Quaternary Faults and Seismic Hazard in the Lake Garda Area

Andrea Berlusconi*, Maria Francesca Ferrario*, Franz Livio*, Alessandro Maria Michetti*, Crescenzo Violante**, Eliana Esposito**, Sabina Porfido**, Piero Fiaccavento***, Licia Ripamonti*, Marzio Roncoroni*

SUMMARY – *Evidence of active tectonic shortening in the Lake Garda area (Northern Italy) has been very well described in the geological literature for at least 40 years, mainly due to the extensive research conducted during the siting of nuclear power plants in Lombardia in the 80's. This area includes in fact the causative faults for some of the largest seismic events ever occurred in Northern Italy, i.e. the two medieval earthquakes of January 3rd, 1117 (Verona, Io = IX-X MCS) and the 25th of December, 1222 (Brescia, Io = IX-X MCS). More recently, two "twin" moderate events occurred at Salò on October 30th, 1901 (Io = VIII MCS) and November 24th, 2004 (Ml = 5.4). This is therefore a critical area for understanding the relationship between tectonic structures and earthquake source parameters in the Po Plain. We address this issue through new field data and airphoto interpretation, morphobathymetric investigations in South Lake Garda, and a systematic revision of published data. A new map of Quaternary faults is presented, that shows a good correlation between Quaternary deformations, major regional tectonic structures, and macroseismic information derived from local strong seismic events. Style and rates of activity of the proposed capable faults allow us to infer the typical seismogenic features of the characteristic seismic event for the Lake Garda region, which can be regarded as the controlling earthquake for the seismic hazard of the central part of the Po Plain.*

Keywords: Lake Garda, active tectonics, capable fault, Quaternary geology, seismic hazard.

1. **Introduction**

The region around Lake Garda in the Southern Alps of Italy is an area relatively well studied from the seismotectonic point of view. This is due first of all to the considerable investigation efforts spent during the siting process for nuclear power plants in the Po Plain /40/. This effort took advantage of decades of extensive geologic mapping and oil and gas exploration, which led to a detailed knowledge of the stratigraphic and structural framework of the Po Basin foredeep /76/.

The careful study of the seismicity in the Lake Garda region was well justified, since this sector of the alpine chain and of the adjoining Po Plain hosted, in the Middle Ages, the epicentral areas of some of the largest seismic events of Northern Italy (January 3, 1117 Verona and December 25, 1222 Brescia earthquake; Io = IX to X MCS, Me 6.5 to 7.0 for both events), Fig. 1A, /64/, /84/, /49/, /56/, /51/, /66/. However, the identification of causative faults of strong medieval earthquakes is still unclear. More recently, archaeoseismic and pre-historical surface ruptures related to the occurrence of strong seismic events have been described near Lake Garda and along the Giudicarie Belt (Fig. 1B) /46/, /80/, /47/, /50/. These features have been interpreted as the result of secondary normal faulting, indirectly linked with the causative earthquake source. In particular, at the Monte Baldo trenching site (number 2 in Fig. 2), a gravity-driven origin has been proposed.

As a matter of fact, the tectonic structures responsible for the strong Middle Age seismicity, including the controlling earthquakes for the seismic hazard of a large portion of Northern Italy, are still not well understood (for instance, for the 1117 event see the discussion in /51/, /56/ and references therein). It should be taken into account that the identification of the earthquake surface faulting in the local pedealpine geomorphic and climatic setting is by no means an easy task /50/. The seismotectonic framework of the Southern Alps is in fact controlled by active folding and thrusting along the whole pedealpine belt from the Slovenian Alps to the Insubria region, as also shown by focal mechanisms of moderate to strong events /98/, /49/, /85/, /91/, /21/. It is well known that this style of faulting is characterized by structural complexities making it difficult to interpret the relations between the seismogenic source at depth and its surficial expression. Moreover, in the Po Plain foredeep the recurrence interval of strong earthquakes is long, probably in the order of one to several thousands of years, while slip rate for Quaternary capable faults is typically less than 1 mm/year, much lower than typical erosional and depositional rates in the glaciated piedmont belt of the study area /23/, /49/, /50/.

The breakthrough which motivates this paper is the recently published description at the Monte Netto site, approximately 20 km West of Lake Garda, of the first paleoseismic evidence of Late Pleistocene to Holocene surface rupture connected with coseismic thrust faulting /62/. The identification and interpretation of the Monte Netto surface faulting was made possible also by the availability of new high resolution ENI E&P subsurface data /43/, /53/, advanced methodological tool for the structural analysis of fault-propagation folds /71/, /86/,

* Università degli Studi dell'Insubria, Dipartimento di Scienza ed Alta Tecnologia, e-mail: andrea.berlusconi@uninsubria.it
** CNR IAMC, Napoli.
*** Geologo Professionista, Salò, Brescia.

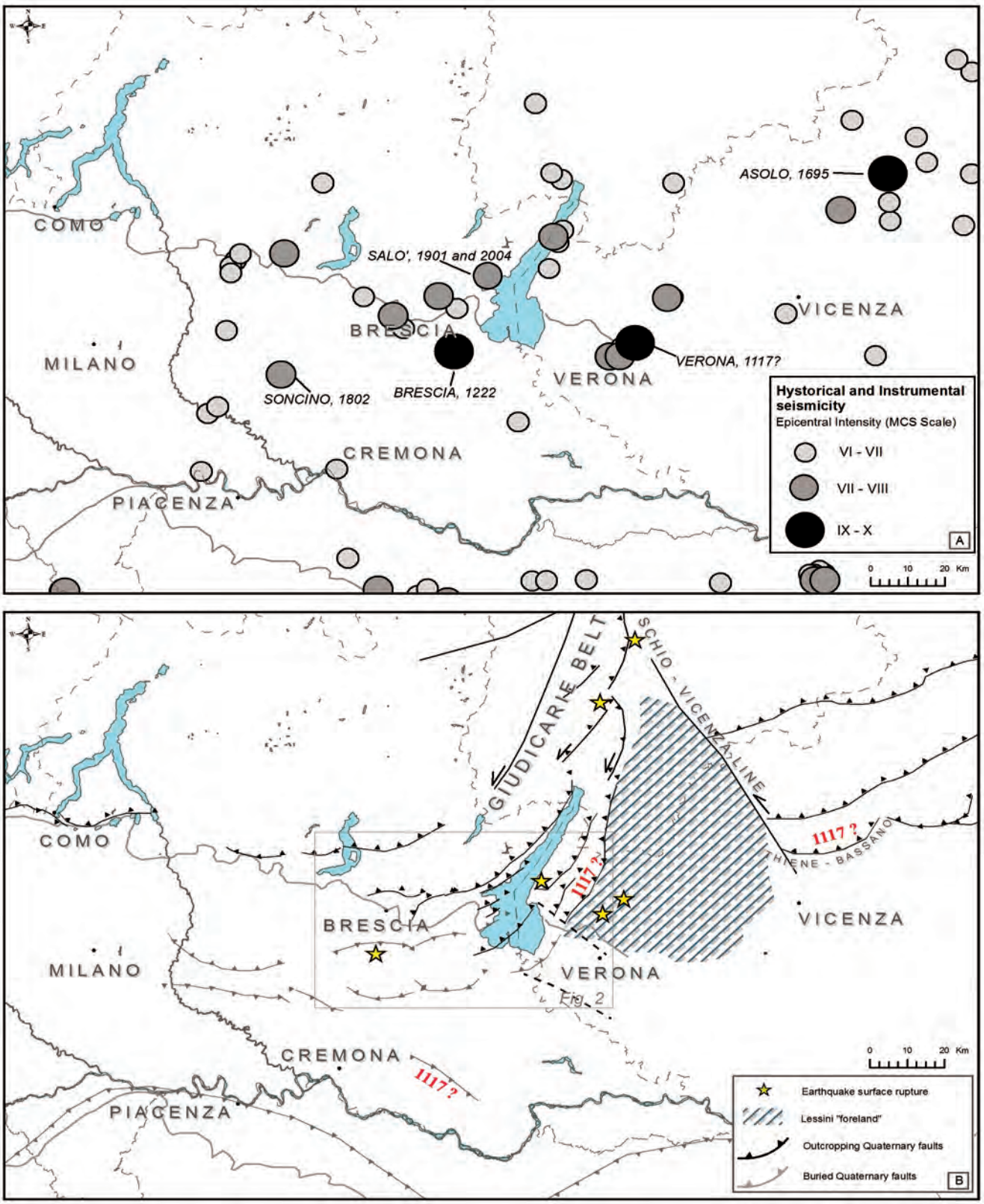

Fig. 1. *(A) Simplified seismicity map, modified after CPTI04 catalogue – http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/; (B) structural map of the Central Po Plain and adjacent Southalpine Domain. In A) epicenters of strong historical earthquakes near Lake Garda are shown, in particular the January 3, 1117 and December 25, 1222 events (epicentral locations modified from /55/, /51/, /56/). In B) stars indicate sites showing evidence of earthquake surface ruptures (from /80/, /46/, /47/, /51/, /62/); the proposed causative faults for the 1117 event(s) are also shown (Thiene-Bassano: /49/, /51/; near Cremona: /51/; frontal thrust of the Giudicarie Belt: /80/, /46/).*

(A) Mappa semplificata della sismicità, modificata dal catalogo CPTI04 – http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/); (B) assetto strutturale dell'area studiata. In A) sono evidenziati gli epicentri dei forti terremoti registrati nel settore gardesano, in particolare il terremoto del 3 Gennaio 1117 e quello del 25 Dicembre 1222 (localizzazioni degli epicentri modificate da /55/, /51/, /56/). In B) le stelle indicano i siti dove sono state osservate evidenze di fagliazione superficiale /80/, /46/, /47/, /51/, /62/; sono proposte alcune delle possibili faglie causative del terremoto del 3 Gennaio 1117 (Thiene-Bassano: /49/, /51/; nei pressi di Cremona: /49/; Thrust frontale della fascia delle Giudicarie: /80/, /46/).

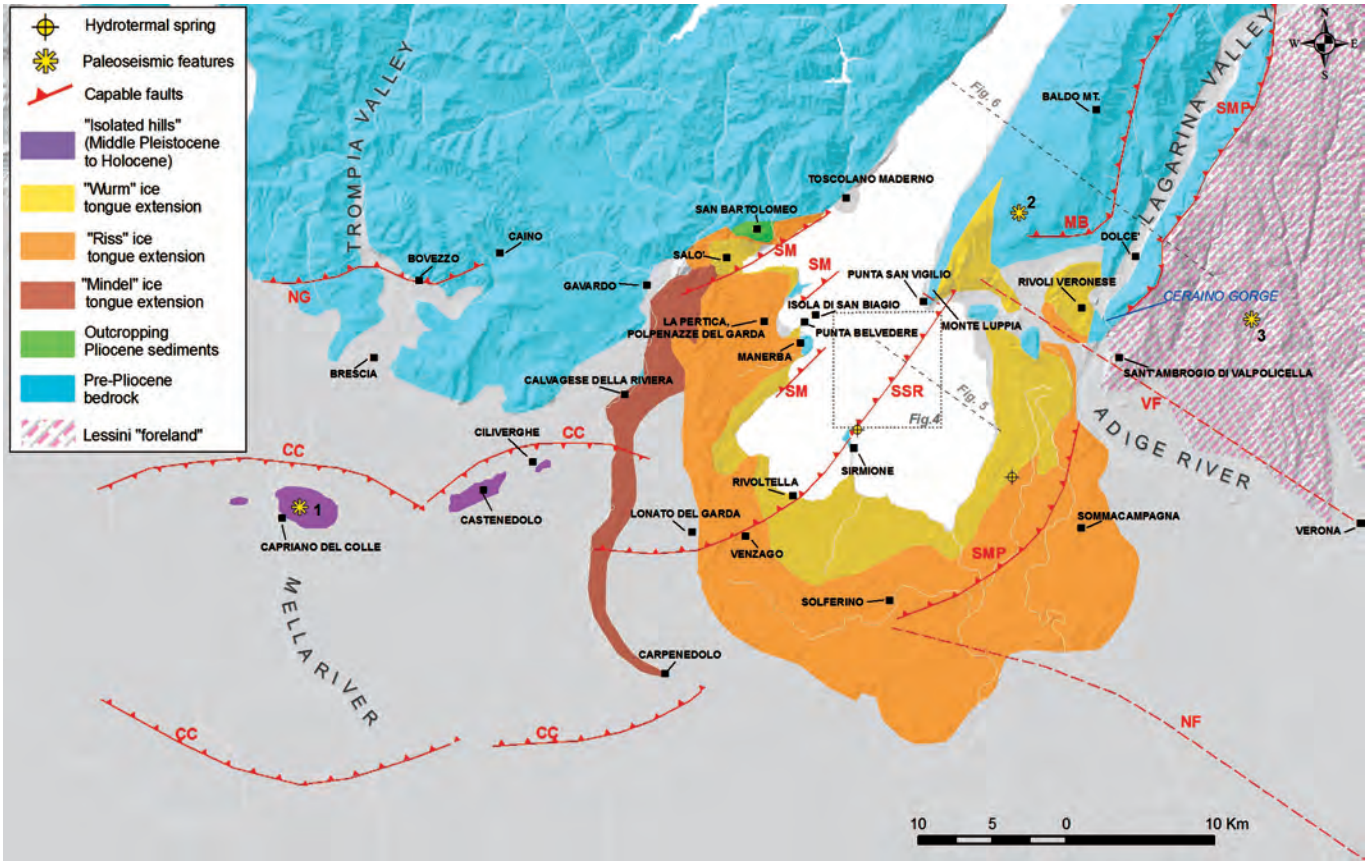

Fig. 2. *Map of capable thrust faults in the Lake Garda area. CC – Capriano and Castenedolo Fault System; NG – Nave-Gussago Fault; SM – Salò-Manerba Fault System; MB – Monte Baldo Thrust; SSR – San Vigilio-Sirmione-Rivoltella Fault; SMP – Solferino-Monte Pastelletto Fault; the proposed Verona and Nogara Transfer Faults are also shown (refs. in Tab. 1). Stars locate sites of paleoseismic features: 1 – Monte Netto site /62/ (Fig. 3); 2 – Naole /47/; 3 – Monte Orsara /48/, /80/. Dashed black lines locate the geologic cross sections in Fig. 5 and Fig. 6.*
Mappa dei sovrascorrimenti capaci nell'area del Lago di Garda. CC – Capriano and Castenedolo Fault System; NG – Nave-Gussago Fault; SM – Salò-Manerba Fault System; MB – Monte Baldo Thrust; SSR – San Vigilio-Sirmione-Rivoltella Fault; SMP – Solferino-Monte Pastelletto Fault; sono indicate anche le faglie ipotizzate di Verona e Nogara (riferimenti bibliografici in Tab.1). Le stelle indicano le località in cui sono state condotte indagini paleosismiche: 1 – Monte Netto /62/ (Fig. 3); 2 – Naole /47/; 3 – Monte Orsara /48/, /80/. Le linee nere tratteggiate invece indicano la traccia dei profili in Fig. 5 e Fig. 6.

Tab. 1. *Main characters of capable compressive tectonic structures mapped in Figure 2, based on our new investigations and literature data.*

Faults in Fig. 2	Evidence of capability	References
CC	Holocene paleoseismicity (Monte Netto site) Historical surface faulting in 1222 (?)	/39/, /63/, /62/, /6/, /8/
NG	Offset of Late Pleistocene alluvial fan Uplift of Late Pleistocene fluvial terraces	/9/, /61/
SM	Offset of Holocene shoreline (?) Upper Pleistocene displacement in fluvioglacial deposits (La Pertica) (?)	/22/, /4/, /5/, /23/
SSR	Upper Pleistocene fluvioglacial deposit displacement (Venzago (?) and San Vigilio), offset of Quaternary horizons as imaged by seismic reflection profiles Morainic deposits displacement Deformation/displacement of Holocene lake abrasion platform Hydrothermal springs	/23/, /20/, /77/, /37/
MB	Holocene secondary paleoseismic surface rupture Tilting and displacement in the karstic plateau	/47/, /80/, /98/, /23/
SMP	Fresh bedrock fault scarps (Holocene?) along the Monte Pastel thrust Offset of Upper Pleistocene fluvioglacial (Dolcè and Sant'Ambrogio di Valpolicella) Offset of Quaternary horizons as imaged by seismic reflection profiles Morphological control of southern Lagarina Valley Historical surface faulting in 1117 (?)	/19/, /74/, /78/, /80/
VF, NF	Hydrotermal and radioactive springs Cataclastic belt in the buried bedrock Faulted Pleistocene fluvioglacial deposits (Sant'Ambrogio di Valpolicella?) and offset of Quaternary horizons as imaged by seismic reflection profiles Drainage anomaly in the Adige River near Verona	/98/, /84/, /19/, /74/, /77/

/87/, /41/, the application of modern paleoseismological techniques /1/ and, moreover, the exceptional outcropping conditions of strong earthquake evidence along a quarry wall.

The results collected at Monte Netto provide reliable criteria for the identification of capable faulting in this sector of the Southern Alps. The paleoseismic evidence at Monte Netto is, in fact, associated with a clear geomorphic and stratigraphic signature, which demonstrates that repeated strong earthquakes during the Late Quaternary predictably generate a recognizable surficial geological structure. Moreover, the seismic reflection data and field evidence at Monte Netto strongly suggest that the frontal sector of the W Southern Alps is capable of generating Mw = 6 to 7 thrust faulting earthquakes, corroborating the historical seismology observations.

Using the same paleoseismological and structural relations assessed at Monte Netto, the revision of the literature data over the area mapped in Fig. 2 (see complete reference list in Tab. 1) indicates that several other tectonic structures in the surrounding area might share the same seismotectonic behavior. This work is therefore a brief review about the Quaternary tectonics of the southern part of Lake Garda, between the Mella and Adige Rivers, based on new field data, re-analysis of earthquake ground effects from relevant historical and instrumental events, detailed airphoto interpretation, and new morphobatimetric analyses conducted in the southern part of Lake Garda. Eventually, this should allow to properly map the tectonic structures capable of generating strong shallow crustal earthquakes accompanied by significant surface deformation and displacement, and thus to better understand the seismic hazards in this sector of the Po Plain.

2. **Geological setting of the Lake Garda area**

2.1. *Seismotectonic framework*

Historical and instrumental seismicity in Northern Italy shows a westward decreasing trend, from Friuli-Venezia Giulia to Piemonte. Despite this, as already mentioned, the area including the Adige Valley and the Brescia-Verona foothills and adjoining Po Plain recorded a few strong earthquakes, whose epicenters have been located in the Lake Garda surroundings (Fig. 1). The epicenters of the main historical and instrumental earthquakes near Lake Garda are mapped in Fig. 1 (see also /91/, and reference therein for a discussion about the local seismicity). In particular, the January 3, 1117 Verona event was felt in the whole Europe and reached an epicentral Intensity of IX-X MCS /64/, /84/, /56/, /51/, /56/, /50/. The 25th December, 1222 Brescia earthquake had also an epicentral intensity of IX-X MCS /64/, /84/, /56/. Note that we do not include in Fig. 1 the strong 1046 A.D. seismic event which destroyed several castles in the Adige Valley, only because the epicenter of this earthquake is still not well defined /57/.

For shallow crustal earthquakes, such as those characterizing the Southern Alps, these epicentral intensity values typically imply important environmental effects, such as the drainage changes described by Salimbene de Adam in his "Chronica", for the 1222 event, or the large landslides in the Adige Valley triggered by the 1117 event /21/, /95/, /67/, /46/, /56/. As a term of comparison, the November 24, 2004 event (Ml = 5.2; Io = VIII MCS), with epicenter in the town of Salò (located on the West coast of the lake), caused only liquefactions near the lake shoreline and rockfalls along the steep mountain slopes /70/, /75/, /44/. The close relationships between epicentral intensity and the size/distribution of natural coseismic phenomena is also demonstrated by the revision of earthquake environmental effects associated with relevant events in the historical and instrumental catalogue of central-northern Italy (see complete reference list in Tab. 2).

As already mentioned, focal solutions for the recent significant instrumental earthquakes in the Southern Alps consistently show that the pedealpine piedmont belt is characterized by a compressional tectonic regime, in agreement with geodetic information and satellite interferometry data (/91/, /21/, /83/, /65/, /69/).

2.2. *Regional geology*

The study area includes a sector of the Southern Alps which was divided, during the Mesozoic, into the Lombardian Basin to the West and the Venetian Platform to the East. The Lombardian Basin was bordered to the East by a West-dipping listric normal fault, the Ballino-Garda Line, presently running along the Lake Garda in a NE-SW direction /28/. In the Lombardian Basin a thick sequence of pelagic units deposited on the floor of a deep-sea, while the Venetian Platform area remained a structural high up to the early Jurassic and was characterized by shallow-water sedimentation. These inherited paleogeographic and stratigraphic differences played a major role in the subsequent contractional phases, delineating sectors of different rheological behavior and structural style.

Alpine orogeny started since late Cretaceous, and underwent a paroxysmal phase during Miocene. The Adriatic mid-lower lithosphere was indented against the rear orogenic wedge by the convergence between Europa and Africa /29/. This convergence generated a belt of South-verging tectonic structures, separated into two different structural domains by the relatively undeformed structural high of the Lessini Mountains and Euganei Hills. This area, which experienced tectonic extensions during Paleocene and Eocene, indeed can be considered part of the Adriatic foreland, since only marginally interested by Neogene orogenic shortening /10/. The foreland sector is bordered to the East by the Schio-Vicenza transfer fault system, and to the West by the Giudicarie Belt (/29/, /65/, and references therein).

During the Messinian, this region experienced a deep entrenchment of all the fluvial valleys due drastic lowering of the sea-level in the Mediterranean /11/. The Po Plain embayment and Lake Garda area were then covered by Zanclean transgressive marine sediments, now still outcropping for instance on the San Bartolomeo hill. Reflection seismic prospecting, calibrated through an extensive database of borehole data,

Tab. 2. *List of the earthquake environmental effects induced by relevant seismic events from the year 1000 A.D. to 2004 in the Lake Garda region and nearby Po Plain; Io is the value of epicentral intensity in MCS scale; for pre-instrumental events, Me is a macroseismically derived magnitude value.*

YEAR MONTH DAY	EPICENTRAL AREA	I_0	Me/Ml	ENVIRONMENTAL EFFECTS (Place: effect)	REFERENCES/CATALOGUES
1117 01 03	VERONESE	9.5	6.4	*Verona*: Landslides, flooding of the Adige River.	/15/, /14/, /62/
1222 12 25	BASSO BRESCIANO	9.5	6.0	*Lazise sul Garda*: Fractures, river drainage changes.	/15/, /14/, /62/
1505 01 03	BOLOGNA	7.0	5.4	*San Lorenzo in Collina:* Landslide *Zola Predosa:* Liquefaction	/15/, /14/
1661 03 12	MONTECCHIO	7.0	5.1	*Montecchio*: Fractures, landslides; *Albino*: Fractures, Landslides; *Castro-Lago d'Iseo*: Rockfall.	/15/, /14/, /62/
1802 05 12	SONCINO	8.0	5.6	*Soncino*: Fractures, hydrological variations along the Oglio River (outflow from the river bed, desiccated springs); *Crema*: Liquefaction, fractures; *Ticengo*: Fractures; *Credera*: Fractures, liquefaction; *Bardi*: Liquefaction, fractures.	/15/, /14/
1829 10 09	VALLE STAFFORA	7.5	5.6	*Trebbiano Sup.*: Hydrological variations (new springs appear); *Genova*: Sea level changes; *Pizzocorno*: Hydrological variations (new springs appear), landslides, fractures; *Roccasusella*: Landslide, fratctures; *Godiasco*: Landslides, fractures; *Montesegale*: Landslides, fractures; *Trebbiano Nizza*: Landslides, fractures; *Bagnara*: Landslides, fractures.	/15/, /14/
1832 03 13	REGGIANO	7.5	5.5	*Rossena*: Rockfalls, fractures; *Maniano*: Rockfalls, fractures; *Ciano*: Rockfalls.	/15/, /14/
1866 08 11	MONTE BALDO	7.0	5.1	*Malcesine:* Rockfalls.	/15/, /14/
1873 06 29	BELLUNESE	9.5	6.3	*Funes*: Fractures, landslides; *Lamosano*: fractures; *Borsoi:* fractures, hydrological variations along the Tesa stream; *Pieve dal Pago*: Fractures; *Valdenogher*: Fractures (100 m long); *Alpaos*: Fractures, landslides; *Chies D'Alpago*: Fractures, landslide (4 km^2); *Lavina di Sopra*: Fracture, landslide; *Soccher*: hydrological anomalies (flow rate and water turbidity); *Belluno*: Fractures; hydrological anomalies (water turbidity); *Santa Croce*: Rockfall; *Fadalto*: Rockfall; *San Giovanni*: Rockfall; *Cappella Maggiore*: Fractures; *Bastia*: Hydrological variations (water turbidity, spring appearing/desiccated; changes in water chemistry and/or flow rate); *Poiatte*: Hydrological variations (water turbidity, spring appearing/desiccated; changes in water chemistry and/or flow rate); *Monte Fenerola*: Surface faulting/fracture; *Molini*: Fractures.	/15/, /14/
1876 04 29	MONTE BALDO	7.0	4.9	*Cassone*: Fractures, hydrological changes (water turbidity); *Monte Baldo*: Rockfalls.	/15/, /14/
1891 06 07	VALLE D'ILLASI	8.5	5.7	*Castelvero*: Rockfalls; *Badia Calavena*: Fractures; *S. Giovanni Ilarione*: Fractures; *Selva di Progno*: Rockfalls; *Valli dei Signori*: Rockfalls; *Breonio*: Rockfalls; *Gargnano*: Rockfalls; *Giazza*: Rockfalls; *Marcellise*: Hydrological changes (spring appearing); *Mezzane*: Hydrological changes (desiccated spring).	/15/, /14/

it follows

1898 11 16	SALÒ	5.5	4.6	*Val Sabbia*: Landslide.	/2/, /14/, /62/
1901 10 30	SALÒ	8.0	5.6	*Salò*: Fractures,sublacual landslide liquefactions, compaction; *Lago di Garda*: Seiches; *Botticino*: Hydrological changes (temperature and water well flow rate); *Desenzano*: Hydrological changes (temperature and flow rate of springs); *Vobarno*: Rockfall.	/2/, /33/, /52/, /59/, /60/, /15/, /14/, /51/, /62/, /54/, /70/
1909 08 25	MURLO	7.5	5.4	*San Lorenzo a Merse*: Fractures,liquefaction; *Monticiano*: Hydrological changes (turbidity of springs); *Murlo*: Hydrological changes (increasing in water temperature); *Pienza*: Hydrological changes (increasing in water temperature and spring flow rate); *San Giovanni d'Asso*: Hydrological variations (turbidity of springs); *Roccalbegna*: Hydrological variations (turbidity of springs); *Monterotondo marittimo:* Hydrological variations; *Bagno Vignoni*: Hydrological variations (chemistry and temperature of springs); *Bagnaia*: Hydrological variations (chemistry and flow rate of springs).	/15/, /14/
1929 04 20	BOLOGNESE	7.0	5.5	*Piumazzo*: Fractures; *Porretta Terme*: Hydrological variations (chemistry of springs).	/15/, /14/
1932 02 19	MONTE BALDO	7.5	5.0	*Lumini*: Fractures; *Pai*: Fractures; *San Zeno di Montagna*: Fractures; *Albisano*: Fractures	/58/
1936 10 18	BOSCO CANSIGLIO	9.0	5.9	*Stevenà*: Fractures; *Puos d'Alpago*: Fractures, compaction; *Sarone*: Fractures; *Polcenigo*: Hydrological variations (spring turbidity and flow rate); *Santa Croce*: chimical changes in lake water; *La Secca*: Fractures; *Ponte nelle Alpi*: Rockfalls *La Crosetta*: Fractures, landslides; *Pordenone*: Hydrological variations (water wells flow rate).	/15/, /14/
2004 11 24	LAGO DI GARDA	7.5	5.2	*Clibbio:* Rockfalls; *Pompegnino:* Fractures; *Salò*: liquefaction-lateral spreading, Fractures; compaction; *Val Sabbia*: Rockfalls.	/42/, /62/, /70/

allowed to divide the Quaternary infilling of the Po Plain in four main sequences, separated by regional dated unconformities identified in /18/ as the Blue (1,6 Ma), Green (1,2 Ma) and Red (0,89 Ma; /72/) surfaces. The Red surface marks the inception of a huge phase of climate-forced regression, characterized by clinoforms and aggradation; this has been interpreted in /72/ as the sedimentary response to the first major glacial advance interesting the Alps (see also /81/).

Glacial deposits in the large Garda amphiteater are in fact dated by Authors to the middle-late Pleistocene /34/, /35/, /88/, /89/, /90/, /82/. In Fig. 2 we summarize the distribution of the frontal moraines using the "classic" *Mindel*, *Riss*, and *Wurm* terminology, as used in /88/, /89/, /90/. Even though these terms are obviously no longer valid from the stratigraphic point of view, this schematic subdivision is still useful for the purposes of our study at a regional scale.

A very detailed description of several outcrops and paleosoils, no longer observable, is provided in /88/. The oldest recognizable moraine arch is characterized by a well preserved morphology in the West area, runs approximately N-S between Calvagese della Riviera and Carpenedolo and is detached from the inner "Riss" morainic arches by a 3-5 km wide area of alluvial plain (Fig. 2).

In the western sector of the study area isolated hills stick out from the surrounding plain, aligned along an

approximate ENE-WSW direction. These are the morphologic expression of the culmination of underlying fault-related folds that were eroded on their sides by fluvial activity /39/, /61/. These small reliefs (10-30 m higher than the surrounding plain) expose middle Pleistocene marine fine sediments or younger fluvial gravel and were covered, during middle to late Pleistocene, by lenses of loess deposits now deeply weathered (named "ferretto" by Authors /89/, /39/, /6/).

3. Quaternary deformations: new field data and synthesis map

Quaternary regional and local tectonic deformations, driven by the main structures, deeply affected the morphology of the area, causing fluvial and glacial tongue deviations, and growth of small reliefs in almost flat areas /17/. Recent faulting is also controlling thermal water circulation in the piedmont belt and Garda offshore /24/. Quaternary deposits in the large moraine arches in the southern Lake Garda and in the nearby areas as well as the isolated hills of Monte Netto, Castenedolo and Ciliverghe, were well studied during the last decades so that now we can clearly reconstruct their sedimentary succession, and how much it was influenced by active compressional tectonics and therefore repeated strong paleoseismic events /36/, /89/, /39/, /6/, /7/, /16/.

Evidence of Quaternary tectonic activity shows a tight spatial relation with the outermost structural front of the belt, mostly buried below the Po Plain. The structural style is characterized by blind fault-propagation folds affecting the Plio-Quaternary sequence with evidence of fault/fold capability (Tab. 1, Fig. 2). In what follows each tectonic structure showing evidence of Quaternary activity and of associated paleoseismicity is described. Moreover, we discuss their possible seismogenic relations with local moderate to strong historical earthquakes.

– Capriano del Colle (Monte Netto site) and Castenedolo Fault Systems (CC)

In the flat area South of Brescia town, the Monte Netto, Castenedolo and Ciliverghe hills grow up from the plain as topographic expression of active fault-related folding /39/, /62/, /63/. Two main structures have been recognized, namely, the Capriano del Colle and Castenedolo fault systems (CC in Fig. 2). Each fault system is composed of a South-verging thrust and has a North-verging related backthrust. The two backthrusts are rooted at the base of the tertiary clastic wedge /62/. Their upward propagation folds the Plio-Quaternary sequence and allows the growth of isolated hills (Monte Netto and Castenedolo-Ciliverghe hills). These small reliefs are made essentially of deformed Middle Pleistocene fluvial and fluvioglacial sediments, covered by deeply weathered loess deposits. LGM fluvioglacial deposits onlap on the flanks of these hills, and remnants of beheaded ancient river channels are visible on the top of the reliefs. Secondary Quaternary faulting on the Ciliverghe, Castenedolo and Monte Netto hills are described in /6/, /23/.

In 2007, new quarry works on the top of Monte Netto Hill exposed a Late Pleistocene to Holocene sequence showing seismic-induced fragile and ductile deformations and paleoliquefactions, related to strong compressional earthquakes (Fig. 3) /62/.

Paleoseismic analyses show that the sequence recorded at least three earthquakes between approximately 45.000 and 5.000 years before present /8/. Anthropic reworking does not allow to recognize possible younger events in the uppermost soil.

Late Quaternary tectonic activity is also testified: a) at Castenedolo hill, which recorded an episodic growth with uplift rates of 0.13 mm/yr between 1.6 to 1.2 Ma; 2.43 mm/yr between 1.2 to 0.89 Ma and ~ 0.1 mm/yr between 0.89 Ma to present day, and shows quaternary faulting along the southern border o the hill /74/, /63/; b) at Ciliverghe hill, where a middle to late Pleistocene and glacial, fluvioglacial and loess sequence is affected by normal faulting /7/. The 25th December, 1222 earthquake had the most significant damages in the Capriano del Colle-Castenedolo area. Its interpreted magnitude (Me = 6.2, /56/) is consistent with the coseismic ground effects observed in the Monte Netto area.

– Nave-Gussago fault (NG)

In the southern sector of the Trompia Valley, an area never occupied by glaciers during the Quaternary, a few clues suggest the activation of the Nave-Gussago (NG) fault during the Quaternary. This fault is a segment of a regional scale thrust displacing Triassic-Jurassic limestones. The NG fault strand is marked by a clear morphologic evidence, including fresh scarps and slope breaks. In /9/ a recent activity of the structure is proposed analyzing water wells stratigraphic logs; these highlighted, along the Mella River valley, a different thickness of Quaternary fluvial deposits across the fault trace. The base of the sequence is in fact abruptly downthrown passing from the hangingwall to the footwall sector of the NG fault.

A Quaternary uplift of the hangingwall sector is directly confirmed by the presence of flights of elevated fluvial terraces, and of incised and terraced alluvial fans such as near Bovezzo town. Several morphotectonic indices were applied to the Mella River basin and sub-basins /61/, starting from a 20m Digital Elevation Model (DEM) of the area: detrended hypsometric integral /32/, b) isobase method /55/ and c) Stream Lenght Index map. The performed analysis suggest a recent uplift and subsequent erosion of an area located in the hangingwall of the thrust. Alignment of channel down-cutting and of morphologic saddles along fault planes, recognizable in the carbonatic bedrock in the surroundings of Caino, also suggests a Holocene fault activity /74/, /23/.

– Salò-Manerba fault system (SM)

A sinuous morphology characterizes the western shoreline of Lake Garda, between Salò and Sirmione, with a succession of cliffs and bays bordered by NE-SW oriented faults. These belong to the Salò-Manerba (SM)

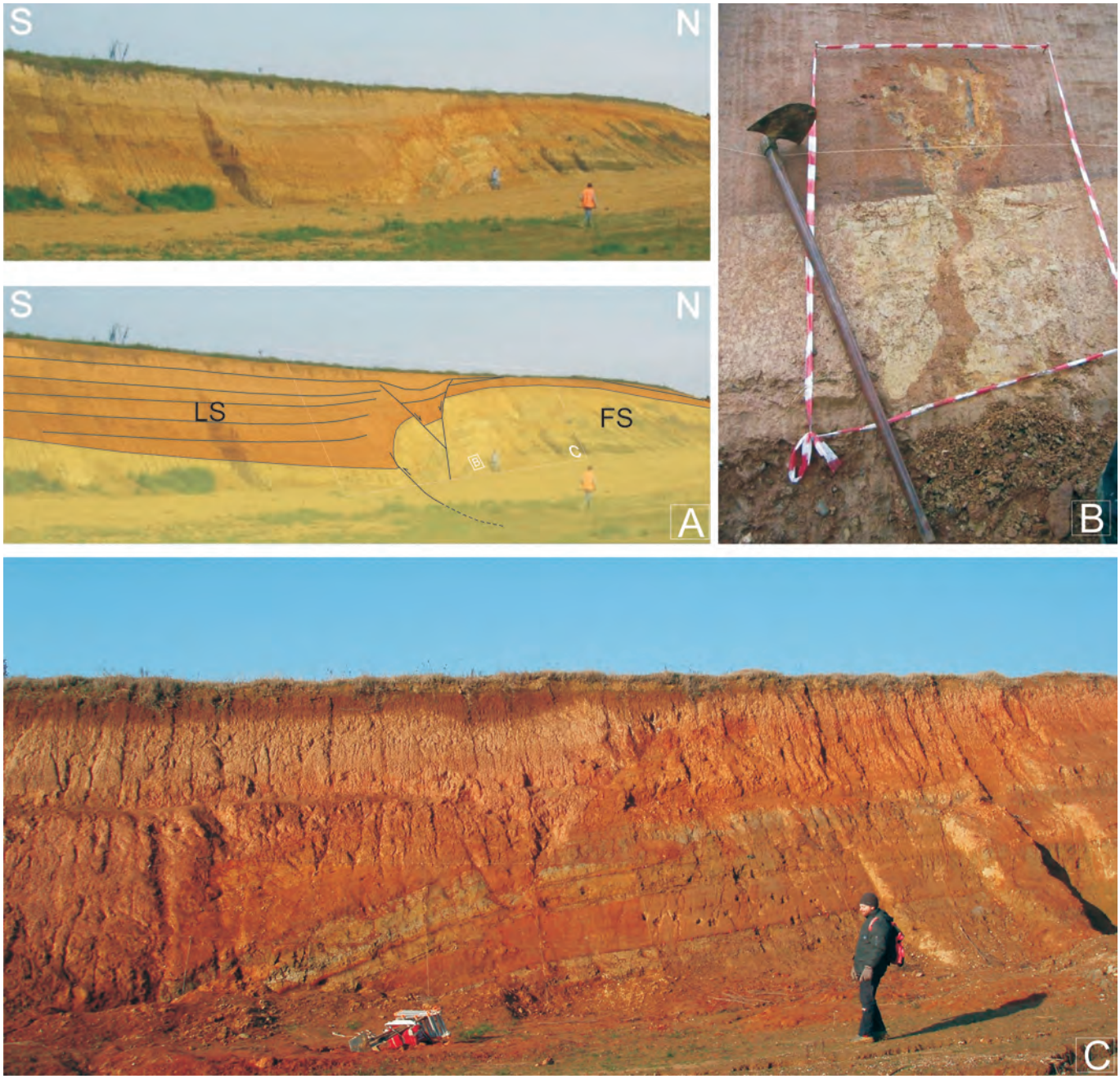

Fig. 3. *On the top of Monte Netto, 10 km S of Brescia, new quarry works in 2007 exposed a Late Pleistocene to Holocene fluvial (FS) and loess (LS) sequence affected by growth folding and surface faulting (A, C), and paleoseismic liquefaction (B).*
Sulla porzione più elevata del Monte Netto, 10 km a Sud di Brescia, lavori di cava del 2007 hanno esposto una sequenza fluviale (FS) e loessica (LS) del Pleistocene medio-superiore e Olocene, interessata da fagliazione superficiale (A, C) e liquefazioni sismicamente indotte (B).

fault system, including at least three, NE-SW oriented, reverse faults /28/, /25/, /37/, /4/, /5/, /23/, /77/.

The Quaternary activity of these faults is attested at several sites:

– along the San Bartolomeo hill where an uplifted Pliocene to Quaternary stratigraphic sequence is affected by NW-SE normal faulting /13/, /31/;

– near the village of Gavardo, where quarry works exposed tilted Pleistocene sediments with traces of Pleistocene and probably Holocene tectonic deformations /74/;

– in the westernmost sector of the SM fault system (La Pertica, near Polpenazze del Garda), Quaternary deformations in fluvioglacial sediments are tentatively interpreted as glaciotectonics and/or due to other causative processes /22/.

Moreover paleo-beaches, notch lines and abrasion platforms surveyed along the rocky cliffs and recording lake levels higher than the current ones seem to be displaced across the SM fault system /4/, /5/. In particular, near Manerba, where Oligo-Miocene sandstones and marls (named as "Manerba Formation"; /12/) outcrop along a 100 m high cliff, a monogenic gravel deposit, lying on a wave-cut platform ~ 3-3.5 m above the current lake level, is dated 9.730 ±70 – 10.290 ±80 years before present /4/. Less than 1 km to the

North, on Punta Belvedere and Isola di San Biagio, paleo-beaches and abrasion platforms lay 7-8 m higher than today. Other lake paleo-levels can be recognized between Salò and Toscolano Maderno, 2-4 m higher than nowadays and near Tremosine, 4.6-4.8 m higher, the latter dated ~ 10.070 ±70 years before present. This latter dating shows a correlation between the Tremosine and Manerba paleo-beaches suggesting a differential uplift rate between the northern and southern sector of Lake Garda of ~ 0.1 mm/yr /5/.

A further evidence of the differential uplift between the Salò–Manerba area and the South Lake Garda area, comes from the paleo-lake level probably represented by the plateau of the Manerba village area, which is lying above the most inner morainic arches /23/.

The Garda amphitheater shows a progressive eastward migration of the moraine circles through time. Successive glacial tongues, outgoing from the Garda valley, occupied with their piedmont lobes a sector each time more to the East than the previous one. This has been interpreted as driven by an uplift of the western sector /36/. Indeed, the westernmost arch ("*Mindel*" of /89/) is located about 3 km West of the inner "*Riss*" one. The latter probably erased the eastern side of the "*Mindel*" amphitheater. LGM (Last Glacial Maximum, the "*Wurm*" named by Authors) deposits mark a considerably less extended ice tongue for this glacial advance. Possibly, this differential uplift could be ascribed to the Quaternary activity of the SM fault system.

In 1901 and 2004 Salò was struck by moderate earthquakes (respectively, 30.10.1901, Io VIII-IX MCS; and 24.11.2004, Io VIII MCS, Ml 5.2) that can be related to the present day activity of the SM fault system /44/.

– Monte Baldo thrust (MB)

Monte Baldo is a 30 km long mountain ridge, NE-SW oriented, flanking most of the East shores of Lake Garda. It is a NE-SW trending wide anticline, made of Mesozoic carbonatic bedrock /26/, bordered to the East by a complex fault and fold system (Monte Baldo thrust, MB). Interpretation of seismic reflection profiles strongly suggest that the MB thrust is linked at depth to the Monte Pastelletto-Solferino thrust /10/, /25/, /77/ (Fig. 6).

The recent activity of the MB thrust has been highlighted by several Authors who modeled and mapped different geometries for this fault 78/, /31/, /80/, /45/, /47/, /48/, /91/, /65/. In different localities, Quaternary sediments and archaeological features are affected by secondary deformations, induced by one or more of the tectonic structures related with the MB thrust /80/, /45/, /47/, /48/.

In particular, at the Naole site a fresh bedrock fault scarp was described in details in the 80's /78/, /31/ and recently attributed to secondary earthquake surface faulting /47/, /80/. Trench investigations /47/ show that the last recognizable surface rupture occurred ca. 5.300 years B.P., arguably as a result of gravitational movements related to the Monte Baldo Thrust, so the Authors concluded that the MB structure was not responsible for the 1117 earthquake.

A different conclusion is presented however in /46/ based on careful review of new archaeoseismological data at several sites along the Adige River Valley, on the Eastern flank of the Monte Baldo ridge. These Authors strongly suggest that during the 1117 seismic event the Adige Valley suffered high damage, and thus this was most likely the epicentral area of the earthquake. A similar scenario was also evaluated based on the analysis of historical sources in /64/, /56/. For instance, we know that the Adige Valley was probably affected by landslides triggered by the 1117 earthquake /48/. The huge gravitational deformation at Lavini di Marco (mentioned also by Dante, Divina Commedia, Inferno, Canto XII, lines 4-9) and at least two other large nearby landslides have been interpreted as possibly reactivated by the 1117 earthquake /73/, /30/, /48/, /50/.

Therefore it is not possible to exclude that the causative structure for the 1117 event is located in the Adige Valley area and possibly is closely related to the complex fault system of the MB Thrust.

The MB thrust has been also interpreted as the tectonic source for the moderate earthquakes occurred in 1866, 1868, 1876 (the strongest event, Io = VII-VIII MCS), 1877, and 1932, which had the epicenters along the Eastern border of Lake Garda /47/.

– San Vigilio-Sirmione-Rivoltella Fault (SSR)

San Vigilio-Sirmione-Rivoltella fault (SSR) runs on the South extension of the MB thrust, and can be structurally related to this important fault system /98/, /25/, /37/. The fault plane is outcropping in Sirmione, but several other clues allow us to recognize the structure on the shores near San Vigilio and Rivoltella, and offshore. The Sirmione peninsula, in the southern part of Lake Garda, is linked to the shore by a man-made land bridge. Here, Sirmione Conglomerates (recently "rejuvenated" to Middle Pleistocene, /24/) and Cretaceous marls are juxtaposed by a NE-trending reverse fault /13/, /4/, /19/, /31/ with a displacement in the order of hundreds of meters, but other several secondary faults offset the bedrock.

The Quaternary activity of the SSR fault is attested at several sites:

– the morphology of the Sirmione area shows scarps in Quaternary deposits and/or clearly intelligible through airphoto interpretation, parallel to the fault planes, suggesting a possible recent activity;

– hydrothermal springs are present on the eastern side of the peninsula;

– the abrasion platform around the peninsula is tilted and deformed, with the North sector at least 1 m higher than the S one /23/;

– on the hill immediately West of Rivoltella, morphologic saddles and fluvial elbows that could be related to a fault active during the Quaternary are described /74/;

– ENI E & P seismic reflection profiles running near the town of Lonato del Garda, show a clear displacement of the Quaternary sequence /77/;

– along the slope of Monte Luppia, glacial deposits lean to a shallow-water Jurassic limestone (San Vigilio Oolites; e.g., /3/, through a NW-trending and subvertical normal fault /19/, /23/. This can be interpreted as a secondary fault possibly related to SSR fault, or eventually as a deep seated gravitational movement. The off-

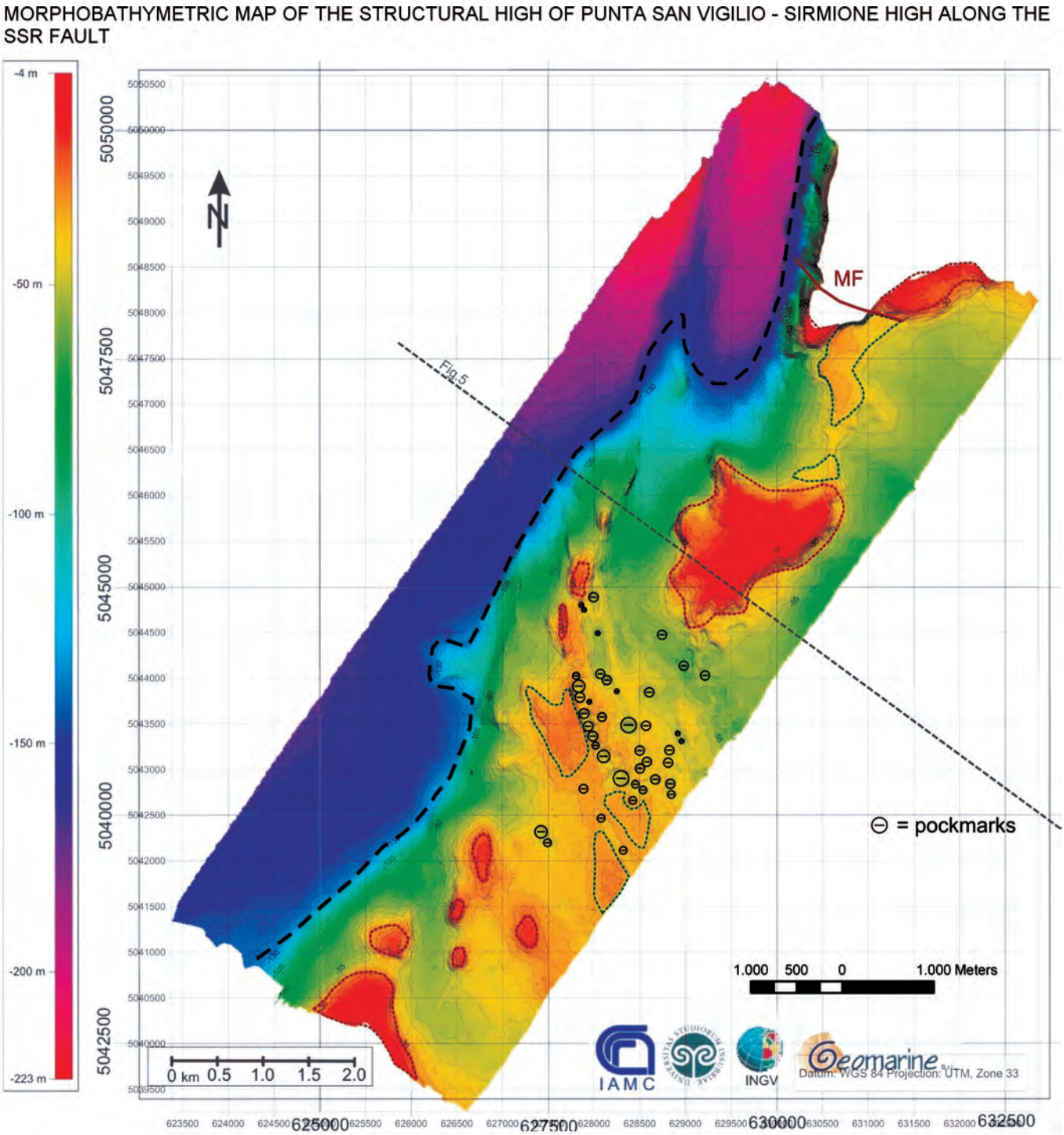

Fig. 4. *Morphobathymetric map of the Punta San Vigilio-Sirmione structural high along the SSR fault. Data processing shows a complex morphology influenced by fluvial and glacial erosion/deposition and by Quaternary tectonics. Dashed black line divides the NW flat sector (–150 m ca. deep) from the SE sector (–5/–40 m ca. deep). Green dashed line border the –30 m deep abrasion platform and the red dashed line the –5 m abrasion platform. MF: Monte Luppia fault.*

Mappa morfobatimetrica dell'alto strutturale Punta San Vigilio-Sirmione lungo la faglia SSR. L'elaborazione dei dati mostra una complessa morfologia influenzata da erosione e deposizione sia glaciale che fluviale, e da tettonica quaternaria. La linea nera tratteggiata divide il settore pianeggiante a NO (profondo ca. –150 m) da quello SE (–5/–40 m). Le linee tratteggiate verdi e rosse indicano rispettivamente le piattaforme di abrasione tra –30 e –5 metri. MF: Faglia del Monte Luppia.

shore extension of the Monte Luppia Fault strand can be recognized in bathymetric data (MF in Fig. 4);

– abrasion platforms, 8 to 12 m lower than present lake-level, are reported /4/ in the hangingwall sector of the Monte Luppia fault, suggesting a Holocene reactivation of this structure;

– high resolution shallow seismic reflection profiles in the SE of Lake Garda area /37/ (Fig. 4), show normal faults in the lacustrine sequence and a gentle bending of Holocene sediments leaning on the scarp imaged in Fig. 4;

– near Venzago, S of Desenzano, Quaternary N-verg-

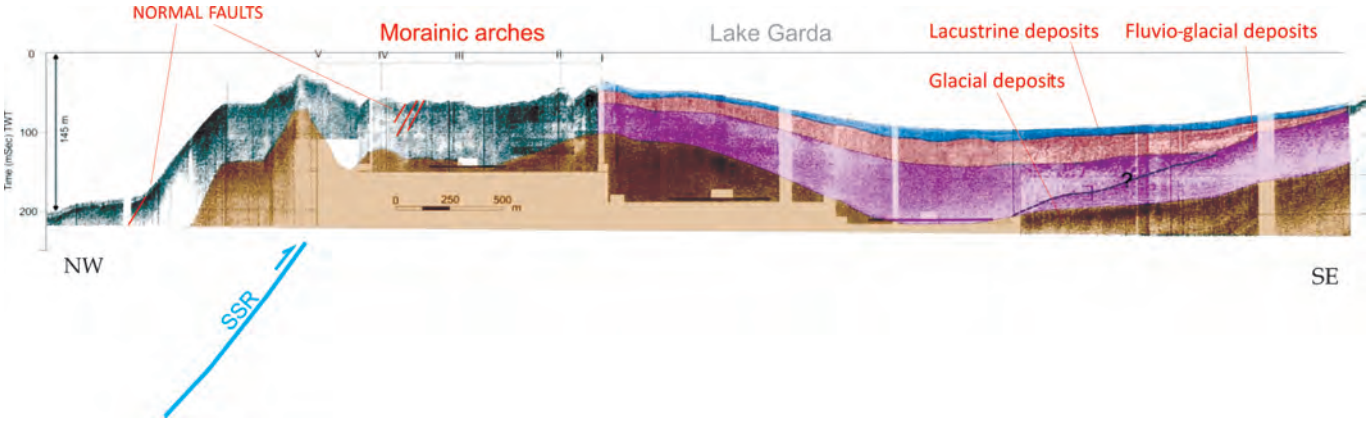

Fig. 5. *Reflection seismic profile modified after (/37/; see Fig. 2 for location. Secondary normal faults affect Upper Pleistocene glacial deposits; SSR: San Vigilio-Sirmione-Rivoltella fault.*
Profilo di sismica a riflessione (modificato da /37/), per l'ubicazione si veda la Fig. 2. Faglie normali secondarie interessano i sedimenti morenici del Pleistocene Superiore. SSR: San Vigilio-Sirmione-Rivoltella fault.

ing folding in a gravel and sand quarry, is interpreted /22/ as a glaciotectonic feature, or as a local deformation not related to tectonic activity.

In 2010, a morphobatimetric cruise was conducted between San Vigilio and Sirmione by a joint team of University of Insubria and CNR-IAMC, with the collaboration of INGV, Guardia Costiera, Comunità del Garda, e Geomarine s.r.l. Senigallia-Ancona /94/. The cruise aimed at collecting multibeam data and analyzing morphological features possibly related to recent offshore surface faulting/deformation. An integrated approach, including geophysical, geological, geomorphological and historical analysis, indeed, can link structures detected in contiguous onshore and offshore areas /92/, /93/. The Italian Coast Guard (Nucleo Mezzi Navali-Lago di Garda, Salò) provided a ship to lead the multibeam cruise. The ship was equipped with Reson SeaBat8101, a multibeam system which uses echo sounders to reconstruct a 3D model, with an operating frequency of 135kHz, and 1 cm of accuracy. GPS positioning was assured by DGPS Omnistar 9200G2 DGNSS. Data acquisition has been performed with a Side-scan-sonar PDS 2000. Data processing produced a Digital Terrain Model (DTM) of the lake floor with a resolution of 2 m. Two areas, characterized by different morphologic features (Fig. 4), can be identified.

The SE sector (San Vigilio-Sirmione high) lays between –3.6 and –50 m in depth. It is characterized by clearly intelligible glacial shapes and pockmarks fields (referred to geothermal circulation). Drowned wave-cut platforms are visible in two intervals: between –3 and –10 m and between –30 and –35 m in depth.

This area is bordered to the NW by a pronounced NE-SW straight scarp, between the depth of –50 and –200 m (interrupted to the NE by a U-profile depressed area). The NW sector is occupied by a flat lake bottom between –110 and –226 m, gently N dipping, with occasional pockmarks. Further analysis are necessary to confirm or exclude a neotectonic genesis for these features.

– Solferino-Monte Pastelletto thrust (SMP)

This structure can be divided in two segments, the Monte Pastelletto thrust (Monte Pastello-Ala thrust according to /27/) and the Solferino thrust (Volta Mantovana thrust according to /28/). The SMP thrust is interpreted to represent the outermost structure of the Giudicarie Belt juxtaposed against the relatively undeformed "foreland" homocline of the Lessini Mountains /98/, /10/, /25/, /27/, /23/, /80/, /43/.

The frontal structures of the Giudicarie Belt S of Lake Garda bend clockwise, buried under the Plio-Quaternary cover of the Po Plain. The Solferino thrust is a NE-trending, SE-verging fault in correspondence of this bending, running between Solferino and Sommacampagna, and gently folding the Plio-Quaternary sediments. ENI E&P seismic reflection profiles clearly shows that the SMP thrust is structurally related to: a) the SSR fault and MB thrust, at depth (Fig. 6) /77/; b) to the SE-verging structures in the Lake Garda area (CC thrusts and backthrusts), Fig. 2 and Fig. 3, /10/, /25/, /27/, /77/, /53/.

We therefore consider these two structures belonging to the same major tectonic element, consistent with the interpretation given by the Authors /10/, /25/, /27/.

The SMP thrust was first described from the neotectonic point of view in /98/ (the so-called "Linea del Monte Pastello"). These Authors suggest that the described large landslides recognizable in the Adige Valley could be related to the movement of this structure during the Late Quaternary. They also report that "fresh" scarps on the SE flank of Monte Pastello are evidence of recent surface displacement. Based on geomorphic evidence, such as saddle alignments and fresh fault scarps in correspondence to the main thrust plane, the SMP was considered active during the Holocene /19/, /74/.

Moreover, Upper Pleistocene secondary deformations where described near the village of Dolcè where faulting affects a fluvio-glacial sequence causing decimetric displacements /22/.

In the Sant'Ambrogio di Valpolicella village, secondary NW-SE fault in the Mesozoic bedrock that also affects "*Mindel*" (middle Pleistocene) conglomerates with evidence of later reactivation, is described /19/.

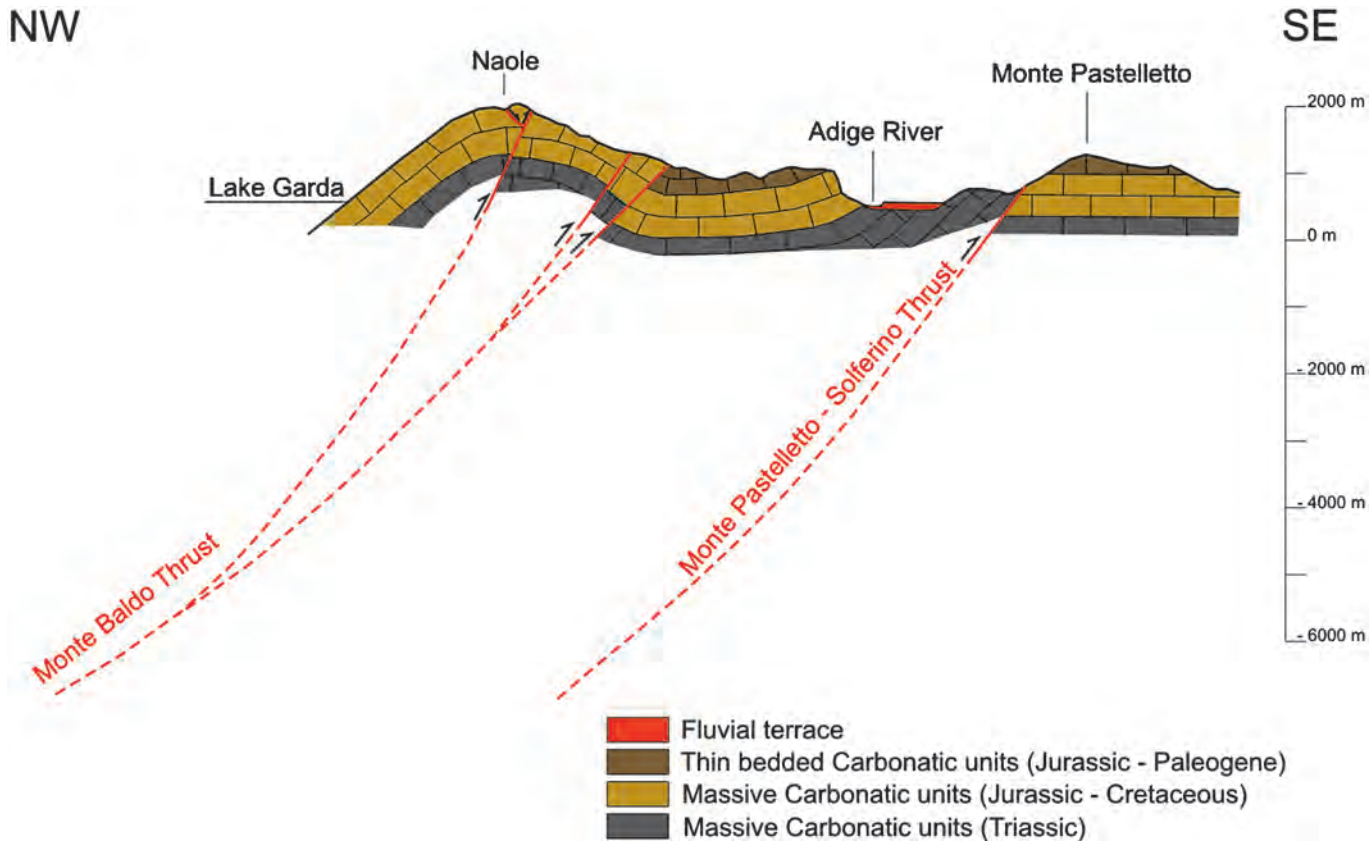

Fig. 6. *Geologic section through the Adige Valley (modified after /31/, /47/; see Fig.2 for location); the deep geometry of the MB and Monte Pastelletto thrusts are interpreted according to the same structural relations shown in seismic reflection profiles /77/ for the SSR and Solferino thrusts, which might be rooted at a depth of ca. 6 km.*
Sezione geologica attraverso la Valle dell'Adige (modificata da /31/, /47/, si veda la Fig. 2 per l'ubicazione). Il Sovrascorrimento del Monte Baldo e del Monte Pastelletto-Solferino sono interpretati attraverso dati di sismica a riflessione /77/, che mostrano il loro collegamento strutturale in profondità.

Particularly significant is the Ceraino gorge, that represents the southernmost way out of Adige River from the Lagarina Valley toward the Po Plain. Here the river is forced in a tight gully (~ 200 m wide) that partially dam the south-ward linear prosecution of the South Lagarina valley floor, locally ~1 km wide. "*Riss*" and "*Wurm*" glacial tongues bent to the West, where the village of Rivoli Veronese is located. The Adige River, flowing until middle Pleistocene through Rivoli Veronese was later forced in the Ceraino gorge as a secondary effect of Monte Pastelletto thrust activity /23/, /89/. The known historic swamping of the Adige valley upstream the Ceraino gorge could have been caused by tectonic damming due to fault slip on the SMP thrust, possibly also related with coseismic reactivation during the 1117 seismic event /78/, /79/.

This structure (Monte Pastelletto-Solferino thrust), which is located in the area that experienced the severe damage during the 1117 earthquake was considered as "potentially seismogenic" /23/, /64/, /84/, /46/, /56/. It should be also remarked that the SMP thrust might be the causative structure for the small seismic crisis, with events of maximum Ml = 4.2, recorded during the autumn and winter of the 2011-2012 along the Adige Valley.

– Nogara Fault (NF) and Verona Fault (VF)

Two sub-vertical transfer faults, approximately parallel to the Schio-Vicenza Fault (Fig. 1) were supposed by Authors /98/, /84/, /27/, /77/. Kinematics and mapping of these structures is not fully understood, because they almost completely lay under the Plio-Quaternary cover, and seismic reflection data do not allow a detailed structural characterization.

The Nogara Fault runs NW-SE from the Solferino Thrust S of Verona /77/. The existence of the Verona Fault has been proposed long time ago on the basis of the alignment of hydrothermal and radioactive springs, and of the identification of a cataclastic belt recognizable in borehole stratigraphic logs /98/, /19/, /74/, /84/, /77/. Along this fault, a considerable drainage anomaly is present along the Adige River, which flows for several km against the mountain border without following the natural slope of the Po Plain /23/. The VF structure is NW-trending and runs through the city of Verona. The Quaternary deformations described in Sant'Ambrogio di Valpolicella for the Monte Pastelletto thrust might instead be related to the Verona Fault. However, there is no other site where the VF can be studied in the field. Therefore, until now the existence of both the VF and NF structures has been proposed essentially based on geophysical and hydrogeological data.

In case their identification will be confirmed by future studies, the NF and VF should represent transfer

faults with a clear structural relation with the SMP, SSR and MB capable thrusts, and therefore should be considered capable faults as well.

4. **Conclusions**

The data collected at the Monte Netto site (/62/) clearly show that the frontal thrust system of the Western Southern Alps, mostly buried beneath the Po Plain, is capable of generating strong shallow crustal earthquakes, of the same size of the seismic events which devastated Brescia and Verona in 1222 and 1117, respectively. Since the fault system around Lake Garda represent the prolongation to the SW and West of the Giudicarie Belt (Fig. 1), which also shows clear evidence for strong Holocene paleoseismic and archaeoseismic events, it is reasonable to conclude that the tectonic structures mapped in Figure 2 include the causative faults for the two strong Middle Age earthquakes which affected the Lake Garda region /10/, /80/, /47/, /48/, /50/.

Until now we do not have observations on surface faulting effects directly linked with the 1117 and 1222 seismic events. This is the objective of future paleoseismological study. However, there is little doubt that the Quaternary faults mapped in Figure 2 should be regarded as capable of producing strong shallow crustal earthquakes associated with clear surface deformation and displacement.

The segmentation proposed in Figure 2 is our "best guess" based on the available structural and paleoseismological information. This is a model which is certainly far from being free from criticisms. 3D structural relations, mechanical linkage at depth, and mutual seismogenic influences among compressional structures in active fold and thrust belts are very complex (see a comprehensive review on this topic in /97/). The database needed for a fairly complete understanding of the subsurface geometry of seismogenic thrusts is typically not available, even in very well studied regions. The heated debate after the January 17th, 1994, Mw = 6.7, Northrige earthquake in California is a clear illustration of this point /38/, /96/. As a bottom line, we can even maintain that we will know about segmentation of capable thrusts only after they have generated a strong earthquake.

Therefore, the really critical, first order information for seismic hazard evaluation in compressional seismotectonic settings is 1) the order of magnitude of the maximum earthquake size and 2) the geometry and location of the major structural elements.

Constraints on the maximum magnitude can be obtained comparing historical macroseismic observations and the results at the Monte Netto site. In particular, on the Capriano del Colle Hill the unusual outcropping conditions allowed detailed paleoseismic analysis that shows that the Capriano del Colle backthrust (belonging to the CC fault described in Fig. 2) moved through repeated strong earthquakes during the late Quaternary, causing secondary surface faulting with displacements in the order of decimeters and other environmental effects such as liquefactions /62/, /8/. These effects, compared to the ESI 2007 scale /67/ and to other earthquakes in similar seismotectonic conditions (such as those listed in Tab. 2) must be related to an epicentral intensity of at least IX degree in the ESI 2007 scale, which is equivalent to Io = IX MCS /67/, /68/. For shallow crustal seismic events, which is the case for the strong earthquakes in the Southern Alps, this epicentral intensity translates in an earthquake magnitude of at least Mw 6.2, as demonstrated by the modeling of the macroseismically estimated magnitude of the Christmas 1222, event (Io = IX MCS, Me = 6.2, /56/).

Weaker earthquakes cannot have the same effects on the environment, a point clearly illustrated by the November 24, 2004, Salò event (Ml = 5.2; see Table 2), occurred in the same seismotectonic setting, with an epicenter located only 30 km NE of Capriano del Colle. In the same line, the repetition of shallow crustal thrust faulting events much stronger than Mw 6.5 to 7.0 always leaves deep traces on the local morphology (for example fault scarps tens of km long as during the October 10, 1980, Mw 7.3, El Asnam earthquake; /97/). Landforms of such a size are not present near Lake Garda. Therefore a Mw 6.5-6.8 could be taken as the "controlling earthquake" for the study area. It is important to remark that this is a confirmation of the assessment made during the Nuclear Program in the 80's; for the Garda region the maximum potential earthquake estimated by ENEL and ENEA at that time was Ms 6.8 /84/.

The collected data show that all the structures in the Lake Garda area have been active during Middle Pleistocene to Holocene, and this activity is underlined by a diffused historical and instrumental seismicity. However, relations between strong seismic events and specific causative faults are still unclear. Also, typical recurrence intervals still have to be defined. Only few paleoseismic features in fact have been studied in detail until now. In /73/ seismically-induced rockfalls in the Adige Valley, were analyzed dating buried paleosoils, and interpreting these environmental effects as related to strong earthquakes occurred after 580 to 895 A.D. In the area mapped in Figure 2, surface faulting trench investigations have been conducted so far only in Naole, Monte Orsara and Monte Netto sites /47/, /48/, /80/, /62/. At the Naole site, located on a secondary splay of the Monte Baldo thrust, normal fault plane referred to a tectono-gravitational origin did not move during the 1117 earthquake /48/. However the distribution of major damage during that event was concentrated along the Adige Valley and its epicenter was located in the surroundings of Verona which lays on the relatively undeformed Lessini Mountains homocline /46/, /64/, /56/, /80/. These two factors strongly suggest that the MB thrust or the SMP thrust can be the causative structures.

Actually along the Monte Pastelletto thrust several reportedly Holocene "fresh" fault scarps are recognizable, and active tectonic affected the morphology probably during Holocene /19/. The SMP structure is the closest capable fault to the reported macroseismic epicenter and to the most significant environmental ef-

fects and damages /46/, /56/. For this reason we cannot exclude that this structure was the causative for the 1117 earthquake. Anyway a detailed structural and geomorphologic survey, and paleoseismic analyses are necessary to unequivocally identify and date the last surface faulting along the SMP fault, and eventually prove that slip on this fault was responsible for the 1117 event. Holocene surface faulting is also testified at Monte Orsara and Scandole even though their seismotectonic implications are not clear /80/, /47/, /48/.

Beyond the CC, MB and SMP thrusts, the other active tectonic structures of Figure 2, which correspond to the same structural domain and have similar kinematics and dimensions, could share the same seismotectonic behaviour. Again, only future paleoseismic analyses will confirm or rule out this hypothesis.

Acknowledgments

Morphobathymetric cruise has been possible thanks to the support of GEOMARINE S.r.l., CNR-IAMC, Guardia Costiera and Comunità del Garda. We also want to thank all the reviewers for their constructive suggestions that greatly improved this paper. This research has benefited from funding provided by the Italian Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile (DPC). Scientific papers funded by DPC do not represent its official opinion and policies.

References

/1/ Audemard M., F.A. and Michetti A.M. (2011). Geological Criteria for Evaluating Seismicity Revisited: Forty Years of Paleoseismic Investigations and the Natural Record of Past Earthquakes, Geological Society of America Special Paper 479, 1-22. ISBN 9780813724799.

/2/ Baratta M. (1901). I recenti terremoti di Salò. Bollettino della Società Geografica Italiana, **2**, 35, Roma 1901.

/3/ Barbujani C., Bosellini A. and Sarti M. (1986). L'Oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, Prealpi Venete). Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, 9: 19-47, Ferrara.

/4/ Baroni C. (1985). Note sulla paleogeografia olocenica della costa occidentale del Lago di Garda, *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria* **8,** 49-61.

/5/ Baroni C. (2010). Paleolivelli tardoglaciali e olocenici del Lago di Garda. In: Orombelli G., Cassinis G. and Gaetani M. (Eds.), *Una nuova geologia per la Lombardia*, 231-254, Edizioni Universitarie di Lettere Economia Diritto, Milano.

/6/ Baroni C. and Cremaschi M. (1987). Geologia e pedostratigrafia della collina di Ciliverghe (BS). «Natura Bresciana», Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, 23 (1986), 55-78.

/7/ Baroni C. and Cremaschi M. (1988). Caratteri geologici, geomorfologici e neotettonici dei rilievi isolati dell'alta pianura Bresciana. In: «ENEL (1988). Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazione di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia», p. 15-37

/8/ Berlusconi A. (2010). Analisi paleosismica e definizione del terremoto caratteristico nella Pianura Padana, con particolare riferimento al settore pedemontano lombardo". Università dell'Insubria. Phd thesis.

/9/ Berruti G. (1984). Note sulla tettonica della regione NW del massiccio dell'Adamello. Natura bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, 21 (1984), 3-29.

/10/ Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. and Scandone P. (1990). Structural model of Italy. Sheet n. 1, Ed. board: Bigi G., Castellarin A., Coli M., Dal Piaz G.V., Sartori R., Scandone P., Vai G.B. sheet n. 2, Ed. board: Bigi G., Castellarin A., Coli M., Dal Piaz G.V, Vai G.B., CNR Progetto Finalizzato Geodinamica, Scale 1:500.000, Selca Publisher, Firenze.

/11/ Bini A., Cita M.B. and Gaetani M. (1978). Southern Alpine Lakes -Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. Marine Geology 27: 271-288.

/12/ Boni A. and Cassinis G. (1973). Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 119-159, Pavia

/13/ Boni P. and Peloso G.F. (1982). Dati sulla neotettonica dei fogli 34 «Breno», 47 «Brescia» e di parte dei fogli 35 «Riva» e 48 «Peschiera». Vol. pubbl. 506 – P.F. Geodinamica, in Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia., di CNR, pp. 189-208.

/14/ Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G. and Gasperini P. (Eds.) (2000). Catalogue of Strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1997. Ann. Geofis., 43, 609-868.

/15/ Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997). Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, ING-SGA, Bologna.

/16/ Brambilla G., Galli C. and Santi G. (1990). La fauna marina pleistocenica del colle di Castenedolo (Brescia, Italia settentrionale). Osservazioni cronologiche ed ambientali. *Natura Bresciana* Ann. Mus. Civ. St. Nat. Brescia, **25**, 35-62.

/17/ Burrato P., Ciucci F. and Valensise G. (2003). An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting Ann. Geophys., **46** (5) (2003), pp. 865-882

/18/ Carcano C. and Piccin A. (2002). Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia. 130 pp., SELCA, Firenze.

/19/ Carton A. and Castaldini D. (1985). Approfondimenti di morfoneotettonica tra il Lago di Garda ed il torrente Alpone (provincia di Verona). Bollettino del Museo Civico di Storia Naturale di Verona, **12**: 461-491.

/20/ Carton A. and Castaldini D. (1988). Nuovi indizi di neotettonica tra il Lago di Garda e Verona. In ENEL (1988). Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazione di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia, unpublished manuscript.

/21/ Carulli G.B. and Slejko D. (2009). Seismotectonic characteristics of the Italian central Alps and implications for the seismic hazard. Italian Journal of Geoscience, **128** (1), 201-215.
/22/ Castaldini D. and Panizza M. (1988). Contributo alla definizione del limite tra evidenze di neotettonica e fenomeni dovuti ad altre cause, *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* **1**, 11-23.
/23/ Castaldini D. and Panizza M. (1991). Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia settentrionale), *Il Quaternario* **4** (2), 333-410.
/24/ Castellaccio E., Agostini M., Dal Degan D., Galadini F., Michieletti L., Monegato G., Rogledi S., Scardia G. and Zorzin R. (2012). Acque calde e geotermia della Provincia di Verona, aspetti geologici ed applicazioni. Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona, *in press*, 102-115.
/25/ Castellarin A., Cantelli L., Fesce A.M., Mercier J., Picotti V., Pini G.A., Prosser G. and Selli L. (1992). Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relations with the N-Apennines. *Annales Tectonicae*, **6**, 62-94.
/26/ Castellarin A., Picotti V., Cantelli L., Claps M., Trombetta L., Selli L., Carton A., Borsato A., Daminato F., Nardin M., Santuliana E., Veronese L. and Bollettinari G. (2005). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 080 Riva del Garda. APAT, Firenze 2005: 145 pp.
/27/ Castellarin A., Selli L., Picotti V. and Cantelli L. (1998). La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali. Memorie Società Geologica Italiana, **53**, 133-143.
/28/ Castellarin A. and Vai G.B. (1982). Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino. In: Castellarin A. and Vai G.B. (a cura di) (1982). Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. S.G.I. 1, Bologna, 1-22.
/29/ Castellarin A., Vai G.B. and Cantelli L. (2006). The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: a Late Crataceous to Early Eocene transfer zone. Tectonophysics, **414**, pp. 203-223.
/30/ Cavallin A., Forcella F., Orombelli G. and Sauro U. (1988). Le grandi frane delle «marocche», nel Trentino meridionale. In: ENEL (Ed.), Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazione di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia (unpublished manuscript): 14 pp.
/31/ Cavallin A., Forcella F., Orombelli G. and Sauro U. (1988). Le «scarpate-pareti di faglia» del settore centro-meridionale del «fascio giudicariense». In: ENEL (ed.). Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazione di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia (unpublished manuscript), 24-37.
/32/ Chen Y.C., Sung Q., Cheng K.Y. (2003). Along strike variations of morphotectonic features in the Western foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream gradient and hypsometric analysis. Geomorphology, **56**, pp. 109-137.
/33/ *Corriere della Sera* (1901). 1, 2, 9, 10 Novembre 1901. Milano.
/34/ Cozzaglio A. (1934a). Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Peschiera. Mag. Acque Venezia.
/35/ Cozzaglio A. (1934b). Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Mantova. Mag. Acque Venezia.
/36/ Cremaschi M. (1987). Paleosols and vetusols in the central Po Plain (northern Italy). A study in Quaternary Geology and Soil Development, Ed. Unicopli, Milano, pp. 306.
/37/ Curzi P.V., Castellarin A., Ciabatti M. and Badalini G. (1992). Caratteri morfostrutturali, sedimentologici e genetici del Lago di Garda – Boll. Soc. Torricelliana di Scienze e Lettere, Faenza, **43**, 3-111.
/38/ Davis T.L. and Namson J.S. (1994). A balanced cross-section of the 1994 Northridge earthquake, southern California, *Nature* **372**, 167-169 (10 November 1994); doi:10.1038/372167a0.
/39/ Desio A. (1965). I rilievi isolati della Pianura Lombarda ed i movimenti tettonici del Quaternario. Rend. Istituto Lombardo, Rendiconti Scienze A, **99**, 881-894, Milano.
/40/ ENEL (1986). Rapporto per la localizzazione di un impianto nucleare nella Regione Lombardia. ENEL-DCO-USA, Roma. 33 volumi, inedito.
/41/ Erslev (1991). Trishear fault-propagation folding, Geology, **19**, pp. 617-620.
/42/ Esposito E., Porfido S., Livio F., Martin S., Michetti A.M., Chunga K., Fanetti D., Gambillara R., Sileo G. and Vittori E. (2005). Ground effects of the Ml 5.2, November 24, 2004, Salò earthquake, Northern Italy: a case study for the use of the INQUA scale. In: International Symposium on Active Faulting-Hokudan 2005, january 2005, Hokudan-Japan.
/43/ Fantoni R. and Franciosi R. (2010). Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic foreland. In: Sassi F.P. (Ed.). Nature and Geodynamics of the Lithosphere in Northern Adriatic, Rendiconti Fisica Accademia Lincei, **21** (Suppl. 1): 197-209, DOI: 10.1007/s12210-010-0102-4.
/44/ Franceschina G., Pessina V., Di Giacomo D., Massa M., Castellano S., Mulargia F. and Mucciarelli M. (2009). La ricostruzione dello scuotimento del terremoto del Garda del 2004 (ML = 5.2). Bollettino della Società Geologica Italiana **128**, 217-228.
/45/ Galadini F. and Galli P. (1999). Paleoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige valley, northern Italy). Tectonophysics **308**, 171-191.
/46/ Galadini F. and Galli P. (2001). Archaeoseismology in Italy: case studies and implications on long-term seismicity, J. of Earthquake Engineering, **5**, 35-68.
/47/ Galadini F., Galli P., Cittadini A. and Giaccio B. (2001). Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo-Lessini Mts. sector of the Southalpine area (northern Italy), Geol. en Mijn. (Netherlands Journal of Geosciences) **80**, 187-208.
/48/ Galadini F., Galli P., Molin D. and Ciurletti G. (2001). Searching for the source of the 1117 earthquake in northern Italy: a multidisciplinary approach. In: Glade T. et al. (Eds.). The use of historical data in natural hazard assessments. Kluwer Academic Publisher, pp. 3-27.

/49/ Galadini F., Poli M.E. and Zanferrari A. (2005). Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M > 6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy), in "Geophysical Journal International", **161**, 2005, pp. 739-762.
/50/ Galadini F. and Stucchi M. (2007). La sismicità del settore atesino delle Alpi centrali (Italia settentrionale): alcuni problemi aperti, limiti ed implicazioni dell'approccio multidisciplinare (geologico, storico-sismologico, archeosismologico e archeologico-architettonico). Geographica Historica, Band **24**, 82-98.
/51/ Galli P. (2005). I terremoti del Gennaio 1117. Ipotesi di un epicentro nel cremonese, Il Quaternario **18** (2), 87-100
/52/ *Gazzetta dell'Emilia* (1901). 1, 7, 8, 10, 11 Novembre 1901. Bologna.
/53/ Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M. and Vignolo A. (2010). Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene. In: Sassi FP (Ed.). Nature and Geodynamics of the Lithostere in Northern Adriatic, Rendiconti Fisica Accademia Lincei, (2010) **21** (Suppl 1): 131-166, DOI 10.1007/s12210-010-0101-5.
/54/ Ghiselli M., Belotti P. and Fusi G. (2001). Il terremoto di Salò del 1901. Salò.
/55/ Golts. S. and Rosenthal E. (1993). A morphotectonic map of the Arava in Israel, derived from isobase lines. Geomorphology, **7**, pp. 305-315.
/56/ Guidoboni E. and Comastri A. (2005). Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterrean area from the 11th to the 15th century, SGA Storia Geofisica Ambiente srl, Bologna, pp. 1037.
/57/ Guidoboni E., Comastri A. and Boschi E. (2005). The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany). *J. Geophys. Res.*, **110** (B12), B12309. doi:10.1029/2005JB003683.
/58/ *L'Arena* (1932). Ottobre-Novembre 1932. Verona.
/59/ *La Provincia di Brescia* (1901). 1, 3, 7, 10, 20 novembre 1901. Brescia.
/60/ *La Sentinella Bresciana* (1901). 1 Novembre 1901. Brescia.
/61/ Livio F. (2008). Tettonica quaternaria nell'area epicentrale del terremoto del 25.12.1222: implicazione sismotettoniche. Università dell'Insubria. Ph.D. Thesis, pp. 161.
/62/ Livio F., Berlusconi A., Michetti A.M., Sileo G., Zerboni A., Trombino L., Cremaschi M., Mueller K., Vittori E., Carcano C. and Rogledi S. (2009). Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 (Io = IX MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): Seismotectonic implications, Tectonophysics **476**, 320-335.
/63/ Livio F., Michetti A.M., Sileo G., Carcano C., Mueller K., Rogledi S., Serva L., Vittori E. and Berlusconi A. (2009). Quaternary capable folds and seismic hazard in Lombardia (Northern Italy): the Castenedolo structure near Brescia, Boll. Soc. Geol. It., **128**, 320-335.
/64/ Magri G. and Molin D. (1986). I terremoti del 3 gennaio 1117 e 25 dicembre 1222. ENEA-RTI PAS-ISP-GEOLLO, (86) 2, inedito.
/65/ Massironi M., Zampieri D., Bianchi M., Schiavo A. and Franceschini A. (2009). Use of PSInSAR data to infer active tectonics: Clues on the differential uplift across the Giudicarie belt (Central-Eastern Alps, Italy). Tectonophysics **476**: 297-303. Issues 1-2, ISSN 0040-1951, DOI: 10.1016/j.tecto.2009.05.025.
/66/ Michetti A.M., Berlusconi A., Livio F. and Sileo G. (2010). Terremoti ed evoluzione del paesaggio in Lombardia. In: Orombelli G. (Ed.). "Una Nuova Geologia per la Lombardia", Atti del Convegno dell'Istituto Lombardo, Milano, 6-7 Novembre 2008, 197-212, Edizioni LED, Milano.
/67/ Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Mörner N.A., Ota Y. and Roghozin E. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 – ESI 2007. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **74**, 7-54, Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italy.
/68/ Michetti A.M., Esposito E., Mohammadioun B., Mohammadioun J., Gürpinar A., Porfido S., Rogozhin E., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Comerci B., Marco S., Mc Calpin J. and Mörner N.A. (2004). The INQUA scale: an innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in the environment. In: Vittori E. and Comerci V. (Eds.). Special Paper, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **67**, 120 p., Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italy.
/69/ Michetti A.M., Giardina F., Livio F., Mueller K., Serva L., Sileo G., Vittori E., Devoti R., Riguzzi F., Carcano C., Rogledi S., Bonadeo L., Brunamonte F. and Fioraso G. (2012). Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (N Italy). Annals of Geophysics, *in press*.
/70/ Michetti A.M., F. Livio K., Chunga E., Esposito D., Fanetti R., Gambillara S., Martin F., Pasquarè S., Porfido G., Sileo and Vittori E. (2005). Ground effects of the Ml 5.2, November 24th, 2004, Salò earthquake, Northern Italy, and the seismic hazard of the western Southern Alps, Rend. Soc. Geol. It. **1**, Nuova Serie, 134-135, 2 ff.
/71/ Mueller K. and Suppe J. (1997). Growth of Wheeler Ridge anticline, California: geomorphic evidence for fault-bend folding behavior during earthquakes. J. Struct. Geol. **19**, 383-396.
/72/ Muttoni G., Carcano C., Garzanti E., Ghielmi M., Piccin A., Pini R., Rogledi S. and Sciunnach D. (2003). Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. Geology **31**, 989-992.

/73/ Orombelli G. and Sauro U. (1988). I Lavini di Marco: un gruppo di frane oloceniche nel contesto morfoneotettonico dell'alta Val Lagarina (Trentino), Suppl. Geogr. Fis Dinam. Quat., **I**, 107-1/6.
/74/ Panizza M., Bollettinari G., Carton A. and Castaldini D. (1988). Studio neotettonico del Sistema Verona-Brescia, In: ENEL (1988). Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzzioni di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia, 1 1988.
/75/ Pessina V., Franceschina G., Vannoli P., Luzi L. and Pacor F. (2006). Damage distribution and seismological model of the November 2004, Salò (Northen Italy) earthquake. 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, September 3-8, 2006, Geneva, Switzerland. Paper N. 1371.
/76/ Pieri M. and Groppi G. (1981). Subsurface geological structure of the Po Plain. Pubbl. n. **414**, Progetto Finalizzato Geodinamica (CNR), Roma: 1-13.
/77/ Rogledi S. (2010). Assetto strutturale delle unità alpine nella pianura tra il lago d'Iseo e il Garda, Brescia 24 novembre 2010, visibile al link: http://cesia.ing.unibs.it/images/stories/materiale/24-11-2010/presentazioni/Rogledi_Brescia2%20[Sola%20lettura].pdf.
/78/ Sauro U. (1979). Dati preliminari sulla neotettonica del F. 48 (Peschiera). In: «Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia». C.N.R., P.F. Geodinamica, 251, 251-260.
/79/ Sauro U. (1992). Tra le montagne e nella pianura. In Turri E. and Ruffo S. (a cura di). Etsch-Adige, il fiume, gli uomini e la storia.» 29-59, CIERRE Ed.
/80/ Sauro U. and Zampieri D. (2001). Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy), *Geomorphology* 40, 169-184.
/81/ Scardia G., Muttoni G. and Sciunnach D. (2006). Subsurface magnetostratigraphy in the Po Plain (Italy): temporal constraints on onset of the Ice Ages, erosion, and uplift in the Southern Alps. Geological Society of America Bulletin **118**/11, 1299-1312.
/82/ Selli R. (1965). The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies. Progress In Oceanography, **4**, pp. 67-86.
/83/ Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G. and Galvani,A. (2005). Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and nonpermanent GPS networks. Geophys. J. Int., 161, 861-880.
/84/ Serva L. (1990). Il ruolo delle Scienze della terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali; il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN) – Boll. Soc. Geol. Ital. **109**, 375-411.
/85/ Sileo G., Giardina F., Livio F., Michetti A.M., Mueller K. and Vittori E. (2007). Remarks on the active tectonics of the Insubria region (Northern Italy, Lombardia, Southern Ticino, Switzerland). Ital.J.Geosci., **126**, 2, 411-425.
/86/ Suppe (1983). Geometry and kinematics of fault bend folding. Am. J. Sci., **283**. 684-721.
/87/ Suppe and Medwedeff (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geol. Helv., **83**, 409-454.
/88/ Venzo S. (1948). Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte II: tratto occidentale Gardone-Desenzano, Mem. Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Milano **12** (2/2), 73-140.
/89/ Venzo S. (1961). Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte II: tratto orientale Garda-Adige ed anfiteatro atesinodi Rivoli Veronese, Mem. Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Milano **13** (1), 1-64.
/90/ Venzo S. (1965). Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda, dal Chiese all'Adige, Mem. Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Milano **14** (1), 1-82.
/91/ Viganò A., Bressan G., Ranalli G. and Martin S. (2008). Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): insights on tectonic stress and strain. Tectonophysics **460**, 106-115.
/92/ Violante C. (2009). Rocky coast: geological constraints for hazard assessment. In: Violante C. (Ed.). Geohazard in rocky coastal areas. Special Publication, Geological Society of London, **322**, 1-32.
/93/ Violante C., de Alteriis G. and Esposito E. (2006). Seafloor base maps, geological features and and hazard assessment in marine coastal areas. Example from the Bay of Naples, Campania, Southern Italy. Proc. Of 5th European Congress on Geoscientific Catography and Information Systems. Barcellona. Ist. Geo. Catalunia, **1**, 534-537.
/94/ Violante C. and Michetti A.M. (2010). Campagna PERLA-G_2010, Motovedetta CP 862 – Lago di Garda Salò – Lago di Garda, 24 febbraio – 02 marzo 2010, Rapporto di fine campagna, Marzo 2010, pp. 15, Unpublished Report.
/95/ Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seis. Soc. Am., **84** (4): 974-1002.
/96/ Yeats R.S. and Huftile G.J. (1995). The Oak Ridge fault system and the 1994 Northridge earthquake, Nature **373**, 418-420 (02 February 1995); doi:10.1038/373418a0.
/97/ Yeats R.S., Sieh K. and Allen C.R. (1997). The Geology of Earthquakes, 568 pp., Oxford Univ. Press, New York.
/98/ Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F. and Sauro U. (1982). Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale, Mem. Soc. Geol. Univ. Padova, **35**, 355-376.

Faglie quaternarie e rischio sismico nell'area del Lago di Garda

A. Berlusconi, M.F. Ferrario, F. Livio, A.M. Michetti, C. Violante, E. Esposito, S. Porfido, P. Fiaccavento, L. Ripamonti, M. Roncoroni

SOMMARIO – *Il "Gomito del Garda", settore che va dalla pianura bresciana alla fascia pedemontana nei pressi di Verona, presenta numerosi esempi di tettonica compressiva attiva lungo strutture tettoniche di importanza regionale. Queste strutture sono ben descritte in letteratura sin dagli anni '80 del secolo scorso, essenzialmente grazie alle dettagliate ricerche condotte durante il programma di indagini per la localizzazione di centrali nucleari in Lombardia. Qui si collocano infatti le faglie sorgenti dei più forti terremoti della Pianura Padana, i terremoti medievali del 25 Dicembre 1222 (Brescia, Io = IX-X MCS) e 3 Gennaio 1117 (Veronese, Io = IX-X MCS). Più recentemente, l'area gardesana è stata interessata dagli eventi "gemelli" del 30 Ottobre 1901 (Io = VIII MCS) e del 24 Novembre 2004 (Ml 5.4), con epicentro a Salò. Questo settore rappresenta quindi un'area critica nell'ambito delle ricerche sul modello sismotettonico dell'Avanfossa Padana, oggetto di un vivo dibattito in letteratura.*

La reinterpretazione di dati già noti in letteratura, unita a nuovi rilevamenti sul terreno, ad analisi aerofotogeologiche, e a una campagna di acquisizione di dati batimetrici nel settore del Lago di Garda tra Sirmione e Punta San Vigilio, ha messo in luce importanti elementi in grado di offrire nuovi spunti interpretativi riassunti in una carta di sintesi. I risultati ottenuti permettono da una parte di evidenziare la stretta correlazione tra deformazioni tettoniche secondarie recenti, strutture di importanza anche regionale, e distribuzione degli effetti macrosismici dei grandi terremoti storici; dall'altra di ipotizzare, a partire dallo stile e dai tassi di attività delle faglie ritenute capaci, i parametri tipici del terremoto di riferimento dell'area pedemontana gardesana. Parametri che in un'ottica di valutazione della pericolosità sismica giustamente conservativa devono essere ritenuti validi per tutte le strutture attive dell'Avanfossa Padana.

Parole chiave: Lago di Garda, tettonica attiva, faglie capaci, geologia quaternaria, rischio sismico.

1. Introduzione

Il settore Sudalpino che comprende l'area del Lago di Garda è relativamente ben studiato dal punto di vista sismotettonico, grazie ai notevoli sforzi investigativi realizzati durante il processo di localizzazione per l'installazione di impianti nucleari civili in Lombardia /40/, nonché a decenni di dettagliati rilevamenti geologici, e di campagne di esplorazione per la ricerca di idrocarburi, che hanno portato ad avere una singolare conoscenza del quadro stratigrafico e strutturale del sottosuolo /76/. Il motivo di tale approfondita conoscenza deriva dal fatto che questo settore della catena alpina e dell'adiacente Pianura Padana comprende le aree epicentrali di due fra i più forti eventi sismici mai avvenuti nel Nord Italia, vale a dire i terremoti medievali di Verona, 3 Gennaio 1117, e di Brescia, 25 Dicembre 1222 (Me = 6.5-7.0; cfr /64/, /84/, /51/, /49/, /56/, /66/, Fig. 1A).

Ciononostante, l'identificazione delle faglie sorgenti di forti terremoti in questa regione presenta ancora notevoli lacune. Recentemente sono state descritte deformazioni archeosismiche e fagliazioni superficiali paleosismiche riferibili all'Olocene, sia in prossimità del Lago di Garda che lungo il sistema delle Giudicarie /46/, /80/, /47/, /50/ (Fig. 1B). Queste deformazioni tuttavia sono interpretate come faglie normali secondarie con un collegamento indiretto alle sorgenti sismiche che hanno generato i terremoti citati in precedenza. In particolare, per la fagliazione superficiale osservata nelle trincee esplorative effettuate nei pressi del Monte Baldo (numero 2 nella Fig. 2), è stata proposta un'origine guidata da fenomeni gravitativi. Pertanto le strutture tettoniche responsabili dei forti eventi sismici medievali, che rappresentano i terremoti di riferimento per la valutazione della pericolosità sismica di vasta parte dell'Italia Settentrionale, non sono ancora conosciute (per una discussione circa il caso del terremoto del 1117 si confrontino ad esempio le sintesi in /51/ e /56/).

Bisogna tenere conto d'altra parte che nell'area investigata l'analisi dei rapporti fra faglie e terremoti rappresenta spesso un'operazione lunga e faticosa, che necessita di uno studio fortemente multidisciplinare /50/. L'assetto sismotettonico del dominio strutturale sudalpino è difatti caratterizzato da faglie e pieghe attive lungo l'intera fascia prealpina, dalle Alpi slovene fino alla regione insubrica /98/, /49/, /85/, come dimostrato anche dai meccanismi focali di eventi moderati o forti /91/, /21/. Un simile stile deformativo frequentemente risulta caratterizzato da complessità strutturali che rendono difficile l'interpretazione delle strutture sismogenetiche profonde a partire dalle osservazioni superficiali. Nell'Avanfossa Padana i tempi di ritorno dei forti terremoti sono inoltre lunghi, probabilmente nell'ordine di diverse migliaia di anni. I tassi di scorrimento lungo le faglie capaci quaternarie tipicamente sono inferiori a 1 mm/a /23/, /49/, /50/, e risultano spesso trascurabili rispetto ai tassi di erosione e di deposizione nella fascia pedemontana, che è stata interessata dalle avanzate glaciali del Pleistocene.

Il punto di partenza da cui ha preso avvio questo lavoro è la recente osservazione nel sito di Monte Netto della prima evidenza di fagliazione superficiale cosismica tardo pleistocenica-olocenica per una struttura compressiva /62/ della Pianura Padana. L'identificazione e l'interpretazione della fagliazione superficiale a Monte

Tab. 1. Principali caratteri delle strutture tettoniche compressive capaci riportate nella Fig. 2, sulla base dei dati di letteratura riportati nei riferimenti bibliografici integrati dalle nostre nuove indagini.

Nome	Evidenze di fagliazione capace	Riferimenti
CC	Paleosismicità olocenica (Capriano del Colle) Fagliazione superficiale storica nel 1222 (?)	/39/, /63/, /62/, /6/, /8/
NG	Dislocazione di conoidi alluvionali pleistocenici Sollevamento di terrazzo alluvionali tardo-pleistocenici	/9/, /61/
SM	Dislocazione di linee di costa oloceniche (?) Deformazioni in sedimenti fluvioglaciali tardo-pleistocenici (La Pertica) (?)	/22/, /4/, /5/, /23/
SSR	Deformazioni in sedimenti fluvioglaciali tardo-pleistocenici (Venzago (?) e San Vigilio) Dislocazione di sedimenti morenici Deformazione/dislocazione di piattaforme di abrasione oloceniche Sorgenti idrotermali	/23/, /20/, /77/, /37/
MB	Fagliazione superficiale secondaria sismicamente indotta Basculamento e dislocazione del plateau carsico	/47/, /80/, /98/, /23/
SMP	Scarpate di faglia "fresche" oloceniche (?) (Monte Pastel) Dislocazioni in sedimenti fluvioglaciali del Pleistocene Superiore (Dolcè e Sant'Ambrogio di Valpolicella) Controllo morfologico della bassa Val Lagarina Fagliazione superficiale nel 1117 (?)	/19/, /74/, /78/, /80/
VF, NF	Sorgenti idrotermali e radioattive Fascia di cataclasi nel substrato carbonatico sepolto Fagliazione di sedimenti fluvioglaciali del Pleistocene sup. (Sant'Ambrogio di Valpolicella ?) e dislocazioni quaternarie visibili in profili di sismica a riflessione Anomalia nel drenaggio del Fiume Adige nel settore adiacente ai rilievi dei Lessini	/98/, /84/, /19/, /74/, /77/

Netto, situato una ventina di km ad Ovest del Lago di Garda, è stata possibile grazie alla disponibilità di dati di sottosuolo ad alta risoluzione raccolti da ENI E&P /43/, /53/, alle nuove metodologie di analisi strutturale e di modellizzazione di pieghe per propagazione di faglia /71/, /86/, /87/, /41/, all'applicazione delle moderne tecniche paleosismiche /1/, e non ultimo alle eccezionali condizioni di affioramento degli effetti ambientali di forti paleoterremoti lungo il fronte di una grande cava di argilla per laterizi.

I risultati ottenuti a Monte Netto forniscono validi criteri per l'identificazione di faglie capaci in questo settore delle Alpi Meridionali. Le evidenze paleosismiche sono infatti associate ad una chiara firma morfologica e stratigrafica, che dimostra come il ripetersi di forti terremoti durante il tardo Quaternario abbia generato strutture geologiche superficiali ben riconoscibili. Inoltre i dati di sismica a riflessione e di geologia di superficie disponibili nell'area di Monte Netto suggeriscono che l'intero fronte strutturale sepolto delle Alpi Meridionali possa essere potenzialmente sede di forti terremoti (Mw = 6-7) dovuti a sovrascorrimenti sepolti. L'esportazione delle medesime relazioni paleosismiche e strutturali osservate a Monte Netto, e la revisione di dati di letteratura su tutta l'area rappresentata in Figura 2 (si veda la Tab. 1 per la lista completa), suggerisce fortemente che numerose altre strutture nelle vicinanze potrebbero avere il medesimo comportamento sismotettonico e potenziale sismico. Questo lavoro pertanto rappresenta una breve revisione sull'attività tettonica quaternaria della parte meridionale del Lago di Garda, tra i fiumi Mella ed Adige, basata su nuovi dati di campagna, su una dettagliata interpretazione di fotografie aeree, ed una nuova analisi morfobatimetrica condotta lungo un settore del bacino meridionale del Lago di Garda, tra Punta S. Vigilio e Sirmione.

Tale revisione è stata affrontata con lo scopo di cartografare le strutture tettoniche potenzialmente capaci di generare forti terremoti accompagnati da deformazioni e dislocazioni superficiali.

2. **Inquadramento geologico dell'area del Lago di Garda**

2.1. *Quadro sismotettonico*

La sismicità storica e strumentale del Nord Italia ha un andamento decrescente andando da Est ad Ovest, quindi dal Friuli Venezia Giulia fino al Piemonte. Ciononostante, come già anticipato, l'area della Valle dell'Adige, del Bresciano-Veronese ed i settori limitrofi di Pianura Padana hanno ospitato alcuni tra i terremoti storici e strumentali più forti (Fig. 1; si veda anche /91/, ed i riferimenti in esso contenuti per una dettagliata discussione sulla sismicità locale). L'evento di Verona del 3 Gennaio 1117 ha avuto risentimenti in tutta l'Europa, ed ha raggiunto un'intensità epicentrale di IX-X MCS /64/, /84/, /56/, /51/, /56/, /50/. Il terremoto del 25 Dicembre 1222, che ha colpito a pochi km a Sud della città di Brescia, ha avuto anch'esso un'intensità epicentrale di IX-X MCS /64/, /84/, /56/. Si noti inoltre che il terremoto del 1046 d.C., che fece registrare importanti effetti di danneggiamento lungo la Valle dell'Adige, non è stato considerato in Figura 1 solo in quanto la localizzazione epicentrale non risulta sufficientemente ben vincolata /57/.

Per i terremoti crostali poco profondi, come quelli che caratterizzano il dominio strutturale Sudalpino /21/, valori di intensità epicentrale fra il IX e il X grado nella scala MCS tipicamente implicano importanti effetti ambientali /95/, /67/, come le diversioni del drenaggio descritte da Salimbene de Adam nella sua "Chronica" per l'evento del 1222, o le grandi frane nella valle dell'Adige innescate dall'evento del 1117 /46/, /56/. Il terremoto del 24 Novembre 2004 (MI = 5.2), invece, con epicentro nella città di Salò /70/, /75/, /44/ (ubicato sulla costa occidentale del Lago di Garda), ha causato solo liquefazioni vicino alla costa lacustre, e frane sui pendii più ripidi. Questo risulta anche evidente dalla revisione condotta sugli effetti ambientali simicamente indotti da terremoti sia storici che strumentali (cfr. Tab. 2).

Tab. 2. Effetti cosismici ambientali relativi ai terremoti storici che hanno colpito la zona del Garda e aree contermini della Pianura Padana fra l'anno 1000 A.D. e il 2004; lo è il valore di intensità epicentrale espresso nella scala MCS; per la sismicità storica Me si riferisce ad una valore di Magnitudo derivata dal dato macrosismico.

ANNO MESE GIORNO	AREA EPICENTRALE	I_0	Ms	EFFETTI AMBIENTALI (*Luogo:* effetto)	BIBLIOGRAFIA
1117 01 03	VERONESE	9.5	6.4	*Verona*: Frane, esondazione Adige.	/15/, /14/, /62/
1222 12 25	BASSO BRESCIANO	8.5	6.0	*Lazise sul Garda*: Fratture, deviazione corso di fiumi.	/15/, /14/, /62/
1505 01 03	BOLOGNA	7.0	5.4	*San Lorenzo in Collina*: Frana; *Zola Predosa*: Liquefazione.	/15/, /14/
1661 03 12	MONTECCHIO	7.0	5.1	*Montecchio*: Fratture, frane; *Albino*: Fratture, frane; *Castro-Lago d'Iseo*: Frana (crollo).	/15/, /14/, /62/
1802 05 12	SONCINO	8.0	5.6	*Soncino*: Fratture, variazioni idrologiche (straripamento, disseccamento sorgenti) del fiume Oglio; *Crema*: Liquefazione, fratture; *Ticengo*: Fratture; *Credera*: Fratture, liquefazione; *Bardi*: Liquefazione, fratture.	/15/, /14/
1829 10 09	VALLE STAFFORA	7.5	5.6	*Trebbiano Sup.*: Variazioni idrologiche (comparsa sorgenti); *Genova*: Maremoto; *Pizzocorno:* Variazioni idrologiche (comparsa sorgenti), frane, fratture; *Roccasusella*: Frane, fratture; *Godiasco*: Frane, fratture; *Montesegale*: Frane, fratture; *Trebbiano Nizza*: Frane, fratture; *Bagnara*: Frane, fratture.	/15/, /14/
1832 03 13	REGGIANO	7.5	5.5	*Rossena*: Frane (crollo), fratture; *Maniano*: Frane (crollo), fratture; *Ciano*: Frane (crollo).	/15/, /14/
1866 08 11	MONTE BALDO	7.0	5.1	*Malcesine*: Frane (crollo).	/15/, /14/
1873 06 29	BELLUNESE	9.5	6.3	*Funes*: Fratture, frane; *Lamosano*: Fratture; *Borsoi*: Fratture, variazioni idrologiche torrente Tesa; *Pieve dal Pago*: Fratture; *Valdenogher*: Fratture (100m); *Alpaos*: Fratture, frane; *Chies D'Alpago*: Frattura, frana (4km^2) *Lavina di Sopra*: Frattura, frana; *Soccher*: variazioni idrologiche (portata, intorbidamento); *Belluno*: Fratture; variazioni idrologiche (intorbidamento); *Santa Croce*: Frana (crollo); *Fadalto*: Frana (crollo); *San Giovanni*: Frana (crollo); *Cappella Maggiore*: Fratture; *Bastia*: Variazioni idrologiche (intorbidamento, comparsa/scomparsa sorgenti, variazione chimismo e portata); *Poiatte*: Variazioni idrologiche (intorbidamento, comparsa/scomparsa sorgenti, variazione chimismo e portata; *Monte Fenerola*: Faglia/frattura? *Molini*: Fratture.	/15/, /14/
1876 04 29	MONTE BALDO	7.0	4.9	*Cassone*: Fratture, variazione idrologiche (intorbidamento); *Monte Baldo*: Frane (crollo).	/15/, /14/
1891 06 07	VALLE D'ILLASI	8.5	5.7	*Castelvero*: Frana (crollo); *Badia Calavena*: Fratture; *S. Giovanni Ilarione*: Fratture; *Selva di Progno*: Frane (crollo); *Valli dei Signori*: Frane (crollo); *Breonio*: Frane (crollo); *Gargnano*: Frane (crollo); *Giazza*: Frane (crollo); *Marcellise*: Variazioni idrologiche (nuova sorgente); *Mezzane*: Variazioni idrologiche (disseccamento sorgente).	/15/, /14/
1898 11 16	SALÒ	5.5	4.6	*Val Sabbia*: Frana	/2/, /14/, /62/
1901 10 30	SALÒ	8.0	5.6	*Salò*: Fratture,frane(sponda lago), liquefazioni, compattazioni; *Lago di Garda*: Onde di sessa; *Botticino*: Variazioni idrologiche (termperatura e portata pozzi); *Desenzano*: Variazioni idrologiche (termperatura e portata sorgenti); *Vobarno*: Frana (crollo).	/2/, /33/, /52/, /59/, /60/, /15/, /14/, /51/, /62/, /54/, /70/

segue

1909 08 25	MURLO	7.5	5.4	*San Lorenzo a Merse*: Fratture,liquefazione; *Monticiano*: Variazioni idrologiche (intorbidamento sorgenti); *Murlo*: Variazioni idrologiche(aumento temperatura); *Pienza*: Variazioni idrologiche (aumento temperatura e portata sorgenti); *San Giovanni d'Asso*: Variazioni idrologiche (intorbidamento sorgenti); *Roccalbegna*: Variazioni idrologiche (intorbidamento sorgenti); *Monterotondo marittimo*: Variazioni idrologiche; *Bagno Vignoni*: Variazioni idrologiche (chimica e temperatura sorgenti); *Bagnaia*: Variazioni idrologiche (chimica e portata sorgenti).	/15/, /14/
1929 04 20	BOLOGNESE	7.0	5.5	*Piumazzo*: Fratture; *Porretta Terme*: Variazioni idrologiche (chimica sorgenti).	/15/, /14/
1932 02 19	MONTE BALDO	7.5	5.0	*Lumini*: Fratture; *Pai*: Fratture; *San Zeno di Montagna*: Fratture; *Albisano*: Fratture	/58/
1936 10 18	BOSCO CANSIGLIO	9.0	5.9	*Stevenà*: Fratture; *Puos d'Alpago*: Fratture, compattazione; *Sarone*: Fratture; *Polcenigo*: Variazioni idrologiche (intorbidamento e portata sorgenti); *Santa Croce*: Variazioni chimiche nel lago; *La Secca*: Fratture; *Ponte nelle Alpi*: Frana (crolli) *La Crosetta*: Fratture, frane; *Pordenone*: Variazioni idrologiche (portata pozzi).	/15/, /14/
2004 11 24	LAGO DI GARDA	7.5	5.2	*Clibbio*: frane(crolli); *Pompegnino*: Fratture; *Salò*: liquefazioni-lateral spreading;fratture;compattazioni; *Val Sabbia*: Frane(crolli)	/42/, /62/, /70/

Come già accennato, i meccanismi focali dei principali terremoti strumentali recenti avvenuti nel dominio sudalpino mostrano che la fascia pedemontana è contraddistinta da un regime tettonico compressivo /91/, /21/, in accordo con le informazioni geodetiche e l'interferometria satellitare /83/, /65/, /69/.

2.2. *Geologia regionale*

L'area di studio comprende il settore delle Alpi Meridionali costituito durante il Mesozoico dal Bacino Lombardo, ad Ovest, e dalla Piattaforma Veneta, ad Est. Il limite orientale del Bacino Lombardo era rappresentato da una faglia normale listrica immergente ad Ovest, la linea Ballino-Garda /28/, che oggi corre in corrispondenza del bacino lacustre con direzione ca. NE-SO. Il Bacino Lombardo è costituito da una potente sequenza di unità pelagiche, depositata in ambiente marino profondo, mentre sedimenti carbonatici di mare basso caratterizzano l'area della Piattaforma Veneta, che è rimasta un'area di alto strutturale fino al Giurassico Inferiore. La paleogeografia ereditata, e quindi le relative profonde differenze nelle sequenze stratigrafiche, hanno giocato un ruolo importante durante le successive fasi compressive, delineando settori caratterizzati da differente comportamento reologico e stile strutturale.

L'orogenesi alpina iniziò durante il Cretaceo superiore, e conobbe una fase di picco durante il Miocene. La litosfera adriatica fu indentata contro il cuneo orogenico a causa della convergenza tra Europa ed Africa /29/. Questa convergenza ha portato allo sviluppo di una fascia di strutture tettoniche Sud-vergenti, che può essere divisa in due settori, separati dall'alto strutturale relativamente indeformato dei Monti Lessini e Colli Euganei. Quest'area, che fu interessata da tettonica distensiva durante il Paleocene-Eocene, può essere considerata come parte dell'Avampaese Adriatico /10/, poiché solo marginalmente interessata da tettonica compressiva nel corso del Neogene. È bordata dal sistema di faglie trascorrenti di Schio-Vicenza verso Est, e dalla fascia delle Giudicarie verso Ovest (/29/, /65/, e riferimenti in essi contenuti).

Una fase di profonda escavazione di tutte le valli fluviali, dovuta alla chiusura del Mar Mediterraneo ed al conseguente abbassamento del livello di base, è avvenuta durante il Messiniano /11/. Durante lo Zancleano la baia rappresentata dall'attuale Pianura Padana e dall'area del Lago di Garda furono coperte da sedimenti marini trasgressivi che ora affiorano ad esempio sulla collina di San Bartolomeo. Prospezioni di sismica a riflessione, calibrate attraverso un'ingente mole di dati di pozzo, hanno permesso di dividere il riempimento quaternario della Pianura Padana in quattro sequenze principali, separate da discontinuità regionali ben datate, denominate in /18/ come "Superficie Blu" (1,6 Ma), "Superficie Verde" (1,2 Ma) e "Superficie Rossa" (0,89 Ma; /72/). La Superficie Rossa contraddistingue nei dati di sottosuolo l'inizio di una regressione marina indotta da cambiamenti climatici, caratterizzata da clinoformi e da aggradazioni; questo fatto è stato interpretato come la risposta sedimentaria

alla prima avanzata glaciale importante che ha interessato le Alpi nel Pleistocene Medio /72/, /81/.

I depositi glaciali nel maestoso anfiteatro gardesano sono infatti stati riferiti dagli Autori al Pleistocene medio-superiore /34/, /35/, /88/, /89/, /90/, /82/. Nella Figura 2 vengono riassunte le distribuzioni delle morene frontali usando la terminologia "classica", ossia *Mindel*, *Riss*, e *Wurm,* così come viene ripresa in /88/, /89/, /90/. Sebbene non sia più utilizzata, e sia come noto impropria dal punto di vista stratigrafico, questa suddivisione schematica è utile per gli scopi del nostro studio ad una scala regionale.

In particolare in /88/ si fornisce una descrizione molto dettagliata di numerosi affioramenti di depositi glaciali e paleosuoli che ora non sono più osservabili. L'arco morenico più antico che è possibile riconoscere è caratterizzato da una ben preservata morfologia, riconoscibile nell'area più ad Ovest dell'anfiteatro tra Calvagese della Riviera e Carpenedolo. Le morene antiche hanno un andamento N-S, e sono separate dalla cerchia più interna ascrivibile al "Riss" da un'area alluvionale larga 3-5 km (Fig. 2).

Nella porzione occidentale dell'area di studio alcuni colli isolati emergono dalla piana circostante, allineati lungo un lineamento diretto ca. ENE-OSO. Questi colli (10-30 m più alti del livello locale della pianura) rappresentano la risposta morfologica alla culminazione delle sottostanti pieghe per propagazione di faglia, che sono poi state erose sui lati dall'attività fluviale /39/, /61/. Ghiaie fluviali o sedimenti marini del Pleistocene Medio costituiscono l'ossatura di questi piccoli rilievi, in seguito coperti durante il Pleistocene Medio e Superiore da depositi loessici, ora profondamente pedogenizzati (che dà origine al cosiddetto «ferretto» degli Autori /89/, /39/, /6/).

3. Deformazioni quaternarie: nuovi dati di campagna e carta di sintesi

I sollevamenti quaternari regionali o locali, e le deformazioni lungo le principali strutture tettoniche, condizionano chiaramente la morfologia del settore gardesano, con deviazioni di corsi d'acqua /17/ o di lingue glaciali, e la crescita di piccoli rilievi in aree pianeggianti. Faglie ad attività recente controllano anche la circolazione di acqua idrotermale nella fascia pedemontana e nel bacino lacustre del Garda (ad es., sorgenti calde nei pressi di Sirmione) /24/. I depositi quaternari negli ampi archi morenici e nelle aree circostanti (/36/), così come i colli isolati di Monte Netto, Castenedolo e Ciliverghe, sono stati ben studiati negli ultimi decenni /89/, /39/, /6/, /7/, /16/, cosicché oggi possiamo ricostruire nel dettaglio la loro storia sedimentaria e valutare quanto essa sia stata influenzata dalla tettonica attiva compressiva, e quindi dalla ripetizione di forti eventi paleosismici.

Le evidenze di tettonica quaternaria mostrano una stretta correlazione con i fronti strutturali più esterni del Sudalpino, sepolti al di sotto della Pianura Padana. Lo stile strutturale è caratterizzato da pieghe per propagazione di faglia, che interessano la sequenza plio-quaternaria con evidenze tali da poter essere considerate anche capaci (Tab. 1, Fig. 2). Di seguito descriveremo tutte le strutture tettoniche che mostrano attività quaternaria recente, localmente accompagnata da evidenze paleosismiche, e la loro possibile relazione con i forti terremoti storici locali.

– Sistema di Capriano del Colle (sito di Monte Netto) e Castenedolo (CC)

A Sud della città di Brescia, i colli di Monte Netto, Castenedolo e Ciliverghe si elevano isolati dalla circostante pianura in risposta alla crescita di sottostanti pieghe per propagazione di faglia /39/, /62/, /63/. Sono stati individuati due sistemi di faglie, denominati Sistema di Capriano del Colle e Sistema di Castenedolo. Ogni sistema di faglie è costituito da un sovrascorrimento Sud-vergente (rispettivamente CCT e CT) radicato alla base del cuneo clastico terziario /62/, cui è associato un retroscorrimento Nord-vergente coniugato. I piccoli rilievi isolati sono costituiti essenzialmente da sequenze fluviali e fluvioglaciali, coperte da depositi di loess profondamente pedogenizzati. Sul lato di questi colli i depositi fluvioglaciali dell'LGM si appoggiano in *onlap* sulla sequenza piegata e sollevata del Pleistocene Medio. Le tracce di antichi canali fluviali sono visibili sulla cima dei rilievi, con i loro sedimenti riconoscibili nella sequenza stratigrafica. Fagliazione secondaria quaternaria viene descritta dagli Autori sui colli di Ciliverghe e Castenedolo /6/, /23/ e sul colle di Monte Netto.

In particolare su quest'ultimo, i lavori di cava condotti nel 2007 hanno esposto una sequenza pleistocenica ed olocenica che ha mostrato deformazioni fragili e duttili, e paleoliquefazioni, indotte da forti terremoti compressivi /62/ (Fig. 3).

Analisi paleosismiche mostrano che la sequenza è stata interessata da almeno tre terremoti all'incirca tra 45.000 e 5.000 ann fa /8/. Il rimaneggiamento antropico legato alla lavorazione agricola del terreno non permette di osservare tracce di eventi più recenti all'interno dei suoli più superficiali.

Tettonica attiva tardo quaternaria è anche testimoniata: a) sul colle di Castenedolo, che ha registrato una crescita episodica con tassi di sollevamento di 0.13 mm/a tra 1,6 e 1.2 Ma, 2,43 mm/a tra 1,2 e 0,89 Ma e circa 0,1 mm/a tra 0,89 Ma ed il giorno d'oggi, e che conserva traccia di fagliazione lungo il bordo meridionale della collina /74/, /63/; b) sulla collina di Ciliverghe, dove una sequenza glaciale, fluvioglaciale e loessica ascrivibile al Pleistocene Medio e Superiore è interessata da faglie normali /7/. Il terremoto del Natale 1222 ha avuto i danneggiamenti più significativi proprio nell'area di Capriano del Colle-Castenedolo. La magnitudo dell'evento dedotta dai dati macrosismici (Me = 6.2, /56/) sembra consistente con le deformazioni paleosismiche osservate in quest'area.

– Faglia Nave-Gussago (NG)

Nel settore meridionale della Val Trompia, un'area mai occupata dai ghiacciai durante il Quaternario, alcuni indizi suggeriscono un'attività pleistocenica ed olocenica della NG. Questa struttura costituisce il segmento di un sovrascorrimento di importanza regionale che disloca la sequenza carbonatica triassica e giurassica, ed il suo piano di faglia è sottolineato da una chiara evidenza morfologica, costituita da scarpate e rotture di pendenza. La sua attività recente fu ipotizzata analizzando la stratigrafia dei pozzi per l'acqua, che sottolineavano un minore spessore dei depositi fluviali quaternari lungo il fiume Mella, passando dal letto al tetto della faglia /9/.

Un sollevamento quaternario del tetto della faglia è anche direttamente confermato da indizi geomorfologici, come terrazzi fluviali sollevati o incisi e conoidi fluviali interessati da scarpate, come a Bovezzo. Diversi indici

morfotettonici sono stati applicati al bacino del Fiume Mella e ai suoi sottobacini /61/, usando come base un Modello Digitale di Elevazione (DEM) a 20 m dell'area: a) *detreneded hypsometric integral* /32/, b) *isobase method* /55/, e c) *Stream Lenght Index map*.

Anche l'allineamento di incisioni fluviali e di selle morfologiche lungo il piano di faglia, inoltre, osservato nelle vicinanze di Caino, suggerisce un'attività olocenica /74/, /23/.

– Sistema Salò-Manerba (SM)

Una morfologia sinuosa caratterizza la costa occidentale del Lago di Garda tra Salò e Sirmione, con una successione di scogliere e baie bordate da faglie orientate NE-SO. Queste strutture appartengono al SM, un gruppo di almeno tre faglie inverse /28/, /25/, /37/, /4/, /5/, /23/, /77/.

L'attività quaternaria è documentata in diversi luoghi:

– lungo la collina di San Bartolomeo una sequenza pliocenica e pleistocenica è interessata da faglie dirette orientate NO-SE /13/, /31/;

– nei pressi dell'abitato di Gavardo lavori di cava hanno messo in mostra il basculamento di sedimenti del Pleistocene, causato da piegamento o fagliazione, con tracce di stress tettonico durante il Pleistocene e probabilmente l'Olocene /74/;

– lungo la prosecuzione occidentale del SM (nei pressi di La Pertica, Polpenazze del Garda), deformazioni quaternarie in sedimenti fluvioglaciali sono state provvisoriamente interpretate dagli Autori come glaciotettonica e/o dovute ad altri processi /22/.

Inoltre paleo-spiagge, linee di costa e piattaforme di abrasione lungo le scogliere rocciose registrano livelli del lago più alti del giorno d'oggi /4/, /5/. Vicino a Manerba, dove il substrato affiora con arenarie e marne dell'Oligo-Miocene (facenti parte della "Formazione di Manerba" /12/) e costituisce una scogliera alta 100 m, si segnalano solchi di battigia sollevati e, nello specifico, una ghiaia monogenica datata 9.730 ±70 – 10.290 ±80 anni fa che giace su una piattaforma sollevata di 3-3,5 m sopra il livello attuale del lago /4/. Meno di un km a Nord, a Punta Belvedere e Isola di San Biagio, paleo-spiagge e piattaforme di abrasione giacciono 7-8 m più in alto dell'attuale livello medio del lago. Altri paleo livelli lacustri sollevati possono essere individuati tra Salò e Toscolano Maderno, 2-4 m più in alto del presente livello del lago, e vicino a Tremosine, 4,6-4,8 m più alti, con questi ultimi datati 10.070 ±70 anni fa. Le datazioni pertanto mostrano una correlazione tra le paleo-spiagge di Tremosine e Manerba, suggerendo un sollevamento differenziale tra la porzione Nord e Sud del Lago di Garda con un tasso di circa 0,1 mm/a /5/.

Un'ulteriore prova del sollevamento dell'area Salò-Manerba è rappresentata dal fatto che il paleolivello del lago rappresentato dal *plateau* dell'abitato di Manerba, sia situato più in alto rispetto agli archi morenici più interni della zona a Sud del Lago di Garda /23/.

L'anfiteatro gardesano mostra inoltre una progressiva migrazione verso Est delle cerchie moreniche attraverso il tempo. Infatti le avanzate glaciali, che sfociavano dalla valle del Garda, hanno occupato un settore sempre più ad Est rispetto alle precedenti, e questo fatto è stato interpretato come una conseguenza del sollevamento del settore occidentale /36/. L'arco morenico più ad Ovest ("Mindel" secondo /89/) è situato circa 3 km più ad Ovest rispetto a quello più interno ascrivibile al "Riss", poiché questa avanzata deve aver eroso la precedente nel lato orientale. Infine, i depositi dell'LGM (Last Glacial Maximum, l'ultimo massimo glaciale, ossia il "Wurm" degli Autori) denotano una lingua glaciale decisamente meno estesa soprattutto sul lato occidentale. Probabilmente questi sollevamenti differenziali sono dovuti all'attività delle faglie di SM.

Nel 1901 e nel 2004 Salò è stata colpita da due terremoti di Magnitudo 5,2, con moderati effetti ambientali. Questi eventi sono da mettere in relazione con l'attività recente di SM /44/.

– Sovrascorrimento del Monte Baldo (MB)

Il Monte Baldo è costituito da una cresta montuosa di circa 30 km, orientata NE-SO, situata sulla riva orientale del Lago di Garda. Il substrato carbonatico mesozoico /26/ ha un assetto anticlinalico, con asse diretto NE-SO, e bordato ad Est da un complesso sistema di pieghe e faglie che prende il nome di Sovrascorrimento del Monte Baldo /10/, /25/, /77/. L'interpretazione di profili di sismica a riflessione suggerisce fortemente che MB sia collegato strutturalmente al Sovrascorrimento del Monte Pastelletto-Solferino (Fig. 6).

L'attività recente di MB è stata studiata da numerosi Autori /78/, /31/, /80/, /47/, /45/, /91/, /48/, /65/, che hanno modellato e cartografato differenti geometrie per questa faglia. Probabilmente è rappresentata da una complessa serie di faglie inverse posizionate tra Il Monte Baldo e la Valle dell'Adige. In diverse località sedimenti quaternari e caratteri archeologici sono interessati da deformazioni secondarie, indotte da una o più strutture tettoniche collegate al Sovrascorrimento del Monte Baldo /80/, /45/, /47/, /48/.

In particolare nel sito di Naole una scarpata di faglia nel substrato di aspetto molto fresco è stata descritta in dettaglio negli anni '80 /78/, /31/, e recentemente attribuita a fagliazione superficiale secondaria /47/, /80/. Analisi paleosismiche /47/ hanno dimostrato che l'ultimo episodio di fagliazione superficiale lungo la scarpata di Naole è avvenuto circa 5.300 anni fa, in risposta ad un movimento gravitativo da ricondursi all'attività di MB. Gli Autori hanno pertanto concluso che MB non è la struttura responsabile del terremoto del 1117, e che la stessa era da ricercarsi altrove.

Tuttavia, sulla base di un'attenta revisione di nuovi dati archeosismologici acquisiti presso diversi siti lungo la Valle dell'Adige e lungo il fianco orientate del Monte Baldo, emerge come, durante l'evento del 1117, i danni maggiori si sono registrati proprio nella Valle dell'Adige /46/; pertanto se ne deduce che questo settore costituisce l'area epicentrale del terremoto. Uno scenario simile è anche presentato in /64/, /56/, sulla base della revisione delle fonti storiche. Sappiamo ad esempio che la Valle dell'Adige fu probabilmente sede di movimenti franosi innescati proprio dal sisma del 1117 /48/. La deformazione gravitativa ai Lavini di Marco (citata anche da Dante, Divina Commedia, Canto XII, versi 4-9) e almeno altre due grandi frane sono infatti state interpretate come probabilmente riattivate dal sisma del 1117 /73/, /30/, /48/, /50/.

Non è quindi possibile escludere che la struttura causativa fosse localizzata proprio nella Valle dell'Adige, a causa della complessa geometria di MB.

In ogni caso l'attività di MB può essere messa in relazione con i terremoti registrati nel 1866, 1868, 1876 (il più forte, con Io = VII-VIII), 1877, e 1932 /47/, il cui epicentro è posizionato sulla costa orientale del Lago di Garda.

– Faglia San Vigilio-Sirmione-Rivoltella (SSR)

La faglia San Vigilio-Sirmione-Rivoltella (SSR) è disposta sulla prosecuzione meridionale di MB, e pertanto potrebbe essere collegata strutturalmente ad esso /98/, /25/, /37/. Il piano di faglia di SSR affiora a Sirmione, ma numerosi altri indizi ci permettono di riconoscere la struttura sulle rive del Lago nei pressi di San Vigilio e di Rivoltella, e nella porzione lacuale. Sirmione com'è noto si sviluppa lungo una penisola nella parte meridionale del Lago di Garda, collegata alla riva da un ponte di terra artificiale. I Conglomerati di Sirmione (recentemente "ringiovaniti" al Pleistocene Medio /24/) e le marne cretacee che lì affiorano sono giustapposte lateralmente da una faglia ad orientazione NE-SO /13/, /4/, /19/, /31/, con dislocazioni nell'ordine delle centinaia di metri, e numerose altre faglie secondarie dislocano il substrato.

L'attività quaternaria di SSR è evidenziata in diversi siti:

– la morfologia di Sirmione mostra scarpate impostate in depositi quaternari e/o chiaramente visibili dall'analisi di foto aeree, parallele al piano di faglia principale, suggerendo la sua recente attività;

– sorgenti idrotermali si trovano sul lato orientale della penisola;

– la piattaforma di abrasione attorno a Sirmione è basculata e dislocata, con il settore a Nord almeno di 1 m più alto rispetto a quello Sud /23/;

sulla collina immediatamente ad Ovest di Rivoltella, un allineamento di selle morfologiche e gomiti fluviali potrebbe essere dovuto all'attività di strutture quaternarie /74/;

– un profilo di sismica a riflessione che corre vicino l'abitato di Lonato del Garda, mostra chiaramente la dislocazione della sequenza quaternaria /77/;

– lungo il Monte Luppia, sedimenti glaciali si appoggiano contro calcari giurassici di piattaforma (Ooliti di San Vigilio – e.g., /3/), grazie ad una faglia normale orientata NO-SE e sub verticale /19/, /23/. Questa può essere interpretata come una faglia secondaria collegata alla SSR, oppure ad un movimento gravitativo profondo. La prosecuzione nel settore lacustre della faglia del Monte Luppia può essere riconosciuta nei dati morfobatimetrici (vedi "MF" nella Fig. 4);

– piattaforme di abrasione 8-12 m più in basso rispetto al livello attuale del lago, nel settore al tetto della faglia del Monte Luppia, ne attesterebbero l'attività olocenica /4/;

– sismica a riflessione condotta /37/ nella porzione meridionale del Lago di Garda (Fig. 4) ha evidenziato faglie normali all'interno della sequenza lacustre, ed un lieve piegamento dei sedimenti olocenici lungo la scarpata indicata nella Fig. 4;

– a Sud dell'abitato di Desenzano (Venzago) in una cava di ghiaia e sabbia si segnala un piegamento Nord-vergente degli strati, interpretato o come glaciotettonica o come una deformazione locale /22/.

Nel 2010 è stata pertanto condotta una campagna morfobatimetrica, tra San Vigilio e Sirmione, da parte dell'Università dell'Insubria e del CNR-IAMC, con la collaborazione di INGV, della Guardia Costiera, della Comunità del Garda, nonché di Geomarine s.r.l. Senigallia-Ancona /94/ con lo scopo di raccogliere dati ed analizzare forme geologiche che avrebbero potuto essere in relazione con fagliazioni superficiali o deformazioni recenti nel settore *offshore*. Infatti un approccio integrato, che include analisi geofisiche, geologiche, geomorfologiche e storiche, permette di collegare strutture in terra e a lago /92/, /93/. La Guardia Costiera Italiana (Nucleo Mezzi Navali-Lago di Garda, Salò) ha predisposto la barca per condurre la crociera *multibeam*. È stata equipaggiata con uno strumento Reson SeaBat8101, un sistema *multibeam* che utilizza un ecoscandaglio per creare un modello 3D, con una frequenza operativa di 135kHz, ed un'accuratezza di 1 cm. Il corretto posizionamento GPS era assicurato da uno strumento DGPS Omnistar 9200G2 DGNSS. L'acquisizione dei dati è stata ottenuta con uno Side-scan-sonar PDS 2000©. L'elaborazione dei dati infine ha prodotto un Modello Digitale del Terreno (DTM) del fondo del lago, con una risoluzione di 2 m.

Sono state identificate due aree, caratterizzate da differenti caratteri morfologici (Fig. 4). Il settore sudorientale (alto di San Vigilio-Sirmione) giace alla profondità di –3,6 e –50 m. È caratterizzato da chiare forme glaciali, e campi di *pockmark* (forse causati dalla circolazione geotermica). Piattaforme di abrasione sono visibili in due intervalli: tra –3 e –10 m, e tra –30 e –35 m.

Quest'area è inoltre bordata a NO da una pronunciata scarpata a direzione NE-SO, tra la profondità di –50 m e –200 m (interrotta a NE da un'area depressa con sezione trasversale a U). Il settore NO è costituito dal fondo del lago pianeggiate, tra –110 e –226 m, immergente dolcemente verso N, con qualche occasionale *pockmark*. Ulteriori indagini saranno necessarie per confermare o escludere l'origine neotettonica per queste forme.

– Sovrascorrimento di Solferino-Monte Pastelletto (SMP)

Questa struttura può essere divisa in due parti, il Sovrascorrimento del Monte Pastelletto (Sovrascorrimento di Monte Pastello-Ala, secondo /27/) ed il Sovrascorrimento di Solferino (il Sovrascorrimento di Volta Mantovana di /28/). SMP rappresenta il fronte strutturale più esterno appartenente alla fascia Giudicariense /98/, /10/, /25/, /27/, che verso E si appoggia direttamente contro la monoclinale di avampaese, relativamente indeformata, dei Monti Lessini /23/, /80/, /43/. La struttura fu descritta dal punto di vista neotettonico per la prima volta da /98/, quando le grandi frane riconoscibili nella Valle dell'Adige furono messe in relazione con l'attività di questa struttura tettonica.

Queste strutture piegano a Sud del Lago ("Gomito del Garda" *Auct.*) in senso orario, sepolte sotto la copertura plio-quaternaria nella Pianura Padana. Il Solferino Thrust è una faglia SE-vergente orientata NE-SO in corrispondenza del "Gomito del Garda", tra Solferino e Sommacampagna, che deforma leggermente i sedimenti plio-quaternari. Dai dati di sismica a riflessione appare chiaro che SMP è strutturalmente collegato a) con le strutture di MB e SSR, con le quali si ricongiunge in profondità /77/ (Fig. 6); b) con le strutture sepolte presenti nell'area Bresciana (CC thrusts and backthrusts), Figg. 2 e 3, /10/, /25/, /27/, /77/, /53/. Possiamo pertanto considerare queste due strutture appartenenti al medesimo elemento tettonico SMP, in accordo con l'interpretazione data dagli Autori /10/, /25/, /27/.

L'allineamento di selle e di scarpate "fresche" lungo il passaggio del piano di faglia principale, porta a ritenere che il sovrascorrimento possa essere stato attivo anche nel corso dell'Olocene /19/, /74/. SMP ha anche molte evidenze dirette per la sua attività durante tutto il Quaternario. Ad esempio, deformazioni secondarie del Pleistocene Superiore sono state descritte nei pressi dell'abitato di Dolcè /22/, con faglie nella sequenza fluvioglaciale e dislocazioni decimetriche. Un

dettagliato rilevamento geologico e geomorfologico nei pressi dell'abitato di Sant'Ambrogio di Valpolicella /19/ ha consentito di osservare una faglia secondaria nel substrato mesozoico che prosegue anche, con evidenze di successive riattivazioni, nei conglomerati del "Mindel" (Pleistocene Medio), con orientazione ca. NO-SE.

Particolarmente significante è la Chiusa di Ceraino, che rappresenta la via d'uscita meridionale del Fiume Adige dalla Val Lagarina verso la Pianura Padana. Qui il fiume è costretto a passare in una stretta gola (larga circa 200 m) che sbarra parzialmente la prosecuzione lineare verso S del fondovalle della Val Lagarina, che localmente è larga fino ad 1 km. Le lingue glaciali delle avanzate "Riss" e "Wurm" piegarono verso Ovest, dove ora è situato l'abitato di Rivoli Veronese. Il Fiume Adige, che fino al Pleistocene Medio scorreva proprio attraverso Rivoli Veronese /89/, fu in seguito forzato a scorrere attraverso la Chiusa di Ceraino come effetto secondario dell'attività tettonica del Sovrascorrimento del Monte Pastelletto /23/. I famosi impaludamenti storici avvenuti a monte della Chiusa di Ceraino potrebbero essere stati causati dallo sbarramento tettonico dovuto al movimento del piano di faglia del SMP, probabilmente legato anche a riattivazioni cosismiche durante l'evento sismico del 1117 /78/, /79/.

Le grandi frane riconoscibili nella morfologia della Valle dell'Adige potrebbero essere infine riferite alla riattivazione di SMP, come suggerito da scarpate "fresche" osservate nell'area /98/. In effetti, l'intera struttura di SMP, che si situa nell'area che ha sofferto i maggiori danneggiamenti durante il terremoto del 1117 /64/, /84/, /46/, /56/ è stata considerata "potenzialmente sismogenetica" in /23/. Inoltre, una piccola crisi sismica, con eventi fino a Ml = 4.2, si è verificata durante l'autunno e l'inverno del 2011-2012 lungo la Valle dell'Adige.

– Faglia di Nogara (NF) e Faglia di Verona (VF)

Due faglie sub-verticali, approssimativamente parallele alla Faglia Schio-Vicenza (Fig. 1) sono state ipotizzate da diversi Autori /98/, /84/, /27/, /77/. La loro cinematica e l'estensione di queste strutture non sono caratteri identificabili, in quanto giacciono per la maggior parte sotto la copertura plio-quaternaria, e dati di sismica a riflessione non permettono di riconoscerle con certezza.

NF è orientata NW-SE sino a lambire il Sovrascorrimento di Solferino (Fig. 2), come evidenziato da profili di sismica a riflessione /77/. VF può invece essere ipotizzata sulla base dell'allineamento di sorgenti idrotermali e radioattive, e di una fascia cataclastica individuabile in stratigrafie di pozzo /98/, /19/, /74/, /84/, /77/. Il Fiume Adige, che per un lungo tratto corre sub-parallelo al fronte montuoso invece di seguire la naturale pendenza della Pianura Padana, costituisce un'importante anomalia idrologica di questo settore /23/. Questa struttura è orientata NO-SE, e passa attraverso la città di Verona. Le deformazioni quaternarie descritte per SMP a Sant'Ambrogio di Valpolicella potrebbero essere in relazione con VF, se ne fosse confermata l'esistenza. Dal momento che VF disloca faglie capaci, deve essere anch'essa considerata capace.

4. **Conclusioni**

I dati raccolti presso il sito di Monte Netto /62/ mostrano chiaramente che il fronte più esterno sepolto del Sudalpino Occidentale è sede potenziale di terremoti crostali poco profondi capaci di un rilascio energetico del tutto paragonabile a quello registrato dai terremoti medievali del 1117 e del 1222. Dato che il fronte strutturale, nei pressi del Lago di Garda, prosegue con direzione ca. NE-SO all'interno del Fascio Giudicariense /10/ (Fig. 1), il quale a sua volta mostra chiare evidenze paleosismologiche ed archeosismologiche di paleoterremoti olocenici /80/, 47/, /48/, /50/, è ragionevole concludere che le strutture cartografate in Fig. 2 includano le faglie responsabili dei forti terremoti medievali che interessarono quest'area.

Fino ad ora non vi sono osservazioni che possano direttamente collegare una determinata struttura a questi terremoti. Questo deve costituire l'obiettivo della ricerca paleosismologica nei prossimi anni. Sembra comunque assai probabile che le faglie individuate vadano considerate come capaci di produrre forti terremoti superficiali e relativa deformazione/dislocazione tettonica superficiale.

La segmentazione delle strutture, sintetizzata in Fig. 2, appare quale la più probabile, in funzione delle informazioni strutturali e paleosismologiche disponibili. Appare chiaro tuttavia che tale modello sia soggetto ad un notevole grado di incertezza. In un ambiente compressivo, i rapporti strutturali tridimensionali, il collegamento meccanico delle strutture in profondità, la capacità di una rottura cosismica di indurre/inibire la sismicità sulle faglie limitrofe, sono tutti argomenti devono essere oggetto di ulteriore approfondimento (su questo tema ad esempio cfr. /97/). La banca dati necessaria per una piena comprensione di queste tematiche è tipicamente non disponibile allo stato attuale, anche per paesi altamente sviluppati ed industrializzati come l'Italia. L'acceso dibattito scientifico che si è aperto in seguito al terremoto di Northridge (California, Mw = 6.7) del 17 Gennaio 1994, è esemplificativo da questo punto di vista (/38/, /96/).

Al fine di ottenere stime che tengano correttamente conto delle incertezze esistenti, le uniche informazioni di base da utilizzare per la stima della pericolosità sismica in ambienti compressivi dovrebbero essere 1) l'ordine di grandezza di Magnitudo del massimo terremoto atteso e 2) la geometria e la localizzazione dei principali elementi strutturali.

In questo settore dei limiti al valore di massima Magnitudo attesa possono essere posti grazie al confronto tra le osservazioni macrosismiche storiche e i dati ottenuti nel sito di Monte Netto. Qui le ottime condizioni di esposizione hanno consentito di effettuare delle analisi paleosismologiche di dettaglio che hanno messo in luce come la struttura del retroscorrimento di Capriano del Colle (appartenente al Sistema di Capriano del Colle) si sia mossa ripetutamente nel corso del Quaternario, causando fagliazione superficiale con rigetti decimetrici, fratturazione e altri effetti secondari quali liquefazioni /62/, /8/. Questi effetti, valutati in relazione alla scala di intensità ESI 2007 /67/, e confrontati con quelli relativi ad altri terremoto in simili contesti sismotettonici (v. Tab. 2) indicano chiaramente un'intensità di IX grado, equivalente ad un Io = IX MCS /67/, /68/. Per terremoti crostali poco profondi, come quelli che caratterizzano il Settore Sudalpino, un tale valore di intensità epicentrale si traduce in un valore di Magnitudo pari a ca. Mw = 6.2 $\pm$ 0.2, come confermato dal valore di Magnitudo derivata attribuito al terremoto del Natale 1222 (Io = IX MCS, Me = 6.2, /56/).

Terremoti più deboli non potrebbero causare effetti paragonabili sull'ambiente, come ben illustrato dal terre-

moto di Salò del 24 Novembre 2004 (Ml = 5.2; v. Tab. 2), il cui epicentro era localizzato solo 30 km a NE del sito di Monte Netto. D'altra parte la ripetizione di terremoti considerevolmente più forti di Mw 6.5-7.0, anche tenendo conto di tutte le differenze nel contesto climatico e geomorfologico, lascia tracce molto evidenti sull'ambiente fisico (i.e. scarpate di faglia di altezza metrica lunghe decine di km; cfr. il terremoto di El Asnam, 10 Ottobre 1980 /97/). Tracce di simili dimensioni non sono riconoscibili in questo settore. Appare quindi verosimile che un terremoto di Mw 6.5-6.8 possa essere considerato come il terremoto di riferimento per quest'area.

È importante sottolineare come tale finestra di valori vada a confermare le stime effettuate durante gli studi per lo sviluppo del programma nucleare in Italia, negli anni '80; il massimo terremoto atteso per la regione gardesana era infatti stato stimato da ENEL e ENEA in Ms = 6.8 /84/.

I dati raccolti mostrano come tutte le strutture tettoniche del Lago di Garda sono state attive durante il Pleistocene Medio – Olocene, e come questa attività sia sottolineata dalla diffusa sismicità storica e strumentale. Ciononostante il rapporto tra la sismicità e le relative strutture sismogenetiche non è ancora stato chiarito, come pure i tipici intervalli di ricorrenza.

Solo pochi siti sono stati infatti studiati col necessario dettaglio dal punto di vista paleosismico fino ad ora. Frane sismicamente indotte sono state analizzate in /73/ datando paleosuoli sepolti dalle stesse, cosa che può farle risalire a terremoti nel periodo tra il 580 ed il 895 AD. All'interno dell'area di studio, solo nei siti di Naole /47/, /48/ e di Monte Netto /62/ sono state infatti condotte sinora delle approfondite indagini paleosismiche lungo importanti strutture tettoniche quaternarie. Nel sito di Naole, situato in corrispondenza di uno *splay* secondario del Sovrascorrimento del Monte Baldo, trincee esplorative /48/ hanno consentito di osservare che la scarpata di faglia studiata, riferibile geneticamente a movimenti tettono-gravitazionali, non si mosse durante il terremoto del 1117. Tuttavia la distribuzione dei danni più rilevanti durante quell'evento si è concentrata lungo la Valle dell'Adige /46/, e l'epicentro è situato nei pressi della città di Verona /64/, /56/, che giace sull'omoclinale relativamente indeformata dei Lessini /80/. Questi due fattori suggeriscono fortemente che il Sovrascorrimento di Monte Baldo o quello di Monte Pastelletto – Solferino possano essere le strutture causative di quell'evento. Infatti lungo il versante di faglia del Monte Pastelletto si riconoscono secondo gli Autori diverse scarpate "fresche", presumibilmente oloceniche /19/.

La struttura di Monte Pastelletto – Solferino è la faglia capace più vicina all'epicentro veronese del terremoto del 1117, agli effetti sull'ambiente e sugli edifici. Assumendo una rottura cosismica di tutta la struttura, le sue dimensioni e geometria sono inoltre consistenti con i rilasci di energia avuti durante l'evento del 1117 /46/, /56/. Alla luce di queste considerazioni non è possibile escludere che il Sovrascorrimento di Monte Pastelletto – Solferino, o quello di Monte Baldo ad esso strutturalmente connesso, possano essere le faglie causative dell'evento del 1117 nel veronese. Una dettagliata analisi strutturale e geomorfologica, unita alla caratterizzazione paleosismica, sono necessarie per identificare inequivocabilmente e datare gli ultimi episodi di fagliazione superficiale lungo il SMP, ed eventualmente provare che il movimento lungo questa faglia fu responsabile dell'evento del 1117. Fagliazione olocenica è testimoniata anche a Monte Orsara e Scandole /80/, /47/, /48/, ma la loro implicazione sismotettonica non è chiara.

Al di là di CC, MB, e SMP, le altre strutture tettoniche attive illustrate nella Figura 2, che corrispondono allo stesso dominio strutturale ed hanno dimensioni e cinematiche confrontabili, molto probabilmente possiedono lo stesso comportamento sismotettonico. Di nuovo, solamente future analisi paleosismiche potranno confermare o smentire queste ipotesi.

Ringraziamenti

La crociera morfobatimetrica è stata condotta grazie al supporto di GEOMARINE s.r.l., CNR-IAMC, Guardia Costiera e Comunità del Garda. Si ringraziano inoltre i revisori per i loro suggerimenti costruttivi che hanno permesso di apportare considerevoli migliorie a questa pubblicazione. Questa ricerca ha potuto beneficiare di fondi messi a disposizione dalla Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile (DPC) italiana. Le pubblicazioni scientifiche sovvenzionate da DPC non rappresentano le sue opinioni e linee politiche ufficiali.

View publication stats