sono di due tipi: scorrimenti traslativi e scorrimenti tradizionali. Gli **scorrimenti traslativi** o scivolamenti (*translational slide*) sono legati alla natura e alla giacitura delle discontinuità degli ammassi rocciosi. Numerosi eventi di questo tipo sono riscontrabili lungo la SS 249 Gardesana Orientale in particolare nella zona a nord di Tempesta. Sono scivolamenti di porzioni rocciose di natura calcarea anche di notevoli dimensioni che sfruttano come piano di scivolamento le superfici di strato più alterate o che presentano interstrati marnosi. Da un recente studio effettuato da una ditta specializzata in batimetrie ad alta risoluzione, mediante il quale è stata realizzata la ricostruzione fotografica del fondo del Lago di Garda, è stato possibile delimitare dei grossi ammassi di frana sommersi che hanno permesso di individuare alcuni tratti della Gardesana Orientale che, in tempi non lontani, sono stati interessati da scivolamenti analoghi e talvolta di dimensioni superiori a quelli sopra indicati. Rientrano, molto probabilmente, in questo tipo di fenomeni le frane di Nago, di Torbole, del Passo S. Giovanni e di Varno, in parte descritte nel § 2.5.1. “Depositi di frana” del titolo III STRATIGRAFIA. Gli **scorrimenti rotazionali** o scoscendimenti (*rotational slide*) coinvolgono generalmente materiali sciolti e rocce di media e alta plasticità. La pianura arcense, costituita dalle alluvioni del Fiume Sarca, è delimitata ai lati e a settentrione da una fascia rocciosa di calcari marnosi e marne del Terziario appartenenti alla formazione di Ponte Pià (FPP) e alle argille di Ponte Arche (PTA) (localmente, marne di Bolognano). E’ in queste formazioni e nelle loro coperture incoerenti ed alterate che si sviluppano i principali fenomeni di scivolamento rotazionale talora associati a smottamenti superficiali. Tipici sono quelli nei pressi di Bolognano e sui pendii circostanti Varignano, Gavazzo e Dom nel Comune di Arco.

Il 27 novembre 2000, a Tenno, si è verificato un imponente scorrimento rotazionale che ha mobilizzato circa 4 milioni di mc di materiale detritico presente ai piedi della parete orientale di Cima Salti. Si tratta in massima parte di materiali sciolti di origine detritica, con inclusi relitti della formazione del Tofino, già coinvolta nel franamento di Cima Salti del 1400 circa (Frana di Tenno). La causa determinante del dissesto, oltre al contributo delle intense precipitazioni, è riconducibile alla presenza di un livello argilloso alla base del detrito, che ha costituito la superficie di scivolamento del materiale.

Il territorio del Comune di Brentonico (angolo SE del foglio) è caratterizzato da diffusi affioramenti di vulcaniti basiche talora anche molto alterate che danno luogo a importanti dissesti franosi, alcuni dei quali interessano il centro abitato di Brentonico ed alcune aree limitrofe (es. area artigianale). Si tratta sempre di scivolamenti rotazionali che evolvono in lente colate di terra. Il fenomeno ha un’evolu-

zione di tipo stagionale ed è fortemente condizionato dal livello della falda freatica e quindi dalle precipitazioni meteoriche.

2.3. - COLAMENTI

Il tipo di colamenti (*flow*) più diffusi in tutto il territorio trentino sono i *debris flow* o colamenti rapidi di materiale detritico. Si presentano in occasione di eccezionali eventi meteorici soprattutto in autunno e tarda primavera. Spesso sono localizzati lontano dai centri abitati ed hanno dimensioni ridotte; nel territorio del foglio solo in rari casi essi hanno avuto effetti dannosi.

2.4. - FRANE COMPLESSE

Le frane complesse sono frane che sono il risultato di due o più tipi di fenomeni franosi. Nel foglio Riva un esempio tipico della concomitanza di crolli e scivolamenti è rappresentato dall'esteso dissesto noto come Frana di Gavazzo.

Frana di Gavazzo

La frana di Gavazzo occupa il pendio che da Cologna si estende verso Gavazzo Vecchia e Ceole nei Comuni di Riva del Garda e Tenno e comprende una parte principale centrata sull'abitato di Gavazzo Vecchia ed una parte marginale a NE della Cava Piscolo. Si tratta di una frana complessa della quale è possibile individuare due tipi di fenomeni in funzione delle litologie coinvolte: crolli rocciosi, che interessano principalmente i depositi alluvionali quaternari cementati del Conglomerato di Gavazzo, e fenomeni di scivolamento legato a deformazioni plastiche individuate nel substrato marnoso alterato della Formazione di Ponte Pià (FPP).

La velocità del trasporto varia da alcuni millimetri a qualche centimetro l'anno ed è in buon accordo con l'andamento delle precipitazioni. Infatti il fenomeno è pulsante: subisce un incremento in autunno e primavera quando la resistenza al taglio nella zona di alterazione delle marne superficiali viene fortemente ridotta per l'effetto degli ingenti apporti idrici di percolazione favoriti dall'alta permeabilità del conglomerato sovrastante (permeabilità primaria sommata a quella secondaria per fratturazione). Il fenomeno franoso di Gavazzo ha origini storiche; già gli Austriaci in seguito al franamento avvenuto nel 1918 erano intervenuti con la costruzione di una galleria drenante, crollata qualche anno dopo. Alla fine degli anni sessanta il dissesto e, quindi il rischio per la frazione di Gavazzo Vecchia, si

è riacutizzato tanto che furono posti dei vincoli edificatori alla zona (1973). In seguito all'evento del 1976 la PAT ed il Consorzio dei Comuni di Riva e Tenno hanno avviato una serie di studi e ricerche al fine di determinare le cause del fenomeno ed i possibili interventi sistematori. Tra gli anni settanta e gli anni ottanta è stato redatto ed appaltato il piano di intervento con lo scopo di raccogliere le acque di percolazione in testa alla frana e di smaltirle con apposito collettore nella rete comunale delle acque bianche. Sono stati realizzati 8 pozzi drenanti del diametro di 4 m e profondità compresa tra i 9 e i 16 m collegati da un tubo collettore. All'interno di ogni pozzo sono stati realizzati una decina di fori disposti a ventaglio su un arco di 180° e della lunghezza di 12 m ciascuno.

2.5. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

Le DGPV, sono dei fenomeni complessi di grande estensione per i quali, spesso, non è possibile ricostruire una superficie di scorrimento continua e ben definita. I caratteri fondamentali che le caratterizzano sono la grande estensione, lo spessore della massa coinvolta, l'assenza di una superficie di rottura netta, il meccanismo di deformazione della massa coinvolta che in profondità diventa di tipo visco-plastico e l'evoluzione molto lenta, controllata principalmente dall'assetto geologico-strutturale. I caratteri morfologici di questi fenomeni sono il risultato di situazioni di rilassamento, concentrate nella parte superiore (piani di taglio ad alto angolo, gradini, contropendenze, doppie creste e trincee), e di compressione, sviluppate nella parte inferiore (rigonfiamenti, piani di taglio a basso angolo e deformazioni di tipo duttile/fragile).

Nel Foglio Riva del Garda è presente una situazione riconducibile, almeno in parte, a questo tipo di processo, che ha interessato una vasta zona del Comune di Brentonico e che ha coinvolto un'ampio intervallo stratigrafico (dai Calcari Grigi alle vulcaniti paleogeniche) come meglio precisato al § 2.1.9. "Depositi gravitativi di Brentonico" del titolo III STRATIGRAFIA.

3. - IDROGEOLOGIA

Le caratteristiche idrogeologiche presenti nell'area del foglio sono condizionate sia dalla particolare situazione stratigrafica del territorio che risulta nettamente differenziata fra le parti ad est e ad ovest della Linea tettonica di Ballino, sia dalla conformazione strutturale che, a partire dalla linea regionale delle Giudicarie posta ad ovest del foglio, origina tutto un sistema di pieghe e sovra-

scorrimenti con lo sviluppo di una miriade di linee di faglia con direzione prevalente NNE-SSO (NE-SO) (v. par. “Evoluzione mesozoica e del primo cenozoico (sintesi paleotettonica) e “Associazioni strutturali neoalpine”).

Questo andamento stratigrafico e strutturale da origine ad una successione di complessi acquiferi sostenuti dalle intercalazioni più marnose ed impermeabili. I più importanti sono legati ai livelli calcareo dolomitici più potenti quali quelli della Dolomia principale ed in parte minore ai sistemi carbonatico-dolomitici della Corna, del suo membro del Doss de La Torta (dolomia superiore degli Autori) e dei Calcari Grigi (v. par. “Corna”; par. “Corna - membro del Doss de La Torta” e par. “Gruppo dei Calcari Grigi e Piattaforma toarciana-aaleniana”). Le formazioni rocciose contenenti sistemi acquiferi, presenti ad est della linea del Ballino, sono più carsificate rispetto a quelle affioranti ad ovest in funzione della litologia e soprattutto per la presenza in queste ultime di frequenti interstrati marnosi argillosi che ne riducono la permeabilità. La conseguenza diretta è lo scarso numero di sorgenti e la presenza per contro di un reticolo di scorrimento superficiale più sviluppato. Fra i sistemi carsici più importanti sono da ricordare la Grotta del Diavolo a nord est di Arco il cui livello attivo, nei periodi di morbida, innesca un sifone con emergenza di acque alla base del versante alla quota del piano della valle, le risorgenze dell’Albanella ad est di Dro sotto il Castello di Drena che hanno portate di punta intorno ai 3 mc/sec, la Grotta di Laghel le cui acque alimentano l’acquedotto della località omonima.

Una circolazione idrica sotterranea particolarmente scarsa interessa i complessi metamorfici ed eruttivi con la relativa copertura permio triassica presenti nella parte nord occidentale del foglio in val Giudicarie. La percolazione in profondità delle acque è limitata alle zone fratturate e spesso inibita dalla bassa conducibilità idraulica dovuta alla presenza di sedimenti fini che tendono ad occludere le fratture.

Per quanto riguarda i depositi quaternari sono molto importanti gli acquiferi contenuti nei livelli ghiaioso sabbiosi dei fondovalle con particolare riguardo alla valle del Sarca ed in misura minore a quella della Val di Loppio e lago omonimo. Nella valle del Sarca si individua un sistema multifalde, tipico delle valli alpine, caratterizzato da acquiferi sovrapposti, con potenza complessiva superiore ai 400 m, separati da lenti e livelli limoso argillosi poco o nulla permeabili. La loro alimentazione avviene in maniera preponderante dai massicci montuosi circostanti oltre che dalle dispersioni del Fiume Sarca e dei torrenti laterali. In particolare esiste un deposito ghiaioso sabbioso superficiale potente mediamente 70 - 80 m che si estende a partire dal Lago di Garda verso nord fino a Dro, sede di una falda freatica molto trasmissiva ed intensamente sfruttata. Nell’area del Lago di

Loppio e lungo la valle del Camerai verso Mori la potenza dei sedimenti è nettamente inferiore tuttavia anche qui si trovano acquiferi di una certa entità in diretta connessione con il bacino lacustre (prosciugato dal 1958, v. par. "Galleria Adige - Garda").

Le sorgenti presenti sul territorio del Foglio Riva del Garda sono abbastanza numerose ed in prevalenza legate al carsismo ed alla tettonica delle diverse zone (vedi profili geologici). Le portate in genere non sono elevate (fra 1 e 5 l/s), tuttavia non mancano emergenze significative con portate superiori ai 10 l/s come ad esempio le sorgenti 'Alle Seghe' al Passo Ballino, 'Val Vesi' in Val Concei, 'Ert' e 'Pra della Stua' a Campi di Riva, 'Sperone' nella galleria fra Riva e la Val di Ledro, 'Albanella' a Dro, 'Gambor' ad Arco, 'Sas del Diaol' a Dro. Da ricordare anche la notevole portata (oltre 300 l/sec) presente nella galleria Adige Garda che passa sotto il Lago di Loppio e raccoglie le acque di un complesso sistema carsico alimentato dal monte Altissimo. La maggior parte delle sorgenti mostrano il tipico regime stagionale degli acquiferi carsici con portate minime in inverno tra dicembre e marzo ed uno o più fasi di piena durante il disgelo ed i periodi piovosi primaverili ed autunnali. Grazie alla buona qualità sia chimica che batteriologica, quasi tutte sono captate per scopi idropotabili, ad eccezione delle risorgenze carsiche dell'Albanella a Dro e quelle della galleria Adige Garda. Un cenno a parte meritano le sorgenti della zona di Brentonico legate ad acquiferi sostenuti dai tufi basaltici presenti in zona che determinano numerose emergenze però con portate limitate. Infine come già ricordato esistono numerosissimi pozzi che attingono nella falda freatica della valle del Sarca con portate stimabili in qualche metro cubo al secondo.

Significativa, al fine di individuare la successione delle falde e la potenza complessiva dei depositi di fondovalle è la ricerca sviluppata dal Servizio Geologico della P.A.T. nella piana di Riva del Garda, sia con metodi indiretti (sismica a riflessione e rifrazione) che con sondaggi diretti (FELBER *et alii*, 2000). Inoltre la profondità della base del riempimento nella profonda depressione riconosciuta al di sotto di questa piana è risultata coerente con quella delle successioni presenti al di sotto del fondo del Lago di Garda (CURZI *et alii*, 1972) e con quelle riscontrate nelle valli di altri laghi alpini (Lugano, Maggiore, Como, ecc.) con profondità massime di queste antiche depressioni che si spingono fino a 500 m e più.

Infine vanno ricordate le ricerche in corso per lo sfruttamento delle acque entro le alluvioni e le conoidi maggiori, per uso potabile (imbottigliamento); di interesse, anche se a costi molto elevati, sono le captazioni in profondità, nel substrato roccioso, di acque a bassa termalità per usi ed applicazioni terapeutici.

4. - RISORSE DEL SOTTOSUOLO E SFRUTTAMENTO ANTROPICO

4.1. - UTILIZZAZIONE DELLE FALDE ACQUIFERE

Ad Arco sorgono importanti stabilimenti per la produzione della carta che, per i processi produttivi, utilizza una grossa quantità d'acqua emunta dalla falda freatica della piana alluvionale del Basso Sarca. I numerosi pozzi sono sfruttati anche per il sistema idrico dedicato all'agricoltura e per le reti idropotabili dei principali centri abitati.

4.2. - UTILIZZAZIONE DELLE SOSTANZE MINERALI

4.2.1. - *Marmi, pietre ornamentali, pietre da costruzione*

Nel Foglio Riva del Garda i materiali legati a questo gruppo provengono essenzialmente dalle rocce carbonatiche dalle quali si ricavano pietre ornamentali e da costruzione, in blocchi e per la produzione di granulati.

Nel caso delle pietre ornamentali i prodotti vengono comunemente chiamati marmi colorati e spesso possiedono denominazioni legate alle località di estrazione e al colore. L'attività di estrazione della pietra ornamentale in questi territori ha origini molto antiche e si sviluppò ad alterne vicende. E' nell'area orientale del Foglio che le cave di *marmo* hanno avuto notevole importanza, storica ed artistica. A Brentonico e a Mori, nel sei-settecento, nacquero e si animarono le celebri scuole dei maestri tagliapietre che divennero famose (al di là e al di qua delle Alpi) per gli altari marmorei policromi e l'arredo marmoreo di chiese, palazzi e residenze. I marmi principali e più richiesti erano: il giallo di Valcairegna di Castione, il grigio detto Pessata di Castione, il giallo di Brentonico, il rosso di Francia (detto Salado) del Monte Giovo, il rosso scuro di Prada. Queste litologie sono riferibili principalmente al Calcare Oolitico di S. Vigilio e al Rosso Ammonitico Veronese nelle loro varietà locali di Mori, Castione e Brentonico. L'attività di estrazione di questi *marmi*, come pure dell'Oolite di S. Martino d'Arco (Pietra bianca di Arco), è quasi completamente cessata: attualmente sono coltivati i giacimenti di Cava Talpina (coltivazione in sotterraneo nel Comune di Mori), Cava Cornalè (Comune di Brentonico) e Cava San Rocco (Comune di Brentonico) esclusivamente per la produzione di granulati.

Completamente abbandonata è invece la coltivazione dell'Arenaria di Ceole. Si tratta di un'arenaria quaternaria di colore giallo-chiaro estratta nei pressi del Monte Brione ed in località Ceole nel Comune di Riva del Garda. Questa pietra

fu utilizzata per molto tempo come pietra da costruzione e da taglio (pilastrini, stipiti, tubi per acquedotti), e nell'ultimo periodo come materia prima per il cementificio attiguo. Altre siti sede di estrazione di materiali per la produzione di pietre ornamentali (calcari della Formazione del Rosso Ammonitico Veronese) erano ubicati a Massone, sulla sinistra del Sarca, e a Chiarano d'Arco.

4.3. - MATERIALI A PREVALENTE USO INDUSTRIALE

Questo gruppo di materiali è il più vario e complesso, includendo rocce di varia composizione, origine ed età. Nella valle del Sarca esistono importanti giacimenti di calcari marnosi, marne ed argille, prevalentemente di età cretaceo-paleogenica (v. § 1.14.2. "Formazione di Ponte Pià" e § 1.14.3. "Argille di Ponte Arche") e quaternaria, utilizzati per la produzione di cemento e laterizi. Le argille per laterizi vengono prodotte da due tipi di materiale dalle caratteristiche ben distinte: le marne eoceniche e le argille lacustri quaternarie. Le prime hanno avuto in epoca passata un fiorente sviluppo per l'uniformità della composizione chimica e per la notevole continuità ed estensione della formazione. Purtroppo i notevoli spessori di depositi quaternari che spesso la ricoprono ne hanno pregiudicato il valore economico: spese di coltivazione elevate e problemi di natura idrogeologica, forestale e paesaggistica ne hanno fortemente inibito l'attività estrattiva fino a farla scomparire. Per quanto riguarda le argille lacustri, sono presenti in quasi tutte le vallate principali. Il loro sfruttamento per l'industria dei laterizi è condizionato dalla scarsa estensione laterale dei depositi, dalla loro discontinuità e irregolarità e dalla sensibile variazione nella composizione chimica delle argille dei differenti giacimenti, talora anche al loro interno. La produzione di cementi nella Provincia di Trento ha origine nel primo decennio del 1900. Nel Foglio Riva del Garda è presente il cementificio di Ceole che ha iniziato la sua attività sfruttando i giacimenti di argilla, marna e arenaria ubicati in prossimità dello stabilimento. Per un breve periodo la marna (v. par. "Argille di Ponte Arche", marna di Bolognana degli Autori) venne estratta in località Val d'Ir nel Comune di Arco, successivamente l'estrazione si è spostata in località Calaverna a Varignano d'Arco ove è tuttora attiva una cava a cielo aperto. Rimane ancora attiva l'estrazione di argilla, utilizzata come correttivo per la produzione di cemento, nelle cave Piscolo e Patom nei comuni di Arco e Riva del Garda.

L'attività estrattiva nei territori del Foglio Riva del Garda ha avuto per oggetto anche la coltivazione delle seguenti sostanze minerali: lignite picea a S.Martino d'Arco e a Crosano (Comune di Brentonico), dolomia a Molina di Ledro e Barcesino come materia prima per la produzione di magnesio (Fabbrica), limonite ed ematite nella miniera di S.Rocco nel Comune di Mori.

4.4. - INERTI, PIETRISCO, SABBIA E GHIAIA

In questo foglio i depositi detritici e alluvionali sede di attività estrattive non sono numerosi nonostante la massiccia presenza di coni e falde detritiche che si appoggiano alle pareti rocciose verticali dei massicci carbonatici e le estese coperture alluvionali della Valle del Fiume Sarca. In epoca storica i materiali inerti per la costruzione degli edifici venivano coltivati in prossimità dell'opera da realizzare per ovvi motivi logistici.

Pertanto i depositi alluvionali e detritici delle valli principali e tributarie sono stati oggetto di coltivazioni modeste che spesso duravano per il solo periodo di costruzione dell'opera a cui era destinato il materiale. Negli ultimi decenni in Provincia di Trento si è riscontrata una diminuzione della qualità dei materiali inerti da costruzione in seguito alla cessazione dell'estrazione di materiali dall'alveo dei corsi d'acqua che non sono più oggetto del Piano Provinciale di utilizzazione delle sostanze minerali da almeno due decenni (L.P. 4 marzo 1980. N. 6 e s.m.). Dai dati riportati nel piano emerge che solo il 55% del materiale utilizzato per la produzione di ghiaia e sabbia proviene da cave mentre il rimanente 45 % viene ricavato dalla sistemazione di alvei fluviali e da scavi occasionali (bonifiche agrarie, scavi di fondazione, sterri in generale e da riciclaggi di scarti). Attualmente sabbia e ghiaia vengono estratte dai depositi alluvionali del Fiume Adige nel Comune di Mori in Vallagarina (Cava Brianeghe) e materiali inerti di varia granulometria si estraggono dall'accumulo detritico di frana in località Mala nel Comune di Nago-Torbole e dalla falda detritica sul fianco sinistro della Valle del Fiume Sarca in località Patone nel comune di Arco (Cava Patom).

5. - GEOLOGIA ANTROPICA

Le principali modificazioni indotte dall'attività dell'uomo sul territorio del Foglio Riva del Garda riguardano la realizzazione di infrastrutture viarie, di opere idrauliche per la produzione dell'energia elettrica e per la laminazione delle piene eccezionali del Fiume Adige.

5.1. - GALLERIA ADIGE-GARDA

Si tratta di un'opera iniziata nel 1940, interrotta durante la Guerra e terminata nel 1959 con lo scopo di laminare le piene eccezionali del Fiume Adige e salva-

guardare da possibili alluvioni la città di Verona e la zona del Basso Polesine. La galleria capta una parte delle acque dell'Adige a nord di Mori per riversarle nel Lago di Garda in prossimità di Torbole. Essa è lunga 10 km, ha una pendenza media di circa 8.7 m/km (dislivello totale tra Mori e Torbole = 100 m) e una sezione di 50 mq per consentire una portata massima di circa 500 mc/s. Il percorso attraversa il Monte Faè, sottopassa la Valle di Loppio e termina poco a S di Torbole, sul Lago di Garda interessando sostanzialmente un ammasso roccioso costituito da calcari meso-cenozoici.

Le modificazioni ambientali indotte dall'opera riguardano l'alveo del Fiume Adige in prossimità di Mori (sistema di captazione delle acque), la riva sinistra del Lago di Garda dove è stata realizzata l'opera di scarico (Torbole), ma soprattutto la Valle di Loppio. In questa valle numerose sorgenti utilizzate dai comuni a scopo idropotabile e le sorgenti che alimentavano il Lago di Loppio si sono esaurite in concomitanza della costruzione dell'opera. La galleria pertanto ha modificato il sistema di drenaggio e circolazione della acque dei massicci rocciosi circostanti determinando un cambiamento del regime idrico delle sorgenti della zona, e quindi anche delle loro portate.

Il Lago di Loppio è stato svuotato nel 1958 per consentire i lavori di scavo della galleria ma purtroppo a manufatto ultimato non si riformò più in modo stabile: da allora il ripascimento del bacino lacustre avviene saltuariamente e per brevi periodi di tempo in occasione di abbondanti precipitazioni. Da qualche anno a questa parte, con la sensibilizzazione delle amministrazioni nei confronti dell'ambiente e la costituzione dei Biotopi trentini, tra cui anche quello del Lago di Loppio, sono iniziati gli studi idrogeologici per il recupero ambientale della zona e il tentativo di ripristino del lago.

5.2. - GALLERIA "DOM" LUNGO LA SS 240 DELLA VAL DI LEDRO

Costruita negli anni '80 è una galleria stradale per il collegamento dell'area di Riva del Garda con la Valle di Ledro. Essa attraversa i calcari eocenici (FPP), la formazione della Corna e il Sistema di faglie e fratture della Linea Ballino-Garda. Recentemente, in seguito al rinvenimento di alcune lesioni del rivestimento della galleria e del piano stradale, è stato avviato un progetto di monitoraggio che prende in considerazione la zona dei calcari eocenici (tendenza del cavo a restringersi) e la zona della galleria interessata dalla Linea Ballino-Garda (ingenti venute d'acqua).

Durante la costruzione è stata intercettata la sorgente "Sperone" poi ripristinata, con opera di captazione interna alla galleria.

5.3. - IMPIANTI IDROELETTRICI

Nel Foglio Riva del Garda sono presenti alcune opere di derivazione, produzione e trasformazione dell'energia elettrica tra cui:

Centrale idroelettrica di Riva del Garda. recentemente ammodernata. Riceve le acque dal Lago di Ledro e dal Torrente Ponale attraverso due gallerie in roccia. Le condotte forzate che arrivano alle turbine della centrale sono ospitate entro l'ammasso roccioso. L'impianto viene utilizzato anche per il pompaggio dell'acqua verso il Lago di Ledro.

Centrale idroelettrica di Torbole. E' il secondo punto di produzione di energia elettrica di un sistema di sfruttamento che parte dal Lago di Molveno e arriva al Lago di Garda attraverso i laghi di S. Massenza-Toblino (centrale elettrica) e di Cavedine. I collegamenti sono realizzati con gallerie in roccia ad eccezione del tratto S. Massenza-Cavedine che è costituito da un canale a cielo aperto. I laghi citati ovviamente risultano regimati artificialmente con gravi alterazioni chimico-fisiche e biologiche delle acque, legate essenzialmente alle variazioni di temperatura.

5.4. - DISCARICHE

Discarica RSU in località Maza nel Comune di Arco. Si tratta di una discarica controllata comprensoriale di rifiuti solidi urbani con capacità di circa un milione di mc che serve tutta l'area dell'Alto Garda (in via di esaurimento).

Discarica di Inerti speciali "Patom". Si tratta di una discarica studiata nell'ambito della sistemazione ambientale della cava di inerti "Patom" nel Comune di Arco attiva da almeno quindici anni. L'area si colloca ai piedi di una falda detritico del versante sinistro della Valle del Sarca. La sistemazione prevede il riempimento progressivo dei fronti di scavo della cava a mezzo di fanghi di cartiera. L'area pertanto si configura come cava-discarica.

6. - PIANIFICAZIONE URBANISTICA DELLA PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

La Provincia Autonoma di Trento ha competenza primaria in materia urbanistica, con la L.P. n. 26 del 9 novembre 1987 ha definito l'esistenza "di zone da sottoporre a vincoli particolari per la difesa del suolo e delle acque" e ha prescritto l'obbligatorietà che tali aree vengano "individuate" nel Piano Urbanistico

Provinciale (P.U.P.) e quindi anche nella pianificazione subordinata (P.R.G., P.d.F. ecc.). L'attuazione di tale norma nel P.U.P. avviene attraverso gli articoli n. 2, 3 e 5 che disciplinano rispettivamente le *aree ad elevata pericolosità geologica, idrologica e valanghiva, le aree di controllo geologico, idrologico, valanghivo e sismico e le aree di protezione di pozzi e sorgenti selezionate*.

Lo strumento cartografico per l'attuazione della norma citata è la Carta di Sintesi Geologica del P.U.P., redatta alla scala 1:10.000, secondo le seguenti classi:

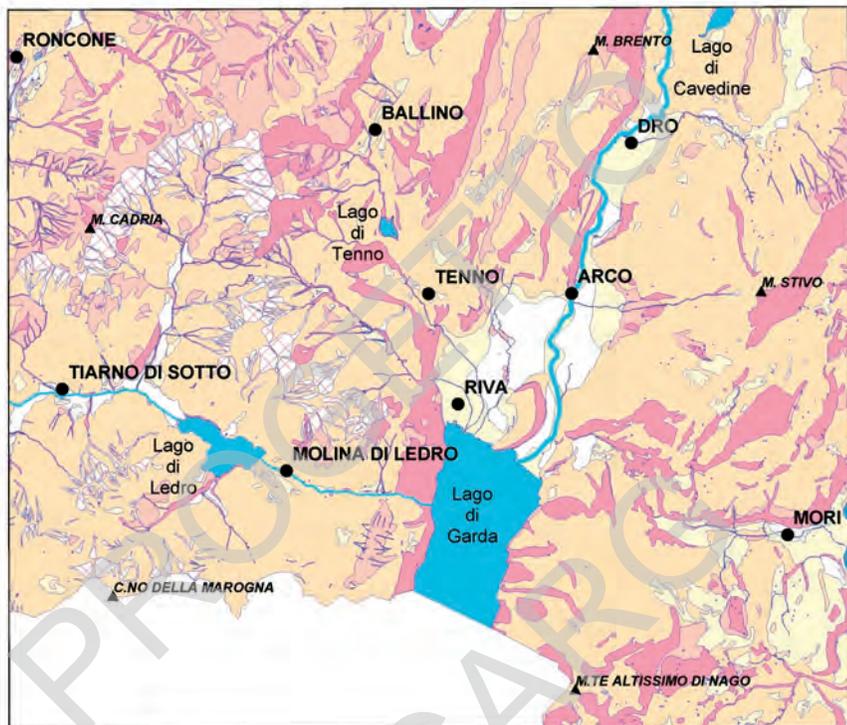
- AREE AD ELEVATA PERICOLOSITÀ GEOLOGICA, IDROLOGICA E VALANGHIVA - TUTELA ASSOLUTA DI POZZI E SORGENTI
- AREE DI CONTROLLO GEOLOGICO, IDROLOGICO, VALANGHIVO E SISMICO suddivise ulteriormente secondo le seguenti sottoclassi: Aree critiche recuperabili; Aree con penalità gravi o medie; Aree con penalità leggere; Aree soggette a fenomeni di esondazione; Aree di rispetto idrogeologico; Aree di protezione idrogeologica; Aree a controllo sismico: a bassa sismicità (zona sismica 3) e a sismicità trascurabile (zona sismica 4)
- AREE SENZA PENALITÀ GEOLOGICA

La Carta di Sintesi Geologica del P.U.P. è diventata un elemento fondamentale per la pianificazione urbanistica e tutti i tecnici del settore e gli amministratori locali hanno imparato a conoscerla, a prenderla in considerazione e anche ad apprezzarla (fig. 23). La sua corretta applicazione e la sua diffusione sono state ulteriormente favorite dalla realizzazione di una successiva disarticolazione delle aree a controllo geologico e di protezione delle sorgenti corredata da specifiche norme di attuazione da introdurre nei Piani Regolatori Generali (P.R.G.) di tutti i comuni della provincia. Tale lavoro, gestito e controllato dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento con il supporto degli altri Servizi Tecnici provinciali, è stato definito e concordato anche con i geologi liberi professionisti che ne curano il continuo approfondimento scientifico ed aggiornamento tramite la realizzazione di indagini specifiche a supporto dei P.R.G..

Tramite queste indagini, in parte finanziate anche dalla P.A.T., è stato migliorato il quadro conoscitivo degli aspetti geologici nelle aree a maggiore vocazione urbanistica in modo da rendere meno onerose le indagini a carico dei privati.

La P.A.T. ha attualmente in corso alcuni progetti per la determinazione della pericolosità idrogeologica di tutto il territorio provinciale mediante i quali verranno prodotte una serie di cartografie tematiche che saranno propedeutiche per la realizzazione e l'aggiornamento di carte di tipo normativo per la gestione del territorio (es: Carta di Sintesi Geologica del P.U.P.) e per la realizzazione dei piani di prevenzione delle calamità naturali.

Carta di Sintesi Geologica della pianificazione Urbanistica



Scala 1:240.000

Legenda

	Aree ad elevata pericolosità geologica, idrologica		Aree con penalità gravi o medie		Fiumi Laghi
	Aree ad elevata pericolosità valanghiva		Aree con penalità leggere		
	Aree critiche recuperabili		Aree senza penalità		

Fig. 23 - Schema delle aree ad elevata pericolosità geologica, idrologica e valanghiva presenti nella parte trentina del Foglio Riva del Garda. Tali aree corrispondono al 16,7 % dell'area trentina presente nel foglio stesso

PROGETTO
CARG

VII - BANCA DATI GEOLOGICI

Nell'ambito del Progetto CARG, che prevede la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica su tutto il territorio nazionale alla scala 1:50.000, è prevista anche la realizzazione di un altro strumento conoscitivo e complementare della cartografia stessa, ai fini della pianificazione territoriale e dello studio e della ricerca geologica: la Banca Dati geologica.

Tale prodotto è, infatti, un efficace sistema di raccolta di informazioni, di ricerca dei dati e di aggiornamento degli stessi.

La Banca Dati viene creata dai Soggetti Responsabili dei Fogli (Regioni, Province Autonome, Università, Enti, ecc.), ed è strutturata conformemente alle Linee Guida elaborate da APAT - Servizio Geologico Nazionale, tramite la pubblicazione dei Quaderni (si veda a tal proposito Quaderno serie III, n. 6).

In particolare, la raccolta dei dati è organizzata in strati informativi (strato 10 strato 28) che garantiscono la correlazione tra l'elemento grafico riportato sulla carta geologica alla scala 1:25.000 e la descrizione di tali elementi, tramite la predisposizione di tabelle (es. TO18201000). Tali informazioni possono essere visualizzate e/o modificate tramite l'uso del programma ArcMap (ESRI).

La banca dati viene acquisita in scala 1:25.000, mentre la stampa della cartografia geologica viene realizzata in scala 1:50.000, quindi con un grado di dettaglio maggiore. Ogni Foglio CARG alla scala 1:50.000 è, quindi, correlato ad una sola banca dati.

Si prevede, inoltre, di rendere disponibile la banca dati per gli utenti che siano interessati ad una consultazione rapida e precisa dei dati cartografici pubblicati, sul sito del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (www.protezionecivile.tn.it/Geologico).

PROGETTO
CARG

VIII - ABSTRACT

The geological map of the Foglio Riva, here presented at the scale 1: 50.000, was investigated and surveyed on a former map at the scale 1: 10.000.

The Plio-Quaternary successions consist of continental deposits. They have been grouped into the Mt. Spinale Supersyntheme, the Garda Syntheme and Postglacial Alpine Syntheme, each including various glacial, lacustrine, alluvial and gravity driven deposits, developed during different pulses of glacial activity. The mapped area is also characterized by some large and active mass-movements.

The underlying substratum include a stratigraphic succession of mostly marine sedimentary deposits spanning from the Scythian (Lower Triassic) to the basal part of the lower Miocene overlying thick Paleogene nummulitic sequences: the entire succession is affected by strong tectonic compressional deformations.

North of and around Riva del Garda the stratigraphic architecture of the Mesozoic successions gives crucial indications: in particular the Liassic deep water deposits of the Lombardian basin are facing to the W the shallow marine, carbonate-shelf deposits of the Venetian platform along the about N-S trending Ballino- Garda fault.

This latter correspond to one of the most important structural marker of the Norian-Liassic rifting evolution of the Southern Alps, predating the opening and the spreading of the oceanic Tethys. To exemplify, the most striking expressions of the Liassic opposite sedimentary conditions are the basinal succession of the

Tofino Fm, W of the Ballino-Garda escarpment, and the Bahamian shelf deposits of the Calcare Grigi Group, E of that fault. Similar settings have been documented also during Norian-Rhaetian (the basinal Calcare di Zorzino Fm, Calcare di Zu Fm and Argillite di Riva di Solto Fm, opposite to the carbonate shelf deposits of the Dolomia Principale Fm). The sector E of the Ballino-Garda escarpment maintained their submarine, structural high setting also during the drifting stage as documented by the Upper Jurassic and Lower Cretaceous strongly condensed sequences on the former Venetian Platform, contrasting to the deeper and thicker coeval deposits of the Lombardian facing sector. Extensional tectonics drove the further Late Cretaceous and Eocene stratigraphic evolution (currently related to the “convergence” events).

East of the Ballino-Garda fault, early to Mid Eocene NE-SW normal faults controlling the local shelf and basin, carbonate, mostly Nummulitic deposits and the coeval basaltic volcanism, have been recognized. At the end of the Mid Eocene, the most important volcanic events produced numerous small submarine explosive external edifices covered on top by basaltic flows.

These events marked the end of the Eocene normal fault system activities. The explosion diatreme with their infillings of explosion breccias are well exposed along some natural slopes and scarps crossing the whole succession from the middle upper part of the Calcare Grigi Gr. to the top of the Eocene deposits.

The area of the Foglio Riva is located inside the central part of the Southern Alps and belongs to the Africa verging structural belt of the Alps. The compressional evolution in the area of the Foglio Riva is documented by thrust and fold associations, mostly arranged according to the Giudicarie tectonic trends: E-W trending, short frontal fold-ramps and long NNE-SSW (NE-SW) trending faults, considered as the transpressional lateral ramps of the formers, define the dominant tectonic style of the system. The most prominent thrusts are mostly located in the western “lombardian” sector of the Foglio Riva and, with the other thrusts of the map, originated during the Valsugana events (Serravallian-Tortonian) due to the compressional structural inversion of the former mostly Mesozoic normal faults.

Particularly in the eastern and central sector of the map, the Giudicarie NNE-SSW dominant structures are in some cases displaced by dextral E-W and mainly by sinistral NW-SE trending strike slip faults of the Schio-Vicenza structural system. This latter originated during the younger compressions of the Padanian-Adriatic events (Messinian-Pliocene or later in age).

BIBLIOGRAFIA

- ASSERETO R. & CASATI P., (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. **71**(4), 999-1097.
- ASTOLFI G., BOGO D., MORO S., PICOTTI V. & SAPIGNI M., (1993) - *Riva del Garda. Considerazioni sullo scavo con fresa delle gallerie inclinate in una situazione geologica complessa*. Gallerie e Grandi opere sotterranee, **41**, 10-26.
- AUBOIN J., (1963) - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, v. **5**, pp. 730-766, Paris.
- AUTORI VARI, (1968 a) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 21, Trento*. A colori, alla scala 1.100.000.
- AUTORI VARI, (1968 b) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 36, Schio*. A colori, alla scala 1.100.000.
- BALLY A.W., BERNOULLI D., DAVIS G.A. & MONTADERT L., (1981) - *Listric normal faults*. In: *Geology of continental margins* (Ed. by Blanchet R. & Montadert L.), 26th Internat. Geol. Congr., Paris, 1980. Oceanologica Acta, Suppl., pp. 87-101.
- BATTAGLIA R., (1953) - *La palafitta del lago di Ledro nel Trentino*. Mem. Museo di Storia Naturale Venezia Trid., v. **7**, pp. 3-63.
- BECCARELLI BAUCH L., (1988) - *Unter-bis mittelmiozäne Karbonatformationen am Westrand der Trento-Plattform (Südalpen, Norditalien)*. Münchner geowiss. Abh. A., **13**, 1-86.
- BENINI C. & BROGLIO LORIGA C. (1974) - *Isognomon (Mytiloperna) v. Jherling, 1903 e Gervilleopera Krumbeck, 1923 fra i grossi Lamellibranchi della facies a 'Lithiotis' del Veneto*". Rend. Acc. Naz. Lincei, Roma, Cl. Sc. Mat. Fis. e Nat., v. **57**, n. 3-4, pp. 233-244.
- BERNOULLI D., (1964) - *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. Beiträge zur Geol. Karte Schweiz, n.s., v. **118**, pp. 1-134, Bern.

- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KÄLIN O. & VAN STUIJVENBERG J., (1979) - *Evolution of continental margins in the Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr., Mitt., vol. **59**, pp. 165-170.
- BERNOULLI D. & PETERS T., (1970) - *Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., vol. **63**, pp. 609-621.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M., (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., vol. **94**(3), pp.425-454.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M. & GELATI R., (1992) - *Carta geologica della fascia collinare subalpina tra la Brianza ed il Lago d'Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **45** (1990), pp.107-110.
- BERTI CAVICCHI A., BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA, (1971) - *Calcari a Lithiotis problematica (Gümbel) o calcari a "Lithiotis"?* Mem. Geopaleontol. Univ. Ferrara, **3**, 41-53.
- 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*. Sedimentary Geology, vol. **86**, pp. 55-76, Amsterdam.
- BEUG H.J., (1964) - *Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten*. Flora, **154**, 401-444.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M., (1978) - *Southern Alpine lakes - Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchement*. Marine Geology, **27**, 271-288.
- BITTNER A., (1880) - *Die Sedimentgebilde in Judicarien*. Verhandl. K.k. Geol. Reichsanst., 223-238, Wien.
- BITTNER A., (1881) - *Über die geologische Aufnahmen in Judicarien und val Sabbia*, Jahrb. K.K Geol. Reichsanst., **31** (3), 219-379, Wien.
- BLOW W.H., (1979) - *The Cenozoic Globigerinida*. E.J. Brill, vol. **3**, pp. 1413, Leiden.
- BONI A. & CASSINIS G., (1973) - *Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. **23**, pp. 119-158, Pavia.
- BONNEAU M., (1970) - *Contribution à la l'étude géologique de la Judicarie au Nord-Auest du lac de garde (Alpes méridionales, province de Trente, Italie)*, Bulletin de la Societe Géologique de France, vol.7 (11), pp. 816-829, Paris.
- BOSELLINI A., (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **86**, pp. 133-169.
- BOSELLINI A. & BROGLIO LORIGA C., (1971) - *I "Calcari Grigi" di Rotzo (Giurassico Inferiore, Attopiano di Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete*, Annali dell'Università di Ferrara, sez. IX, 5 (1), pp. 1-61, Ferrara.
- BOSELLINI A. & LUCIANI V., (1985) - *Contributo alla conoscenza dell'hard ground di Nago*. Rend. Soc. Geol. It., vol. **8**, 61-64, Roma.
- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions-examples from Adamello batholith (Italy) and their significance on the mechanism of intrusion*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **26**, 145-157.
- BRACK P. & RIEBER H., (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Eclogae geol. Helv., **86/2**, 415-527.
- BROGLIO LORIGA C., (1996) - *I fossili dei Calcari Grigi con particolare riferimento alle facies a Lithiotis*. In Leonardi G. e Mietto P.(Ed.): I Dinosauri di Rovereto - Le piste giurassiche dei Lavini di Marco (Trentino, Italia) nel contesto dei Dinosauri d'Italia.

- CADROBBI M., (1944) - *Contributi alla conoscenza della linea tettonica di Ballino (Riva del Garda)*. Studi Trentini di Sc. Nat., Anno 23, Fasc. 2-3, pp. 75-93.
- CADROBBI M., (1960) - *Studio geotettonico dei monti a nord di Arco*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. **21** (1958), pp 1-83.
- CADROBBI M., (1961) - *Guida geologica del basso Sarca*. Soc. Museo Civ. di Rovereto, pp 1-131. Rovereto.
- CADROBBI M., PASA A. & TREVISAN L., (1948) - *Carta Geologica D' Italia: Foglio 35, Riva*. A colori, alla scala 1.100.000.
- CANTELLI L. & CASTELLARIN A., (1994) - *Analisi e inquadramento strutturale del sistema "Schio-Vicenza"*, Atti Ticinesi di Scienze della Terra, vol.1 (Serie speciale), pp. 231-245, Pavia.
- CASATI P., (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. Osservazioni stratigrafiche sull'infretico delle Prealpi Bergamasche. Riv. It. Paleont. Strat., vol. 70(3), pp. 447-465, Milano.
- CASATI P. & GAETANI M., (1979) - *The Triassic in Lombardy*. In M. Gaetani (Ed.), Riccardo Assereto and Giulio Pisa field symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps, Field guide-book, Bergamo.
- CASOLARI E. & PICOTTI V., (1997) - *La Formazione di Val d'Oro: un pendio deposizionale eoliassico al margine nord-orientale del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Atti Tic. Sc. Terra, v. **5**, pp. 41-52, Pavia.
- CASSINIS G., (1971) - *Lineamenti paleogeografici del Retico bresciano*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. **18**, pp. 50-64, Pavia.
- CASTELLARIN A., (1963) - *Risultati preliminari sulla geologia dell'altipiano di Cei (Trentino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **83** (4) (1962), pp.1-25.
- CASTELLARIN A. (1966a) - *Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino Meridionale)*. Gior. Geol., vol. **33**, pp. 528-554, Bologna.
- CASTELLARIN A. (1966b) - *I tufi eocenici a struttura caotica dei dintorni di Rovereto (Trentino Meridionale). Il problema delle tuffiti*. Gior. Geol., vol. **33**, pp. 417-440, Bologna.
- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra piattaforma veneta e bacino lombardo a Nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., vol 38 (1), pp. 11-212, Bologna
- CASTELLARIN A. (1977): *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico*. Boll.Soc.Geol.It., vol. **95** (1976), pp.-511.
- CASTELLARIN A. (a cura di), (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali*. Alla scala 1:200.000. Progetto Fin. Geodinamica, pubbl. n. **441**, pp. 1-220.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Tettonica sinsedimentaria ed associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino)*. In A. Castellarin & .B. Vai (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide Geol. Reg. S.G.I., pp. 23-40, Bologna.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L., (2000) - *NeoAlpine evolution of the Southern Alps*. Journal of Geodynamics, **30**, pp. 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L., (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps*. Relationships with the N-Apennines. Annales Tectonicae, vol. 4(1), pp. 62-94.
- CASTELLARIN & CITA M. B., (1969) - *La coupe Priabonienne de Nago (Prov. Trento) et la limite Eocene - Oligocene*. Mem. B.R.G.M., N.**69**, pp. 93-117.

- CASTELLARIN A., DEL MONTE M. & FRASCARI F., (1974) - *Cosmic fallout in the "Hard Grounds" of the Venetian Region (Southern Alps)*. *Giornale di Geologia*; vol **39**(2), pp.333-346, Bologna.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R., (1988) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. *Min. Petr. Acta*, (1987), pp. 287-310.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L., (1993) - *Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites)*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. **49**, pp. 125-144, Roma.
- CASTELLARIN A. & PICCOLI M. (1966) - *I vulcani eocenici nei dintorni di Rovereto*. *Giornale di Geologia*, v. **33**, ser. 2, pp. 293-365, Bologna.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V., (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 83(3), pp. 683-700, Basel.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., (1973) - *I ciclotemi carbonatici infraliassici di S. Massenza (Trento)*, *Giornale di Geologia*, vol.39, ser.2, pp. 221-248, Bologna.
- CASTELLARIN A. & SARTORI, (1980) - *Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud*. *Rend. Soc. Geol. It.*, vol.2, pp. 29-32.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., (1982) - *Geologia della Linea delle Giudicarie Sud (tra Pieve di Bono e Tione)*. In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, pp.103-114
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., (1986) - *Il sistema tettonico delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo dell'alta Pianura Lombarda*. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 26 (1983), pp. 31-37.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B., (1986) - *Southalpine versus PoPlain apenninic arcs*. In: F.C. Wezel (Ed.):The origin of arcs. *Development in Geotectonics*, n.21, pp. 253-280, Elsevier, Amsterdam.
- CHARVERT J., (1966) - *Étude géologique de la région de Stenico (Alpes Méridionales, province de Trénte, Italie)*. *Bull. Soc. géol. France* (**7**), **8**, pp. 807-817.
- CHINAGLIA NADIA, (1992) - *Analisi geomeccanica di alcune grandi frane in unità calcaree stratificate: le "Marocche" della bassa Valle del Sarca*. Tesi di Dottorato, Università di Milano, 178 pp.
- CITA M.B., GELATI R. & GREGNANIN A., (1990) - *Alpi e Prealpi Lombarde*. *Guide Geologiche Regionali*. *Soc. Geol. It.*, **10**, pp. 247-309.
- CLAPS M., TROMBETTA G.L. & PICOTTI V., (1996) - *Il bioerma a serpulidi del M. Zenone (Norico, Prealpi Bresciane): facies, geometria e ambiente deposizionale*. *Atti Tic. Sc. Terra, Serie Spec.*, vol.4, pp. 3-18, Pavia.
- COWARD. M. & DIETRICH D., (1989) - *Alpine tectonics - an overview*. In: Coward M.P., et alii (Ed.): "Alpine tectonics". *Geological Society Geological Society Special Publication No 45*, pp.1-29 London.
- CURZI P. V., CASTELLARIN A., CIABATTI M. & BADALINI G.L. (1992) - *Caratteri morfostrutturali sedimentologici e genetici del Lago di Garda*. " *Torricelliana*", vol. **43**, pp.1-111.
- DAL PIAZ G., (1929) - *Carta geologica delle tre Venezie. Foglio 21, Trento*, alla scala 1:100.000, Mag. Acque, Venezia (Mn.LL.PP.)
- DAL PIAZ G. B., (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di M. Croce*. *Mem. Mus. St. Nat. Ven. Tridentina*, vol.5, fasc. 2, pp. 177-357.
- DAL PIAZ G.V., (1995) - *Plate tectonics and Mountain Building: the Alps. Historical Review and personal comments. Plate tectonics: the First twenty-five years*. *Proceedings of the VIII Summer School, Siena 1995*, pp. 171-251.

- DE JONG K. A., (1967) - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It, vol. **86**(4), pp. 749-776.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E., (1986) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It. , vol. **26**, pp.285-299.
- DE VECCHI G., GREGNANIN A. & PICCIRILLI E.M., (1976) - *Tertiary volcanism in the Veneto: magnetology, petrogenesis and geodynamic implications*. Geol. Rundschau, **65**, 701-710.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A., (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., vol. **76**, pp. 735-754, Stuttgart.
- FABIANI R., (1915) - *Il Paleogene Veneto*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol.**3**, pp.1-336.
- FABIANI R., (1922) - *Il Terziario del Trentino*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. **6**, pp.1-60.
- FABIANI R., (1925) - *Carta Geologica delle Tre Venezie*. Foglio 36, Schio alla scala 1:100.000, Mag. Acque, Venezia.
- FELBER M., VERONESE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPPIZZI P., SANTULIANA E. & VIOLANTI D., (2000) - *Indagini sismiche e geologiche nelle valli del Trentino meridionale (Val 'Adige, Valsugana, Valle del Sarca Valle del Chiese)*. Studi Trentini di Sc. Nat., Acta Geol., Vol. **75** (1998), pp. 3-52.
- FERRARI A., (1982) - *Note stratigrafiche sull'area veneto-trentina (dal Triassico superiore al Cretacico)*, in A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., pp. 59-66, Bologna.
- FINCKH P.G., (1978) - *Are Southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the Southern Alpine lakes*. Marine Geology, **27**, pp. 289-302.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A., (1997) - *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion*. Tectonophysics, **297**, pp.1-15, Elsevier.
- GAETANI M., (1969) - *Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento)*. Riv. Ital. Paleont. Strat. vol.**5** (3), pp. 469-546.
- GAETANI M., (1975) - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In C. Squyres (Ed.), Geology of Italy, Earth Sc. Soc. Libyan Arab. Republ., pp. 377-402, Tripoli.
- GARZANTI E., GNACCOLINI M. & JADOUL F., (1995) - *Anatomy of a semi-arid coastal system: the upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., vol. **101**(1), pp. 17-36, Milano.
- GNACCOLINI M., (1965 a) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XV. *Calcarea di Zu ed Argillite di Riva di Sotto: due nuove formazioni del Retico lombardo*. Riv. It. Paleont. Strat., vol. **71**(4), pp.1099-1121, Milano.
- GÜMBEL C. W. (VON), (1857) - *Untersuchungen in den Bayerischen Alpen shwischen Isar und Salzach*. Jahrb. K.K.Geol.Reichsanst., Jahg. VII, H. I, 146-151.
- HAAS O., (1912) - *Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol*. Beitrag z. Pal. u. Geol. öst. ung. u.d. Orients, **25** (4), 223-285, Wien.
- HAAS O., (1913) - *Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol*. Beitrag z. Pal. u. Geol. öest. ung. u.d. Orients, vol.**26** (1-2), 1-161, Wien.
- HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B., (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, **242**, pp.239-243.

- JADOUL F., (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche Occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., v. **91**, (1985), n. 4, pp. 479-512, Milano.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S., (1994) - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In G. Carannante and R. Tonielli (Eds.) IAS 15th Regional meeting, Post Meeting Fieldtrip Guidebook, Excursion B1, pp. 3-38, Ischia.
- LAUBSCHER H.P., (1990) - *The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3D material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics, v. **176**, pp. 103-121, Amsterdam.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D., (1977) - *Mediterranean and Tethys*. In: *The Ocean Basins and Margins*. vol. 4A: The Eastern Mediterranean (Ed. by Nairn A.E.M., Kanes W. & Stehli F.G.), vol. **4A**, pp. 1-28, Plenum Publ. Corp., New York.
- LEHNER B., MICHAEL W. KNAPPERTSBUSCH & PHILIPPE H. HEER, (1987) - *Biostratigraphy, lithostratigraphy and sedimentology of the Maiolica Lombarda and the Scaglia Lombarda on the west side of lake Garda (northern Italy)*. Mem. Sc. Geol. Padova, vol. **39**, pp. 1-35.
- LEPSIUS R., (1878) - *Das westliche Südtirol geologisch dargestellt*. 1-375 pp., Berlin
- LUCIANI V., (1989) - *Stratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del M. Baldo (prov. di Verona e Trento)*. Mem. Sc. Geol. Padova, v. **41**, pp. 263-351.
- MALARODA R., (1962) - *Gli "hard ground" al limite tra Cretaceo ed Eocene nei Lessini occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **3**, pp. 111-148.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A., MACERA P., (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, vol. **10** (1-2), pp. 60-79.
- MARTIN S. BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. AND BALESTRIERI M.L., (1998) - *Neogene kinematics of the Giudicaria fault: new apatite fission tracks data*. Terra Nova, vol. **10** (4), pp. 217-221.
- MARTIRE L., (1992) - *Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy*. Paleogeogr. Paleoclim. Paleocool., vol. **94**, pp. 169-191.
- *MASETTI D., NERI C., STEFANI M. & ZANELLA R., (1985) - *Cicli e tempesti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta*. Mem. Soc. Geol. It., vol. **30**, pp. 267-283.
- MASETTI D., CLAPS M., AVANZINI M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P., (1996a) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Geologia delle Dolomiti. Guida alla 78^a Riunione Estiva della S.G.I., 19-21 Settembre 1996, pp. 1-48, San Cassiano (Bz).
- MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A. & PIGNATTI P., (1996b) - *I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias inferiore e medio, Prealpi Venete)*. Atti Tic. Sc. Terra, vol. **40**, pp. 139-183, Pavia.
- 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. Istituti Geol. Miner. Univ. Padova, vol. **28**, pp. 1-62.
- PENCK A & BRUECKNER E., (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. I-II-III Leipzig.
- PERNA G., TOMASI G., CHINI A., BRAGA G., DAL PIAZ GB., LEONARDI P. & UNGARO S., (1983) - *Bibliografia Geologica d' Italia*, vol. XVIII, Trentino Alto Adige. Cons. Naz. delle Ricerche (Comitato per le Sc. Geol. e Min.), pp. I-VXII, 1-589, Trento.
- PIA J., (1919) - *Zur Frage der Luckenhaftigkeit des alpinen Jura, besonders in den Lessinischen Alpen*. Mitt. Geol. Gesell., vol. **12**, pp. 116-134, Wien

- PIA J., (1925) - *Die Gliderung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen*. Anz.Ak. Wiss. Math. Nat.- Wiss. Kl., vol. **23**, pp. 214-217, Wien
- PICCOLI G., (1966) - *Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, vol. **26**, pp.1-100.
- PICOTTI V., (1992) - *Ladinian-Carnian evolution of the Barghe structural high (Val Sabbia, Southern Alps)*. Rend. Soc. Geol. It., vol. **14** (1991), pp.101-106.
- PICOTTI V., (2003) - *Note illustrative della Tavola 80 IV "Roncone"*. SELCA
- 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. Padova, vol. **48**, pp.171-219.
- PICOTTI V. & PINI G.A., (1988a) - *Tettonica sinsedimentaria norica nel settore compreso fra il lago d'Idro e il lago di Garda*. Rend. Soc. Geol. It., v. **11**, pp. 225-230.
- PICOTTI V. & PINI G.A., (1988b) - *Sintesi strutturale del sovrascorrimento di Tremosine-Tignale-Costa (Alpi Bresciane)*. Rend. Soc. Geol. It., v. **11**, pp. 257-262.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A., (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie - Val Trompia fold and thrust belt (central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol. Padova, vol. **47**, pp. 95-109
- PICOTTI V. & TROMBETTA L., (1994) - *Tectonic and sedimentary evolution of the early stage of the Tethyan rifting (Norian, Central-Southern Alps, Italy)*. In: 15th I.A.S. Regional Meeting, Abstract book, 326-328, Ischia (Italy).
- PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., PESSINA C., & SELLA M., (1997)- *Alpine inversion of Mesozoic rift basin: the case of the eastern Lombardian Prealps*. AGIP-Università di Bologna, pp.1-102, S Donato Milanese.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H. P., (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps*. Riv. Ital. Paleont., vol. **72**, pp. 1183-1266.
- PROSSER G., (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy)*. Journal of Geodynamics, vol. **30**, pp. 229-250, Pergamon Press.
- PROSSER G. & SELLI L., (1992) - *Thrusts of the Mezzocorona Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematic reconstruction*. Boll. Soc. Geol. It., vol. **110** (1991), pp. 805-825.
- RENNER G., SLEJKO D., (1986) - *Studio di alcuni recenti terremoti dell'Italia nord orientale in un contesto sismotettonico regionale*. Atti 5° convegno GNGTS.
- RINALDO M. & JADOUL F., (1994) - *La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale)*. Studi Trentini di Sc. Nat., Acta Geologica, vol. **69**, pp. 93-118, Trento.
- ROSSETTI R., (1960) - *Osservazioni sulla geologia della sponda orientale dell'Eridio*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. **11**, pp. 3-30, Pavia.
- ROSSETTI R., (1966) - *Ricerche stratigrafiche e strutturali sulla regione dolomitica a oriente del Lago d'Idro (Bresciano Nord orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. **17**, pp. 67-102, Pavia.
- ROSSETTI R., (1967) - *Prima segnalazione della presenza del Carnico superiore alla base del sovrascorrimento di Tignale (sponda occidentale del Lago di Garda)*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. **86** (1), pp. 89-95.
- SCHLAVINATO G., (1950) - *La provincia magmatica del Veneto Sud-occidentale*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol.**17**, pp.1-38.

- SCHÖNBORN G., (1992) - *Kinematics of a transverse zone in the Southern Alps, Italy*. In: K. McClay (ed.): Thrust tectonics, Chapman & Hall, pp. 299-310, London.
- SCHUMACHER M.E., SCHÖNBORN G., BERNOULLI D., & LAUBSCHER H.P., (1997) - *Rifting and collision in the Southern Alps*. In: Pfiffner et alii (eds.): Result of NRP 20: Deep Structure of the Swiss Alps. The National Research Program 20 (NRP/20), pp. 186-204, Birkhauser Verlag Basel.
- SCHWINNER R., (1917) - *Geologisches Schiechtenkarte*. K.U.K: Kriegfermessung, 11, Sek. 564/2, Osthaelfte, 1:25.000, Wien
- SCHWINNER R., (1918) - *Das Gebirge westlich von Ballino (SW Tirol)*. Verhandl. Der K.K. Geol. R. Anst., 7, 184-198, Wien.
- SEMENZA E., (1974) - *La fase Giudicariense nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 178-226.
- SLEJKO D., (1989) - *Sismica attuale nell'area benacense*. In: *Il rischio sismico nel Bresciano*. Editoriale Ramperto, pp. 31-39.
- STEFANI M. & GOLFIERI A., (1989) - *Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine fra Lombardia e Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., v. 95, n. 1, pp. 29-55, Milano.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC F.G., V.D.PLICHT J. AND SPURK M., (1998)- *Radiocarbon*, 40:1041-1083.
- STURANI C., (1964) - *La successione delle faune ad Ammoniti nelle formazioni medio-giurassiche delle Pealpi Venete occidentali (regione tra il Lago di Garda e la Valle del Brenta)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. di Padova, vol. 24, pp. 3-63.
- STUCCHI M. et alii, (1994) - *Revisione dei terremoti di interesse per il territorio della provincia di Trento*. IRSS- CNR Milano. Rapporto interno della PAT non pubblicato
- STURANI C., (1971) - *Ammonites and Stratigraphy of the "Posidonia Alpina Beds" in the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Baiocian)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 28, pp. 1-190.
- TRENER G. B. (1924) - *Gli impianti idroelettrici della città di Trento. Parte II: Geologia delle Marocche*. In "Gli impianti idroelettrici della Città ddi Trento". Tip. Scotoni., pp. 25-33. Trento.
- TREVISAN L., (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 13, pp. 1-128, Padova.
- TREVISAN L. & TONGIORGI E., (1958) - *La Terra*, pp.1-730, UTET.
- TROMBETTA G.L. & BOTTONI D., (1993) - *Analisi di facies ed evoluzione in 3D in un bacino intraplatteforma del Norico della Lombardia (Valvestino, Prealpi Bresciane)*. Mem. Sci. geol., Padova, vol. 45, pp. 149-164.,
- TROMBETTA G.L. & CLAPS M., (1995) - *Sedimentology and depositional evolution of a platform-basin system: the example of the Ledro Valley intra-platform basin (Norian-Rhaetian, Southern Alps)*. Mem. Sci. Geol. Padova, vol. 47, pp. 31-44.
- TRÜMPY R., (1973) - *The timing of orogenic events in the Central Alps*. In : Gravity and Tectonics pp.229-251, Wiley & Sons.
- VACEK M., (1903 a) - *Geologisches Spezialkarte österr.- ung. Monarchie SW.- Gruppe, Nr.79 Cles, 1:75.000*, Verhandl. k.k. Geol. Reichanst., Wien.
- VACEK M., (1903 b) - *Geologisches Spezialkarte österr.- ung. Monarchie SW.- Gruppe, Nr.96 Rovereto und Riva, 1:75.000*, Verhandl. k.k. Geol. Reichanst., Wien

- VACEK M., (1903 c) - *Erläuterungen zur geologischen Karte der österr.- ung. Monarchie SW.- Gruppe, Nr.96 Rovereto und Riva, 1:75.000*, Verhandl. k.k. Geol. Reichanst., 1-100, Wien.
- VAN BEMMELEN R.W. (1967) - *Fenomeni geodinamici*. Mem. Geopaleont. Univ. Ferrara, Vol. I, fasc. III, n. 11, pp. 253-357.
- VECCHIA O., (1957) - *Significato del fascio tettonico giudicario-atesino dal Benaco a Merano: un problema geologico*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 76, pp. 81-135, Roma.
- VENZO S., (1934) - *Il Neogene del Trentino del Veronese occidentale e del Bresciano*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trentina, vol. 2 (2), pp.111-207.
- VENZO G. A., Marchesoni V. & Paganelli A. (1958) - *Ricerche geosedimentologiche e paleobotaniche su depositi fluviali e lacustri della bassa valle del Sarca, presso Linfano di Torbole (Trento)*. St. Trent. Sc. Nat., vol. 35, 2-3, pp. 71-94. Trento.
- VENZO G. A. (1978) - *I fenomeni franosi di Gavazzo (Basso Sarca, Trentino)*. St. Trent. di Sc. Nat. - Acta Geologica, vol. 55, pp. 15-29. Trento.
- VEEVER J.J., (1989) - *Middle/Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly*. Geology, 17, pp. 784-787
- WIEDENMAYER F., (1963) - *Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona*. Eclogae Geol. Helv., v. 56, 529-640. Basel.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A., (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 65, pp. 394-421, Tulsa (Oklahoma).
- ZAMPIERI D., (1995) - *Tertiary extension in the southern Trento platform, Southern Alps, Italy*. Tectonics, 14, pp. 645-657.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG