

ALBERTO LOCATELLI (*) & PIER LUIGI VERCESI (*)

RAPPORTI TRA MORFOLOGIA E STRUTTURA GEOLOGICA AL MARGINE ORIENTALE DELLE PREALPI BRESCIANE. IMPLICAZIONI NEOTETTONICHE

ABSTRACT: LOCATELLI A. & VERCESI P.L., *Connections between morphology and geological structure at the easternmost board of Brescian Alps. Neotectonic implications.* (IT ISSN 0391-9838, 1998).

Neotectonics characteristics of the easternmost board of Brescian Prealps, derived from multidisciplinary fields (quantitative geomorphology, morphodynamics and morphotectonic analyses), are here shown.

Research method, that involved the creation of a digital map with connected calculations and that has been verified in two areas where plio-quadernary sediments (Carvanno and Colle di San Bartolomeo) are present, reveals to be applicable even to the surrounding pre-pliocenic successions, composed mostly by mesozoic limestones.

Easternmost board of Brescian Alps morphological pattern seems to be controlled by some tectonic directions, such as N-S and E-W and their bisectors, which are especially outstanding. The comparison between morphological, morphometrical and structural parameters allows to depict the possible morphostructural evolution of the area in Plio-Quaternary age.

KEY WORDS: Morphoneotectonics, Quantitative Morphometry, Brescian Prealps, Southern Alps.

RIASSUNTO: LOCATELLI A. & VERCESI P.L., *Rapporti tra morfologia e struttura geologica al margine orientale delle Prealpi Bresciane. Implicazioni neotettoniche.* (IT ISSN 0391-9838, 1998).

Vengono analizzate e descritte le caratteristiche neotettoniche del margine sud orientale delle Prealpi bresciane, desunte da indagini multidisciplinari (analisi morfometrica quantitativa, morfodinamica e morfotettonica). Il metodo d'indagine, che ha comportato la creazione di una carta digitale di lavoro e dei relativi procedimenti di calcolo e che è stato verificato in due situazioni in cui sono presenti termini sedimentari recenti (zona di Carvanno e del Colle di San Bartolomeo), si è rivelato di possibile utilizzo anche all'interno delle successioni preplioceniche circostanti, modellate principalmente in calcari mesozoici.

Il margine sud orientale delle Prealpi bresciane sembra essere controllato da alcune direttrici tettoniche, tra le quali quelle orientate secondo le direzioni cardinali e loro bisettrici sembrano essere le più importanti. Il confronto tra i parametri morfologici e morfometrici ha permesso di puntualizzare la possibile evoluzione morfostutturale recente ed attuale dell'area.

TERMINI CHIAVE: Morfoneotettonica, Morfometria quantitativa, Prealpi bresciane, Sudalpino.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia. Lavoro eseguito con fondi Cnr (Resp. Prof. M. Vanossi).

PREMESSA

Il presente lavoro riguarda lo studio delle connessioni intercorrenti tra gli eventi tettonici che si sono prodotti al margine delle Prealpi bresciane (fig.1) durante il Neogene e il Quaternario con l'evoluzione morfologica locale. In questo ambito temporale si hanno evidenze del succedersi di fenomeni tettono-orogenetici testimoniati dalla presenza di anomalie di tipo altimetrico in alcune successioni litologiche.

Gli affioramenti di dette successioni sono concentrati nella zona a Est di Brescia e sono rappresentati da: Formazione del Colle di San Bartolomeo (? Miocene superiore - Pliocene superiore), Conglomerati di Corna Busarola (ritenuti coevi con il membro basale della Formazione del Colle di San Bartolomeo), Conglomerati di Muscoline (ritenuti coevi con la Formazione del Colle di San Bartolomeo), Conglomerato di Sottocastello (Pleistocene) e Travertini di Carvanno (Pleistocene). Queste unità rappresentano una minima parte dei terreni affioranti che sono invece rappresentati nella quasi totalità da successioni carbonatiche mesozoiche.

Lo spunto per avviare questo tipo di ricerca è dato dalla sismicità storica dell'area benacense che indicherebbe l'attualità dei fenomeni investigati. La scelta operativa è stata quella di studiare, in modo diretto sui terreni recenti e indiretto su quelli più antichi, l'orientazione dei lineamenti morfologici attuali e di confrontarla con le geometrie degli stress tettonici post pliocenici. Si è reso però necessario considerare anche le geometrie degli eventi geologici remoti per poter affrontare il problema delle eredità tettoniche.

La creazione di una carta digitale georeferenziata, all'interno della quale sono stati inseriti in modo vettoriale tutti gli elementi morfologici in seguito trattati, costituisce il punto di partenza delle elaborazioni, sviluppate in modo originale al calcolatore, che hanno permesso l'analisi quan-

titativa e l'introduzione di parametri di confronto con cui trattare in modo incrociato i vari dati, senza dover operare una divisione tra i morfotipi aventi proprietà dimensionali differenti. La procedura ha richiesto la creazione di specifiche procedure di calcolo da applicare alla cospicua serie di informazioni di carattere morfometrico e mesostrutturale cui si sono affiancati continui controlli di terreno per verificarne l'attendibilità (Locatelli, 1995; Fossati & Locatelli, 1997).

METODOLOGIA UTILIZZATA

Il modello neotettonico di una regione, dove i termini sedimentari e le forme del paesaggio che risultano interessati da elementi tettonici lineari o areali, coevi o successivi a 5,2 Ma B.P., sono arealmente trascurabili rispetto alla totalità dei terreni affioranti, deve rivolgersi necessariamente a metodologie sperimentali che, pur seguendo schemi di ricerca tradizionale (Bosi, 1978; Panizza & Piacente 1978; Perotti & Vercesi, 1988), risultino alternative e in linea con le più moderne innovazioni nel campo, al fine di giungere alla formulazione di considerazioni finali attendibili.

Di conseguenza il lavoro si è sviluppato in due momenti distinti: il primo, di studio geomorfologico-geologico del territorio, rivolto alla ricerca di emergenze morfotettoniche significative e al riconoscimento delle strutture lineari presenti (faglie); il secondo, volto alla messa a punto di una metodologia di analisi morfometrica che si è ispirata agli orientamenti moderni della ricerca che è la logica continuazione del lavoro già sviluppato in questo settore da numerosi Autori (Horton, 1932; Strahler, 1957; Avena & alii, 1967; Avena & Lupia Palmieri, 1967; Gregory & Walling, 1974; Perotti & alii, 1989).

Le operazioni svolte e i momenti progressivi del lavoro hanno riguardato i seguenti punti:

- rilevamento geologico-strutturale (acquisizione e controllo) su terreno;
- analisi morfometrica dei bacini di drenaggio superficiale;
- definizione degli elementi morfotettonici attraverso la fotointerpretazione;
- costruzione di una carta digitale contenente le coordinate di ciascun elemento;
- predisposizione di procedure di elaborazione dei dati al calcolatore;
- restituzione dei risultati sotto forma di diagrammi polari;
- analisi statistica e confronto bibliografico critico.

Lo studio ha richiesto lo sviluppo di una procedura che colleghi i dati morfotettonici privi di significato intrinseco (es. selle, doline, vette) e ne permetta il confronto con i risultati prodotti dalle altre analisi (Locatelli, 1995). L'utilizzo articolato di detti metodi e tecniche investigative scaturisce dalla necessità oggettiva di avere un controllo incrociato dei risultati; infatti, trattandosi per la maggior parte di tecniche indirette, si conserva un margine di imprecisione che va valutato e minimizzato.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'area studiata ha i seguenti limiti: a meridione la Pianura Padana, comprendendo le cerchie moreniche più esterne del Lago di Garda e i rilievi isolati, corrispondenti agli abitati di Muscoline, Ciliverghe, Castenedolo, ecc.; ad occidente il fiume Mella; ad oriente il Lago di Garda e a nord la congiungente le località Inzino - Lodrino - Casto - Idro - Barbarano. Il territorio costituisce un campione rappresentativo del margine prealpino: è infatti formato da rocce sedimentarie principalmente di età mesozoica e, in parte minore, di età terziaria e quaternaria (fig. 1). Vi predominano i litotipi carbonatici, questi si sviluppano dal livello dei depositi alluvionali padani, corrispondente alla quota 100 metri circa s.l.m., e si ergono, frastagliandosi, superando talora i 1000 metri. Sono così presenti i morfotipi più vari, diversificatisi in relazione alla differente litologia delle varie formazioni, nonché all'influenza della storia tettonica della regione.

Com'è noto, l'assetto strutturale del Sudalpino è il prodotto di una serie di fasi tettoniche che si sono succedute nel tempo, il cui inizio coincide con il rifting giurassico (Bernoulli & alii, 1979; Castellarin & alii, 1984; Castellarin & Picotti, 1990). Questo primo evento causò lo smembramento della piattaforma carbonatica esistente in «borst» e «graben», delimitati da faglie distensive per lo più orientate N-S.

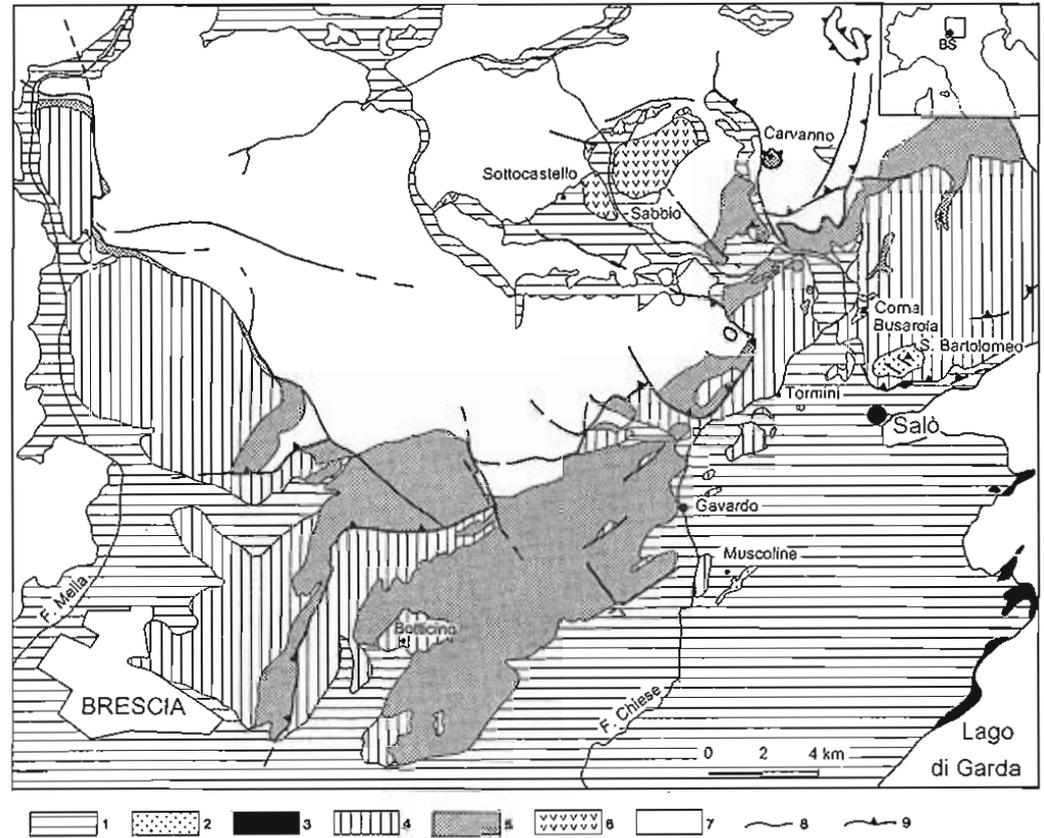
Ciascuna fase alpina è caratterizzata dall'attività tettonica sviluppata lungo quelle direttrici preferenziali che costituiscono tuttora l'ossatura del margine prealpino bresciano e cioè la Linea delle Giudicarie, quella della Val Trompia nonché la fascia di raccordo tra la struttura giudicaria ed il sistema padano, che si propaga dal margine orientale e meridionale del massiccio dell'Adamello verso Est e verso Sud comprendendo tutta la regione del Lago di Garda. Tra la Linea della Val Trompia e il margine pedemontano le direttrici tettoniche principali sono orientate quasi E-W, con pieghe ed accavallamenti soprattutto sudvergenti con scarse deviazioni da questa direzione. Un assetto strutturale simile è stato riconosciuto mediante le prospezioni sismiche effettuate dall'Agip nel sottosuolo della pianura lombarda (Pieri & Groppi, 1981; Cassano & alii, 1986).

Nella zona compresa fra Brescia - Lago di Garda (verso Sud) e la fascia della bassa Val di Caffaro - Lago d'Idro (verso Nord), le strutture del sistema della Val Trompia si congiungono con quelle ad orientamento NE-SO e NNE-SSW del sistema delle Giudicarie, formando così un arco strutturale intorno al massiccio intrusivo dell'Adamello. Il sistema giudicaria, che si sviluppa fra la Linea delle Giudicarie sud e la Val d'Adige, è formato da accavallamenti E e SE vergenti, longitudinalmente discontinui per la presenza di faglie trasversali di trasferimento e per il deprimersi, sia verso N che verso S, degli assi delle pieghe e delle *ramp fold* (Curzi & alii, 1992).

Una serie di studi mesostrutturali eseguiti nelle Alpi Calcaree Meridionali (Castellarin & alii, 1992; Castellarin

FIG. 1 - Carta geologica schematica: 1) Depositi quaternari; 2) Formazione del Colle di San Bartolomeo; 3) Successione oligo-miocenica; 4) Gruppo dei «Medoli» e Scaglia lombarda; 5) Corna; 6) Porfiriti Carniche; 7) Successioni calcareo-dolomitiche triassiche; 8) faglia; 9) sovrascorimento.

FIG. 1 - Geological sketch map: 1) Quaternary deposits; 2) Colle di San Bartolomeo Formation; 3) Oligo-miocenic succession; 4) «Medoli» Group and Scaglia lombarda; 5) Corna; 6) Carnian volcanite; 7) Limestone-dolomitic triassic successions; 8) fault; 9) thrust.



& alii, 1993) hanno documentato la sovrapposizione dei differenti eventi tettonici compressivi dei quali si riporta di seguito la datazione proposta e l'orientazione attuale:

- una prima fase datata Cattiano-Aquitano, il cui asse di *stress* principale σ_1 è orientato circa 20-30N, responsabile dei trend denominati «dinarici» (Castellarin & alii, 1988);
- una seconda fase riferita al Serravalliano-Tortoniano, con *stress* principale σ_1 circa 340-350N, che ha generato le pieghe e gli accavallamenti pronunciati a direzione circa ENE-WSW fino ad E-W, ben sviluppati nel dominio Sudalpino;
- una terza fase del Tortoniano medio-superiore (detta anche della «Val Trompia»), il cui asse principale di *stress* σ_1 è orientato circa 110-120N, responsabile degli allineamenti di strutture NNE-SSW del sistema delle Giudicarie meridionale.

Le irregolarità presenti nel sistema giudicariense meridionale sono imputabili alla tettonica polifasica subita dalla zona in esame ed alle eredità strutturali mesozoiche a carattere distensivo (Castellarin & Picotti, 1990). L'assetto morfostrutturale attuale è verosimilmente legato alla tettonica terziaria e subordinatamente a quella quaternaria, agli eventi connessi con l'isolamento del Mediterraneo nel Miocene superiore (Hsü & alii, 1973; Cita, 1988) e al glacialismo pleistocenico.

Il dispositivo morfostrutturale ad ampie insenature del Garda a sud di Tignale segue gli allineamenti delle strutture neogeniche, in gran parte sepolte sotto i depositi dell'anfiteatro morenico e le coperture alluvionali. Ciascuna insenatura ha buona corrispondenza con una superficie di accavallamento. Esemplicativi sono il tratto costiero fra Gardone e Salò, quello di Isola di Garda-San Felice del Benaco, del Colle di Manerba-Moniga che corrispondono ad elementi morfostrutturali modellati su altrettanti fronti a direzione da NE a ENE, assai estesi e pronunciati (Pieri & Groppi, 1981; Cassano & alii, 1986).

Nel Tortoniano l'area ai piedi delle Alpi era emersa (Rizzini & Dondi, 1978) e così pure nel corso del Messiniano inferiore, fino alla chiusura del ciclo miocenico caratterizzato dalla deposizione delle evaporiti e delle successioni sabbiose conglomeratiche (Conglomerati di Sergnano). Quindi, a partire dalla cosiddetta «crisi di salinità», gli stessi AA. ipotizzano l'impostazione nell'area di un reticolo idrografico che rispecchia le stesse direttrici tettoniche che in seguito sono state riprese nella dinamica fluviale attuale. Esemplicativi sono al proposito i solchi vallivi creati dall'infossamento delle valli prealpine, che successivamente ospiteranno i maggiori laghi lombardi e, più in generale, le incisioni prodotte dai grandi fiumi (Rodano, Var, Nilo ecc.) afferenti al Mar Mediterraneo (Cita, 1972; 1988; 1990).

Nel Pliocene l'area viene gradualmente sommersa e si osserva solo in aree distanti dalle Prealpi bresciane la ripresa della attività tettonica, che si intensificherà a partire dal Pliocene medio-superiore (Pieri & Groppi, 1981).

Con il Pleistocene il mare sommerge quasi completamente le terre del Bacino Padano rimaste emerse nel precedente periodo in un regime di subsidenza generalizzata e ne determina in seguito il colmamento (Dondi & D'Andrea, 1986).

La successiva continentalizzazione e il glacialismo pleistocenico hanno avviato l'azione erosiva nell'area benacense, coinvolgendo le trasfluenze delle lingue del ghiacciaio atesino e di quello delle Valli Giudicarie, richiamate dagli allineamenti antecedenti (neogenici) che hanno guidato in seguito le canalizzazioni fluvio-glaciali e fluviali (Curzi & alii, 1992).

L'attività delle strutture di età neogenica si è protratta nel Quaternario (Boni & Peloso, 1982; Baroni & Vercesi, 1989 e Castaldini & Panizza, 1991). Il sistema plicativo benacense risulta sensibilmente riattivato, come documenta la culminazione morfostrutturale di Castenedolo, che può essere interpretata come una *ramp fold* fortemente ripresa nel Pleistocene e anche nell'Olocene, a seguito di compressioni a direzione circa N-S (Curzi & alii, 1992). È inoltre presente in letteratura una serie di segnalazioni di manifestazioni localizzate alle quali si associa attività neotettonica:

- sulla sponda occidentale del Lago di Garda sono state rilevate linee di riva oloceniche sospese, dislocate per effetto di movimenti areali differenziali, che rappresentano il proseguimento di deformazioni neotettoniche già attive nel corso del Pleistocene (Baroni, 1985; Baroni & alii, 1990);
- nella zona di Carvanno (Val Degagna) è stata condotta un'analisi morfotettonica sui depositi travertinosi pleistocenici (Baroni & Vercesi, 1986; Baroni & Cremaschi, 1987), caratterizzandone la genesi e le implicazioni neotettoniche;
- l'analisi congiunta di più indizi morfologici e strutturali ha permesso a Boni & Peloso (1982) di riconoscere i differenti tassi di subsidenza che hanno interessato i settori delle Alpi Calcareae Meridionali, parzialmente compresi nei F.º 34 (Breno), F.º 35 (Riva), F.º 47 (Brescia) e F.º 48 (Peschiera del Garda) e di ricostruirne le tendenze areali e temporali;
- lo studio stratigrafico della collina di Ciliverghe ha messo in luce evidenze di attività tettonica nel Pleistocene medio (Baroni & Cremaschi, 1987). La presenza di una struttura anticlinale sepolta, riattivata nel Quaternario, ha prodotto deformazioni plicative blande nei termini inferiori della copertura e ha generato litoclasti e faglie osservabili in superficie; i successivi eventi deposizionali ed erosivi hanno quindi ammantato la suddetta struttura, resa visibile solo grazie all'apertura di una trincea autostradale;
- una grande quantità di dati relativi a faglie attive, o ritenute tali, è contenuta nello studio neotettonico del siste-

ma Verona-Brescia (Panizza & alii, 1989; Castaldini & Panizza, 1991), dove sono inoltre puntualizzate le tendenze areali principali.

- una testimonianza del protrarsi della attività tettonica in epoca storica è data senza dubbio dalla presenza di numerosi episodi sismici superficiali di piccola magnitudo (Slejko, 1989; Serva, 1990) concentrati soprattutto nella zona del Lago di Garda.

Lo stile tettonico generale del margine orientale delle prealpi bresciane appare, in sintesi, caratterizzato da una fascia con strutture che subiscono una marcata curvatura partendo da prevalenti direzioni E-W (a occidente) a NNE-SSW (a oriente). Anche l'area montuosa tra Caino e Vallio, caratterizzata da un sistema di faglie inverse a componente trascorrente, ripropone il motivo osservato lungo il margine. E ancora si sottolinea come la collina di Ciliverghe rientri in un ambito di minor subsidenza rispetto ai settori meridionali che corrispondono all'allineamento M.te Netto - Castenedolo - Ciliverghe - Calvagese.

Elementi strutturali puntuali

Gli affioramenti dei litotipi di età post pliocenica (già elencati in premessa) sono stati oggetto di misure meso-strutturali. In particolare si sono misurati la giacitura delle faglie e delle famiglie di litoclasti.

In alcuni conglomerati (Formazione del Colle di S. Bartolomeo di Salò e Conglomerati di Corna Busarola) sono state osservate impronte di frizione e di pressosoluzione sulla superficie dei ciottoli, la cui presenza denota che il deposito è stato sottoposto a compressione. La determinazione della direzione degli assi di stress, oltre a fornire indicazioni sulla geometria delle deformazioni, ha permesso di avanzare l'ipotesi che il limite stratigrafico inferiore di dette unità possa essere anteriore al Messiniano (Locatelli & Vercesi, 1995).

In un secondo momento l'attenzione è stata focalizzata sugli affioramenti delle formazioni più antiche; in particolare sono state verificate le segnalazioni raccolte tramite lo studio bibliografico, quindi si è proseguito con la verifica delle anomalie morfologiche riconosciute tramite lo studio fotogrammetrico e morfometrico fluviale. Anche in questa seconda fase si è proceduto alla misura della giacitura delle faglie e delle famiglie di litoclasti nelle località oggetto delle manifestazioni ritenute attribuibili ad attività tettonica recente.

CARATTERISTICHE DELLA RETE IDROGRAFICA

La rete idrografica del margine orientale delle prealpi bresciane è stata desunta dalla CTR (Carta Tecnica Regionale, alla scala 1:10.000) e trasferita all'interno di un sistema CAD utilizzando una tavoletta digitalizzatrice. Il reticolo così memorizzato, costituito da 5473 coppie di coordinate cartesiane caratterizzanti gli estremi di altrettante aste

fluviali, viene direttamente visualizzato su schermo ed è facilmente aggiornabile nonché fruibile per le comparazioni richieste in fase di elaborazione ed interpretazione.

I principali parametri morfometrici sono stati calcolati suddividendo il territorio in 30 bacini (sottobacini), di dimensioni molto differenti tra loro (fig. 2), rappresentativi dei molteplici aspetti geologici e morfologici dell'intero ambito considerato (Locatelli, 1995; Fossati & Locatelli, 1997). L'analisi morfometrica quantitativa è stata affrontata criticamente utilizzando l'indice di biforcazione R (Strahler, 1957) ed il rapporto di segmentazione δu (Perotti & alii, 1989) (tab. 1).

TABELLA 1 - Indice di biforcazione «R» e di segmentazione « δu »

TABLE 1 - Bifurcation «R» and segmentation « δu » index

bacino	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
R	0,80	0,27	0,17	0,36	0,00	1,69	0,00	0,22	0,60	0,52
δu	3,37	2,80	4,49	6,69	4,41	5,85	10,2	4,08	6,76	4,81
bacino	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
R	0,50	0,00	0,5	0,29	1,23	0,00	0,00	0,00	0,84	0,68
δu	2,77	6,51	5,59	2,70	6,36	3,72	2,53	5,02	3,17	3,32
bacino	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
R	0,63	0,26	1,00	0,85	1,09	2,57	0,67	0,50	1,82	0,85
δu	4,29	2,66	4,37	5,51	11,23	11,00	2,91	5,70	9,05	9,64

I valori del parametro R rientrano generalmente nel normale campo di variabilità (compreso tra 0,2 e 2) o se ne discostano di poco. Solo alcuni bacini secondari sono caratterizzati dal valore limite $R = 0$ ma proprio per le loro ridotte dimensioni non possono essere considerati rappresentativi.

I rapporti di biforcazione Rb hanno generalmente valori compresi tra 3 e 5; i bacini 9, 11, 25, 26, 27, 28, 29, 30 hanno evidenziato valori anomali di questo parametro ($R > 5$) che suggeriscono una situazione di non equilibrio per ragioni che possono essere climatiche o tettoniche.

Il valore del rapporto di segmentazione δu varia, all'interno dell'area studiata, tra 2 e 11. I picchi maggiori si hanno nei bacini 7, 25, 26, 29 e 30. Questo parametro indica, a parità di altri fattori, un potenziale controllo tettonico sull'evoluzione del drenaggio.

La tendenza che si evince da una prima lettura di questi indici rivela una situazione di maggiore equilibrio nella porzione più occidentale dell'area studiata, mentre la zona prospiciente il Lago di Garda sembra possedere una maggiore dinamicità o comunque un maggiore disequilibrio. Non bisogna dimenticare però che l'abbassamento del livello lacustre, definito nell'ordine di alcuni metri a partire dalla fine del periodo glaciale ad oggi (Baroni, 1985), ha verosimilmente generato un ringiovanimento dell'area. Ne consegue che, con il progressivo infossamento, gli alvei possono aver raggiunto superfici di discontinuità sepolte sotto la coltre superficiale indeformata, che hanno condizionato le direzioni preferenziali di deflusso. I valori anomali sono ovviamente concentrati dove il metodo è meno efficace e cioè in piccoli bacini, in cui il numero dei segmenti è troppo piccolo per essere significativo.

Le configurazioni di drenaggio (Deffontaines & Chorowicz, 1990) indicano che i bacini analizzati sono ascrivibili principalmente a tre categorie fondamentali: *dendritica*, *angolare* e *a maglia*.

Le tre configurazioni non sono uniformemente distribuite e solo localmente vi è corrispondenza diretta con la natura litologica del substrato. Nella parte centrale dell'area studiata vi è una spiccata tendenza dei reticoli a disporsi in bande parallele alle strutture maggiori (60N circa).

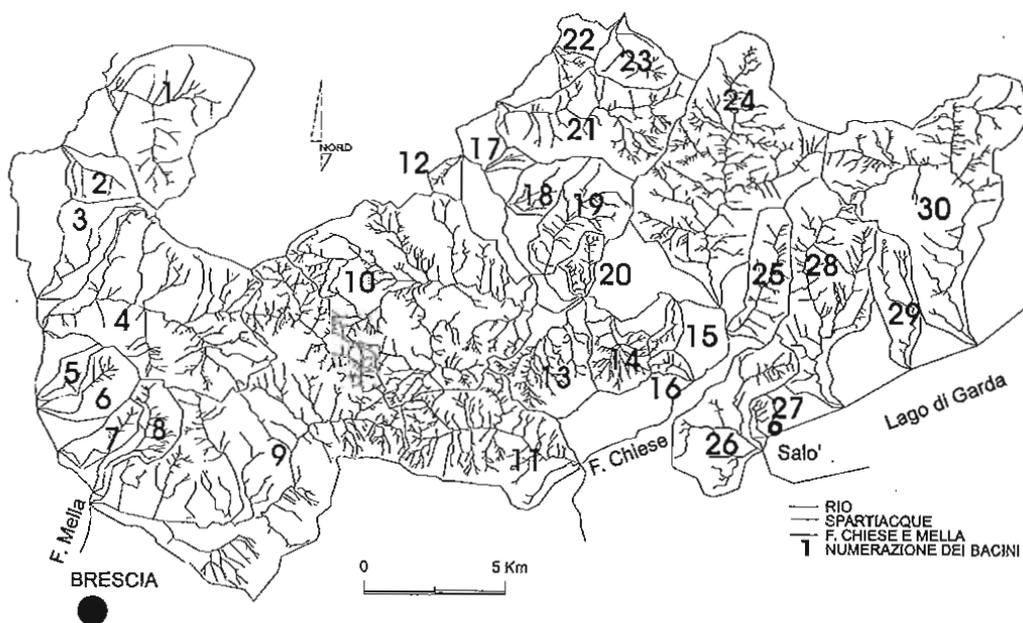


FIG. 2 - Numerazione dei bacini parziali.

FIG. 2 - Numbering of partial basins.

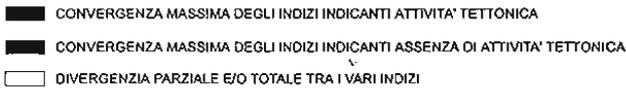
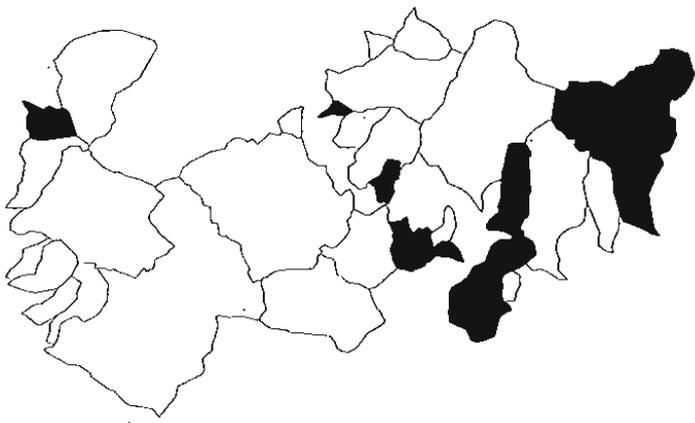


FIG. 3 - Carta delle configurazioni di drenaggio che evidenzia la convergenza degli indicatori di attività tettonica lungo il margine orientale dell'area investigata.

FIG. 3 - Drainage configuration map showing markers of tectonic activity convergence at the easternmost side of the investigated area.

I bacini confluenti nel Lago di Garda sono tutti di tipo angolare. Gli affluenti del Fiume Mella presentano la configurazione angolare lungo le porzioni di bacino impostate nella successione carbonatica triassica e a maglia su quella giurassico-cretacica. Il diverso tipo di stratificazione di questi calcari, in strati potenti o indistinti i primi e ben stratificati in strati anche sottili i secondi, potrebbe essere la causa, a parità degli altri fattori, del diverso tipo di geometria.

Un confronto critico degli indici e dell'analisi delle configurazioni di drenaggio è visualizzato nella fig. 3, dove sono sovrapposte le indicazioni relative a ciascun bacino investigato, ricavandone convergenza totale, parziale, ovvero divergenza.

LE DIREZIONI DEI SEGMENTI FLUVIALI

In aggiunta ai parametri sopra citati si è eseguita un'analisi sistematica dell'azimut di ciascun segmento fluviale, specifica per ciascun ordine, di tutti e trenta i bacini considerati (Ciccacci & alii, 1987).

Come si può notare nelle figg. 4 e 5, la distribuzione dei segmenti fluviali è tutt'altro che omogenea. I picchi

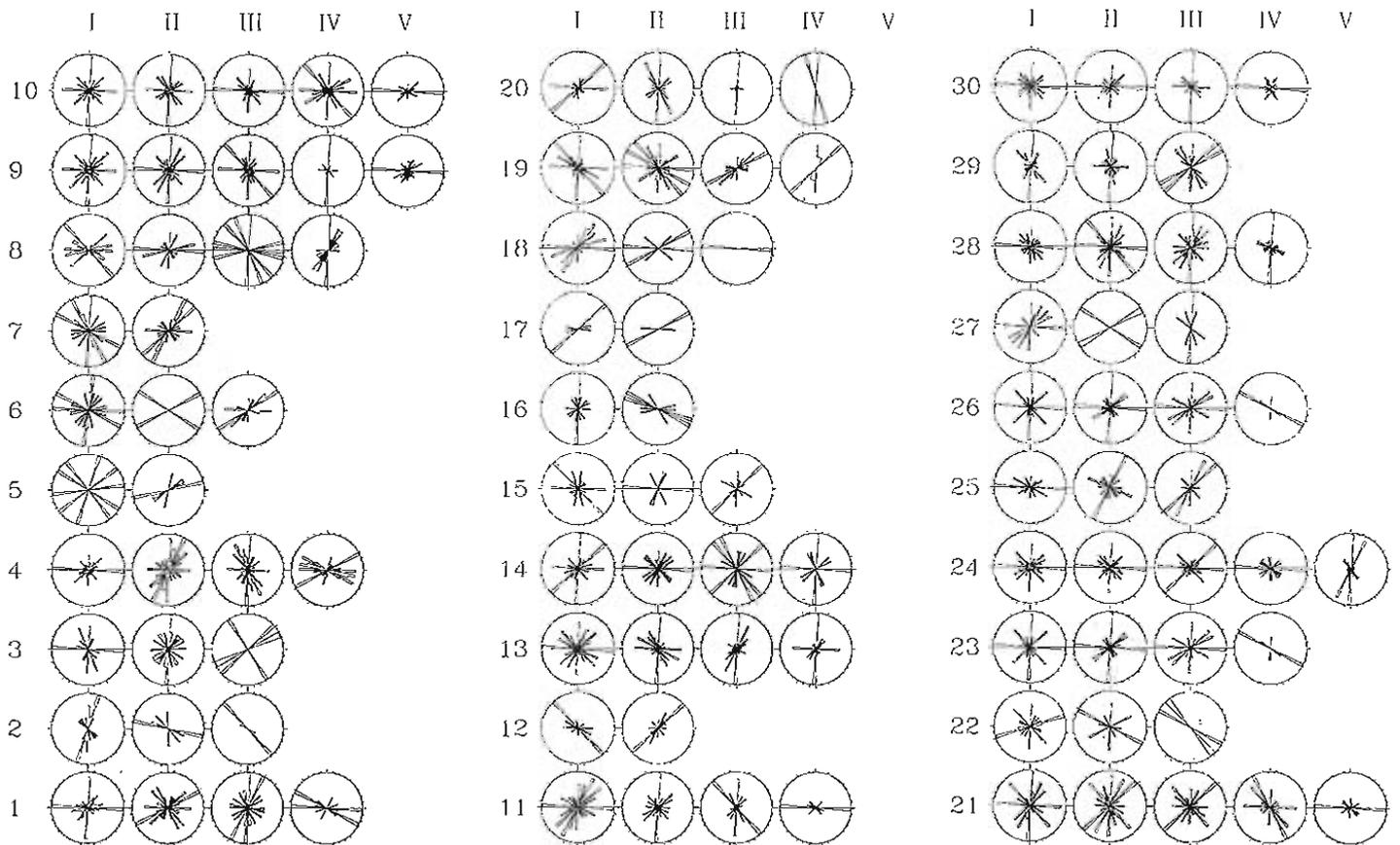
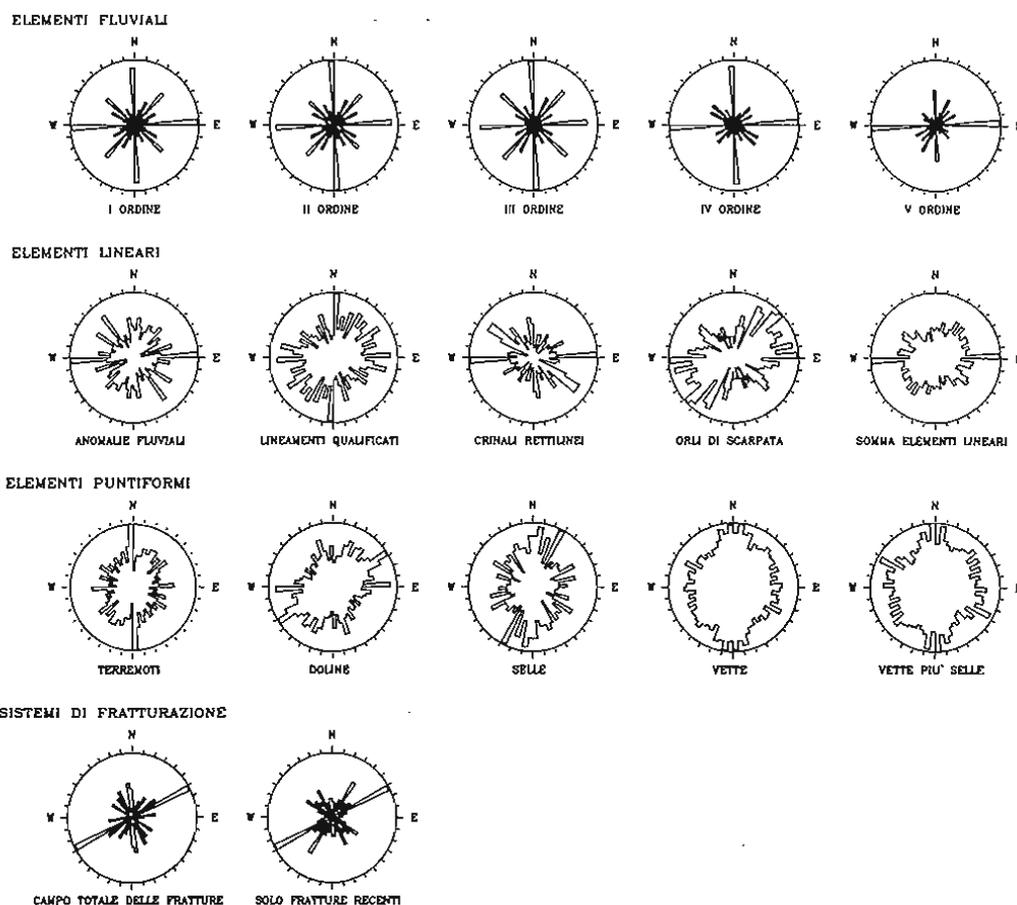


FIG. 4 - Diagrammi a rosa dei venti della distribuzione azimutale delle aste fluviali di ciascun ordine dei bacini parziali dei fiumi Mella e Chiese e del versante occidentale del Lago di Garda.

FIG. 4 - Rose diagrams of azimuthal distribution of stream channel of each order of partial basins of Mella and Chiese rivers, and Garda Lake.

FIG. 5 - Diagrammi a rosa dei venti della distribuzione azimutale di ciascun morfotipo analizzato.

FIG. 5 - Rose diagrams of azimuthal distribution of each analyzed morphological element.



presenti coincidono con le direzioni N-S ed E-W ma soprattutto nei primi tre ordini si osservano dei picchi secondari ruotati di 45° rispetto alle direzioni principali. Nel caso la tettonica svolga un ruolo attivo, i canali di ordine inferiore, solitamente rappresentati da un solo segmento, registreranno le maggiori anomalie: infatti essi tendono a formarsi lungo le vie di minor resistenza del substrato (discontinuità). Questi fenomeni si sviluppano anche nei canali di ordine superiore ma le mutazioni che si originano sono generalmente troppo piccole per essere univocamente identificate. Un corso d'acqua sinuoso viene identificato da una serie numerosa di segmenti, quindi la mutazione di una piccola parte di essi risulta essere insignificante. Quindi, in modo molto intuitivo, saranno individuate all'interno dei primi ordini gerarchici le indicazioni inerenti le deformazioni tettoniche più recenti o addirittura attuali, mentre gli ordini più elevati forniranno le informazioni di carattere geologico regionale sulle strutture maggiori che determinano lo stile tettonico dell'area.

ANALISI MORFOLOGICA

Gli elementi morfologici sono stati desunti attraverso la fotointerpretazione e riportati sulla CTR, quindi, analogamente

a quanto fatto per il reticolato idrografico, memorizzati all'interno di un sistema CAD. I morfotipi selezionati per l'indagine hanno come base comune la possibilità di essere il prodotto diretto o indiretto di eventi tettonici.

– *Tratti fluviali rettilinei, crinali rettilinei, orli di scarpata:* individuati da linee spezzate descritte dalle coordinate degli estremi di ciascun segmento che le rappresenta e quindi a tutti gli effetti elementi lineari bidimensionali.

– *Vette, selle, doline:* cartografabili con le coordinate del baricentro del morfotipo e quindi assimilabili ad elementi puntiformi monodimensionali;

In questo campo la definizione di una procedura ha comportato le scelte più significative. Le forme ricercate appartengono, come evidenziato sopra, a due categorie dimensionali: lineari e puntiformi. Per quanto riguarda le prime, il segmento che le rappresenta può avere in sé un significato tettonico (Carraro & alii, 1978; Carraro, 1993): i crinali rettilinei, gli orli di scarpata e i tratti fluviali rettilinei possono essere l'espressione diretta di un fenomeno geologico, la cui orientazione coincide con quella della forma prodotta. Pertanto, si è potuto elaborare l'archivio contenente i dati delle forme lineari e produrre un diagramma azimutale per ciascuna di esse.

Per le seconde si rimanda al paragrafo «Elementi Puntiformi».

ELEMENTI LINEARI - I diagrammi polari ricavati da questi morfotipi hanno mostrato una buona distinzione tra le varie classi modali di seguito illustrate (tra parentesi viene indicato il numero di elementi considerati).

– *Tratti fluviali rettilinei* (402). La moda principale è E-W mentre tra le altre classi si distinguono 120N e 140N.

– *Crinali rettilinei* (498). Questo elemento morfologico risulta essere legato (come era da prevedersi) ai «tratti fluviali rettilinei». Le due distribuzioni a confronto presentano lo stesso picco E-W mentre si sottolinea la congruenza della classe NW-SE. Sono altresì riconoscibili le classi 30N, 60N e 140N.

– *Orli di scarpata* (732). Non si evidenzia una netta distinzione tra le varie mode. Si può solamente mettere in risalto la maggiore incidenza di valori nell'intervallo 20-90N e, di minor peso, nell'intervallo 100-130N.

ELEMENTI PUNTIFORMI - Di norma nella fotointerpretazione si usa individuare le discontinuità tettoniche attraverso l'allineamento di più morfotipi. L'ipotesi del presente lavoro (Locatelli, 1995) capovolge questa prassi consolidata affermando che le varie forme, considerate nell'insieme, presentano allineamenti più frequenti nella direzione delle faglie più recenti, cui sono geneticamente collegate, rispetto ad una distribuzione puramente casuale. Inoltre, questa elaborazione trasforma i dati puntiformi di vette, selle e doline in vettori georeferenziati, rappresentanti il loro allineamento reciproco, che a loro volta sono confrontabili con le direzioni caratteristiche dei morfotipi lineari.

Si è valutata la distanza tra le varie entità e si è constatato che ciascun morfotipo può essere messo in relazione agli adiacenti nel raggio di un chilometro. Si è giunti alla definizione di questo valore basandosi sull'osservazione empirica, suffragata da verifiche sul terreno, che oltre questo limite difficilmente un lineamento è definibile da un singolo segmento rettilineo ma piuttosto da una linea spezzata costituita da segmenti aventi azimut differenti. Quindi, con una procedura di calcolo sono stati tracciati i segmenti congiungenti ciascun morfotipo con tutti quelli compresi nel raggio di un chilometro, misurandone in seguito l'azimut che a sua volta è stato inserito in archivio. La procedura calcola inevitabilmente un notevole numero di valori azimutali fittizi, orientati in modo casuale, che non corrispondono ad alcun allineamento morfotettonico.

Applicando uno studio modale su questo insieme di dati si rende possibile l'estrazione dei valori significativi dal rumore di fondo. Le classi così individuate corrispondono agli allineamenti preferenziali dei morfotipi. Come atteso, i diagrammi polari ottenuti da questa elaborazione hanno classi meno differenziate rispetto a quelle ricavate dall'elaborazione degli elementi lineari, ma sono comunque leggibili ed interpretabili (fig. 5).

– *Doline* (288). La maggior parte dei valori si concentra nell'intervallo 15-70N con la moda principale 60N. Si

osservano inoltre anche due mode minori orientate E-W e 160N.

– *Selle* (227). I valori si concentrano attorno all'asse polare N-S, compresi tra 355N a 30N (classe principale). Si individuano inoltre altre mode minori corrispondenti ai valori 60N, 80N, 105N, 120N, 160N.

– *Vette* (488) e *Vette+Selle* (515). L'analisi del diagramma polare del primo di questi elementi morfologici non ha fornito indicazioni significative. I valori sono quasi uniformemente distribuiti in tutte le direzioni. Si osserva solamente una lieve concentrazione di misure attorno all'asse N-S ed una moda secondaria verso 120N. Si è invece dimostrato più significativa l'associazione vette-selle in quanto è stata osservata una definizione maggiore delle stesse classi qui sopra indicate.

ESTENSIONE DELLE ANALISI AI DATI SISMICI EPICENTRALI

Si è provato ad estendere agli epicentri dei sismi avvenuti nell'ultimo decennio la stessa procedura di calcolo applicata agli elementi morfologici puntiformi. In questo caso si è ipotizzato che i terremoti fossero generati lungo piani di discontinuità prossimi alla verticalità, condizione peraltro frequente nelle manifestazioni neotettoniche superficiali.

L'assenza di un numero sufficientemente rappresentativo di dati strumentali (117) e la loro dispersione in un'area molto vasta (anche oltre i confini dello studio) ha richiesto che la scelta della distanza massima, intercorrente tra gli epicentri da unire, fosse incrementata fino al valore di 20 chilometri, prima di ottenere un risultato leggibile. Il diagramma ottenuto, pur non essendo in sé molto rappresentativo, se inserito nel quadro complessivo degli elaborati, contribuisce alla comprensione delle tendenze ricavate dalle altre fasi (fig. 5).

– *Sismi*. La moda principale è N-S, ma si distingue nettamente anche la classe E-W. In generale i valori si concentrano nella fascia 5-50N e attorno a 115N.

ESTENSIONE DELLE ANALISI AI DATI MESOSTRUTTURALI

A partire dai dati originali di terreno si è operata una divisione in lineamenti qualificati, rappresentati essenzialmente da faglie, e in diaclasi, osservabili alla mesoscala.

– *Lineamenti qualificati* (810). La distribuzione di questa categoria è sostanzialmente omogenea con una prevalenza delle direzioni presenti nei quadranti NE-SW con la moda N-S.

Lo studio delle diaclasi è stato suddiviso (fig. 5) in due insiemi (in totale 250 famiglie di dati): il primo rappresenta i piani di discontinuità che interessano tutti i litotipi presenti nell'area in oggetto; il secondo rappresenta un estratto dei valori misurati sui terreni più recenti, a partire dal Messiniano in poi, affioranti presso le seguenti località, tut-

te in provincia di Brescia: San Bartolomeo di Salò (5 stazioni di misura), Corna Busarola (3), Sottocastello (1), Muscoline (1), Castenedolo (1), Ciliverghe (1), Carvanno (1), M.te Coro (1), Moniga del Garda (1).

– *Fratture*. I valori presentano una distribuzione ben definita. La classe principale 60N si differenzia nettamente dalle altre. Meno importanti ma ugualmente ben definite sono le classi 30, 40, 80, 120, 140-150N.

– *Fratture recenti*. La moda 60N si conferma essere la principale. Da sottolineare l'incremento della classe 30N che oltrepassa di importanza le classi 120 e 150N.

VERIFICA METODOLOGICA

La limitazione oggettiva della procedura utilizzata è rappresentata dalla selezione delle entità che, come in ogni metodologia indiretta, comporta tutta una serie di problemi che possono essere riassunti in: *convergenza*, *mimetismo* e *occultamento*. Sono stati specificatamente valutati gli elementi puntiformi che non hanno di per sé un significato strutturale se trattati come singole entità, ma che, se allineati, costituiscono o possono fornire un indizio qualificato. Tale procedura, inadeguata se applicata a piccole aree, si è dimostrata efficiente nella ricerca delle tendenze evolutive generali di una grande struttura complessa, come il margine prealpino bresciano.

Come già precisato nel corso dei capitoli precedenti, nonostante gli obiettivi fossero a grande scala, in quelle zone dove la storia geologica recente è stata affrontata da numerosi Autori (Baroni & alii, 1990; Castaldini & Panizza, 1991; Panizza & alii, 1989), è stato effettuato un confronto sistematico dei risultati per valutarne l'affidabilità e quindi estenderne la significatività alle regioni dove questo controllo non è stato possibile.

La validità del metodo si rafforza e assume adeguato significato nel momento in cui si riesce a condurre un'analisi in parallelo anche sui terreni pliocenici e post-pliocenici ottenendo informazioni confrontabili. Ciò è stato fatto nella porzione orientale dell'area, tenendo conto di tutte le informazioni, rilevate direttamente sul terreno e riportate in letteratura, relative alle caratteristiche delle formazioni presenti, alla disposizione delle principali strutture, alle manifestazioni di neotettonica e alla morfologia esistente (Locatelli & Vercesi, 1995).

Le osservazioni che di seguito vengono brevemente compendiate sono state condotte in un ambito che presenta le seguenti caratteristiche generali:

– i bacini fluviali appartenenti all'area selezionata interessano formazioni che partono dall'Anisico (Calcere di Angolo) e arrivano ai depositi quaternari indistinti, rappresentando in tal modo tutte le litologie più significative del margine. Sono così comprese formazioni carbonatiche deformate, sia massicce che più o meno stratificate, a giacitura variabile, nonché depositi detritici (morenici, fluvio-glaciali, alluvionali, ecc.) di diversa genesi, la cui stratificazione è, ove distinguibile, generalmente sub-orizzontale;

- la struttura della sponda occidentale del Lago di Garda è costituita principalmente da una serie di pieghe coricate, più o meno ampie, il cui asse ha direzione prevalente 60N (fase serravalliano-tortoniana), alle quali si associano fronti di accavallamento e una serie di faglie inverse aventi, in linea generale, la stessa direzione. Rientrano in questa categoria le dislocazioni di svincolo a direzione 150N che hanno accompagnato la deformazione; ai fini della presente ricerca, il loro «peso» può ritenersi secondario, a causa della loro esigua incidenza numerica;
- le deformazioni assegnabili alle fasi neotettoniche, in quanto hanno interessato terreni sicuramente più recenti di 5,2 M.a., sono espresse da due sistemi distensivi orientati rispettivamente NE-SW e NW-SE nella porzione a ridosso del lago (Colle di S. Bartolomeo in particolare), e di due sistemi N-S ed E-W nella porzione più settentrionale (Carvanno);
- la morfologia di quest'area è tale per cui le acque superficiali vengono richiamate in due comprensori principali: il Lago di Garda ad oriente ed il bacino del Fiume Chiese ad occidente. L'orientazione della linea di costa del lago coincide con quella della struttura geologica antica sopra descritta (60-240N). Il Chiese, nel tratto compreso tra il Lago d'Idro e Tormini di Salò, scorre alternativamente nelle direzioni 60-240N e 150-330N circa, ovvero secondo gli assi delle stesse pieghe caratteristiche della sponda occidentale del Garda e in direzione ortogonale ad esse.

Queste direzioni dovrebbero ipoteticamente rispecchiare gli elementi geologici sopra riportati che di seguito vengono ulteriormente detagliati (tab. 2) nelle loro peculiarità geometriche, valutandone successivamente la congruità con i lineamenti morfotettonici.

TABELLA 2 - Quadro riassuntivo delle influenze geologiche possibili all'interno della porzione in cui è stata effettuata la verifica

TABLE 2 - Summary of possible geological influences into the verification area

fattore geo-morfologico	direzioni caratteristiche
eredità tettoniche	60N: direzione degli assi delle pieghe maggiori (fasci benacense) 150N: immersione dei fianchi delle strutture plicative principali
deformazioni recenti	· NE-SW e NW-SE lungo la sponda del lago di Garda fino alle spalle del Colle di S. Bartolomeo; · N-S ed E-W nella zona di Carvanno fino alla Val Vestino; · 30N: direzione delle fratture «prevalenti» rilevate direttamente sul terreno sulla sponda benacense.
gradiente di versante	· 150N per l'area di pertinenza lacustre ed E-W nel golfo di Salò (ultimo tratto del bacino 26, impostato in terreni in parte morenici ed in parte fluviali); · variabile lungo il corso del Chiese ma sempre correlabile alla direzione della struttura tettonica principale.

Il raffronto comparato tra i dati geologici e quelli morfometrici permette di filtrare i diagrammi polari della fig. 4 (bacini 17-30) e della fig. 5, ottenendo il risultato rappresentato nella fig. 6 e giungendo pertanto alla formu-

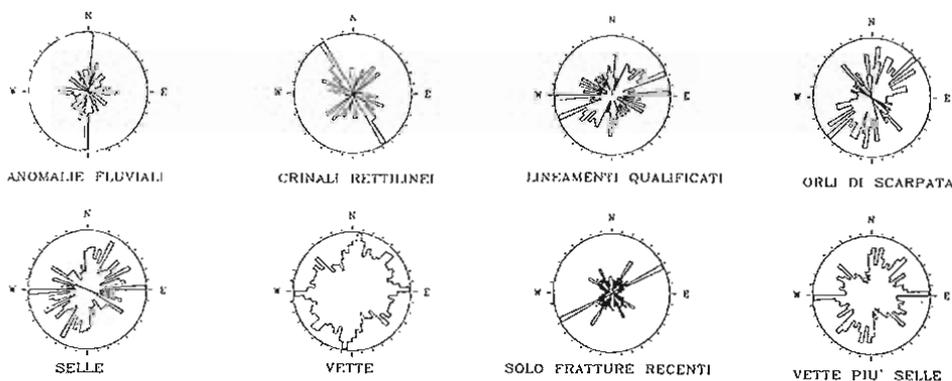
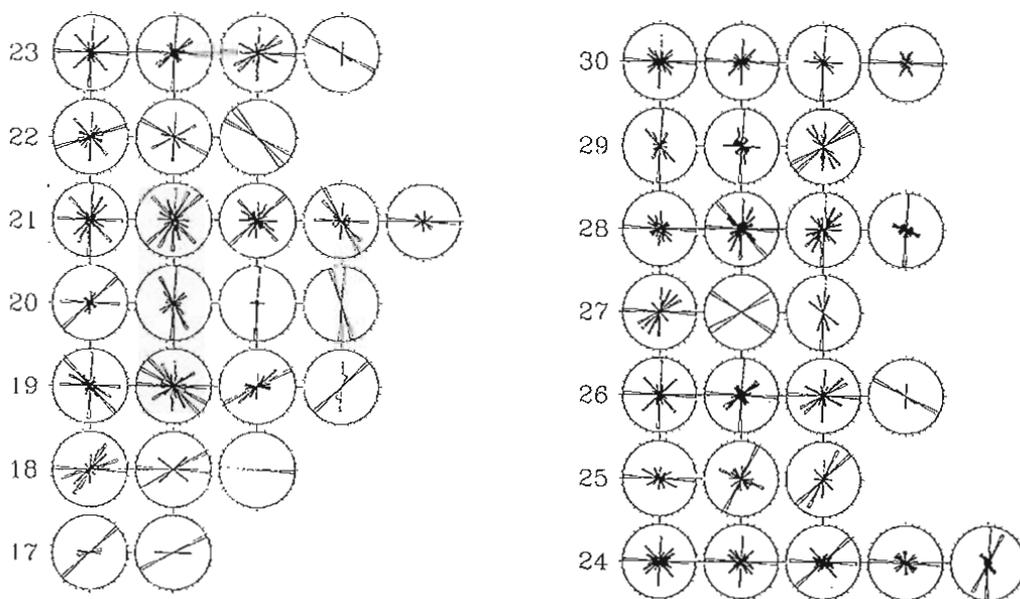


FIG. 6 - Estratto dei diagrammi a rosa dei venti dei morfotipi appartenenti ai bacini parziali dal 17 al 30.

FIG. 6 - Excerpt of rose diagrams of azimuthal distribution of morphological elements from partial basin 17 to 30.



lazione di un criterio di selezione delle mode azimutali. Ciò permette di assegnare un significato genetico alle direzioni così individuate giungendo ad estrarre le classi di allineamenti correlabili ad eventi neotettonici.

La conferma dell'attendibilità del metodo si ricava dalla sovrapposizione quasi totale delle mode azimutali con le direzioni delle strutture principali documentate con metodologie dirette. Sia l'allineamento delle Selle che delle Vette (e la loro composizione in «Vette più Selle» di figg. 5 e 6), pur non rilevando una definizione così marcata come quella dei lineamenti qualificati, mostra una maggiore incidenza delle classi orientate NE-SW, che è sempre congruente con la stessa direttrice 60N cui si aggiungono gli orli di scarpata che ripropongono la stessa distribuzione. Le direzioni dei crinali appaiono invece orientate preferenzialmente nella direzione 150N; questa direzione non fornisce una indicazione univoca in quanto congrua sia con le eredità tettoniche che con il gradiente di versante.

Considerando i diagrammi relativi ai bacini fluviali è facile notare che le distribuzioni modali rispecchiano le dire-

zioni già viste in precedenza, ma è ancora più interessante verificare che nelle zone dove sono state segnalate manifestazioni di attività neotettonica, questa è fedelmente impressa nel reticolato idrografico: ci si riferisce ai diagrammi polari relativi ai primi due ordini del bacino n° 26 presso Salò e del bacino n° 24 presso Carvanno.

Influenze di altro tipo e/o origine possono essere in questi due casi escluse perché:

- trattasi di terreni di età compresa tra il Pliocene e il Quaternario: quindi gli allineamenti NE-SW e NW-SE che si osservano non sono correlabili direttamente agli eventi tettonici verificatisi in età alpina e alle strutture da essi generate, ma eventualmente ad una loro riattivazione in epoche recenti;
- la stratificazione dei depositi presenti nei due bacini è poco evidente, ma in genere è a giacitura suborizzontale. Essa è definita, per il bacino 26, dalla disposizione degli elementi litologici (lenti di sabbia e/o argilla) e per il bacino 24 dall'assetto morfologico. Si ricava che l'influenza del substrato può ritenersi trascurabile;

- il gradiente morfologico potrebbe aver influito in modo diverso nei due casi:
- presso Carvanno (bacino n° 24), dove sono presenti depositi travertinosi quaternari, si osservano valli disposte prevalentemente N-S ed E-W dalle quali non possono derivare direzioni di gradiente NE-SW e NW-SE;
- nella zona di Salò, in cui affiorano dei sedimenti pliocenici, le valli sono orientate NE-SW e così pure la sponda lacustre; quindi non si avrebbe comunque compatibilità con direzioni di gradiente orientate N-S e E-W.

Da quanto esposto sopra si evince che la distribuzione attuale dei morfotipi, analizzata attraverso le varie procedure di calcolo, presenta forti correlazioni con le direttrici tettoniche note. Questa corrispondenza permette quanto meno di sottolineare la convergenza di informazioni che portano a far considerare in modo positivo l'approccio metodologico. Successivamente il metodo è stato esteso ai dati raccolti su tutto il margine orientale Prealpino Bresciano.

RISULTATI

Tutte le mode principali evidenziate nelle singole elaborazioni (morfometria, morfologia, sismica ecc.) sono state raggruppate ed inserite nel diagramma polare di fig. 7 (*mode azimuthali osservate*).

Sulla base di tutte le componenti di ciascun evento tettonico documentato in letteratura a partire dal Miocene medio-superiore è stato definito un ulteriore diagramma polare, qui indicato con il nome «*stress tettonici documentati*», nel quale sono state inserite le seguenti direzioni (Anderson, 1951):

- un sistema di fratturazione trasversale all'asse di massima compressione;
- un sistema di fratturazione longitudinale all'asse di massima compressione;
- sistemi di fratturazione inclinati di circa 45° rispetto agli sforzi principali e che coinciderebbero con le orientazioni dei piani di taglio massimo.

Una rigida associazione tra i dati rilevati e quelli teorici, sia pur in modo istintivo, porterebbe ad affermazioni poco veritiere qualora non si tenesse conto dei limiti di tale estrapolazione. Conviene quindi precisare che il confronto tra la distribuzione delle mode azimuthali in mode azimuthali osservate e in stress tettonici documentati contiene in sé un certo margine di approssimazione, che logicamente è inversamente proporzionale alla scala delle osservazioni. In altri termini, eventuali difformità si attenuano fino ad annullarsi passando da situazioni locali a quelle generali. È poi certamente da attendersi una discrepanza dell'ordine

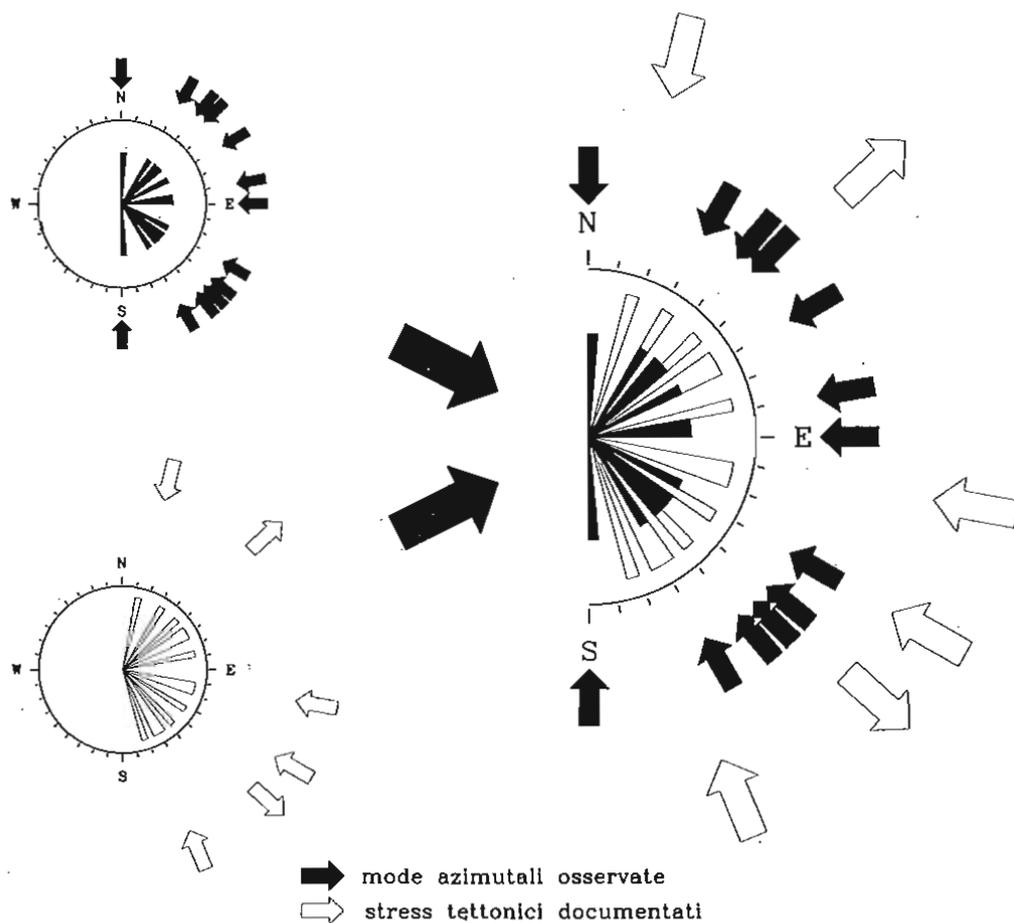


FIG. 7 - Confronto tra il modello teorico e i risultati dell'analisi modale degli allineamenti.

FIG. 7 - Comparison between theoretical pattern and the result of alignment modal analysis.

di almeno qualche grado tra la distribuzione reale e quella teorica; inoltre, nel caso di riattivazione di lineamenti ereditati, si perderebbe comunque la coincidenza tra il modello ideale e la situazione reale. Pur con queste limitazioni, i due diagrammi presentano significative convergenze ed è pertanto possibile proporre le seguenti correlazioni tra elementi morfologici ed eventi tettonici.

1) DIREZIONE NE-SW: è presente nei primi tre ordini dei segmenti fluviali, nei lineamenti qualificati, negli orli di scarpata, negli allineamenti di doline, selle e vette, e delle famiglie di litoclasti antiche e recenti.

L'orientamento NE-SW è molto diffuso e coincide sia con l'asse delle pieghe maggiori del margine prealpino che con la direzione delle faglie normali presenti nella Formazione del Colle di San Bartolomeo, la cui attività viene segnalata a partire dal Pliocene inferiore-medio. La presenza di questa direzione nel primo ordine dei corsi d'acqua e nelle fratture dei terreni plio-quadernari porta a ritenere che l'età dell'evento che ha determinato questa perturbazione sia molto recente (almeno post-glaciale) e quindi ragionevolmente da collegare alla tettonica distensiva quadernaria piuttosto che alle eredità della fase precedente.

2) DIREZIONE NW-SE: si ritrova nei primi tre ordini dei segmenti fluviali, nei tratti fluviali rettilinei, nei crinali rettilinei e negli orli di scarpata. La direzione NW-SE trova i maggiori riscontri nel reticolato idrografico. Gli orli di scarpata e i crinali rettilinei potrebbero essere semplicemente la diretta conseguenza dell'attività erosiva normale dei corsi d'acqua che, in una zona caratterizzata nell'Olocene da un sollevamento generalizzato, hanno inciso profondamente gli alvei originando delle forre. A conferma, lungo la sponda occidentale gardesana e nel tratto del Fiume Chiese compreso tra Tormini e il Lago d'Idro, si possono osservare una serie di orridi molto caratteristici.

Per contro, la coincidenza di detta direzione con i tratti fluviali rettilinei e con la direzione delle faglie normali presenti nella Formazione del Colle di San Bartolomeo, attive a partire dal Plio-Pleistocene, avvalorano l'ipotesi che questo allineamento sia coniugato con il precedente e anch'esso legato alla tettonica quadernaria.

3) DIREZIONE E-W: è presente in tutti gli ordini fluviali, nei tratti fluviali rettilinei, nei lineamenti qualificati, nei crinali rettilinei, negli orli di scarpata e – in entità minore – nell'allineamento di doline e degli epicentri dei terremoti. Gli allineamenti E-W costituiscono la moda morfologica prevalente. Essi trovano una sovrapposizione incerta con la direzione di taglio massimo dell'evento tettonico connesso con la ripresa della attività della linea Schio-Vicenza di cui si ipotizza un'età messiniana superiore - (?) pliocenica basale (Castellarin & alii, 1992).

La notevole incidenza di valori in questa classe, che raggruppa quasi tutti i morfotipi analizzati, potrebbe suggerire la presenza di un asse principale di deformazione orientato E-W che caratterizza un evento tettonico quanto meno post-pliocenico che, vista l'attività sismica contemporanea, potrebbe anche essere ancora attivo. Le anomalie più significative si hanno solo nelle classi 100-110N (stress tettonici documentati) e n-s (mode azimutali osservate) in quanto il loro confronto non evidenzia corrispondenza diretta.

Per quanto riguarda la moda teorica 100-110N, che si riferisce all'evento con σ_1 orientato circa 280-290N denominato delle «Giudicarie» (Semenza, 1974) la cui età è attribuita al Tortoniano medio (?) o terminale (Castellarin & alii, 1988) o al Messiniano superiore sulla base delle indagini svolte sui conglomerati di San Bartolomeo di Salò (Locatelli & Vercesi, 1995) è da rilevare che la sua mancata corrispondenza con alcuna delle classi contenute in mode azimutali osservate può essere imputata al suo ridotto grado di intensità, deducibile anche dalla sua scarsa diffusione, ripetutamente documentata in letteratura (Picotti & Pini, 1989; Pini, 1989, 1992; Picotti, 1990; Prosser & Selli, 1992). Anche la moda N-S (mode azimutali osservate), che trova riscontro nei primi quattro ordini fluviali, nei lineamenti qualificati e nell'allineamento di vette, di selle e di epicentri di terremoti, non coincide con alcuna moda dei campi di stress.

Spingendosi nel dettaglio e verificando quali sono i reticoli idrografici influenzati da tale allineamento e concentrando l'attenzione in particolare sui corsi d'acqua di I e II ordine, si osserva che i bacini afferenti alla porzione orientale dell'area di studio ne sono maggiormente caratterizzati. In particolare, il bacino n° 26, inciso nei depositi conglomeratici del Colle di San Bartolomeo, in parte nei terreni morenici ed in quelli alluvionali, contiene come moda principale la direzione sismogenetica E-W; in esso è contenuta anche la moda N-S, le classi modali corrispondenti alle direzioni caratteristiche delle due fasi distensive orientate NE-SW (Picotti, comunicazione orale), di età Pliocene inferiore-medio, e NW-SE (Venzo, 1934; Boni & alii, 1972; Boni & Peloso, 1982; Castaldini & Panizza, 1991), di età tardo-pliocenica e pleistocenica. Ne può derivare, a livello interpretativo, che la porzione orientale dell'area investigata e in particolare la riviera gardesana sia tuttora oggetto di dislocazioni le cui caratteristiche geometriche coincidono con le distribuzioni modali ottenute dagli allineamenti morfotettonici, morfometrici ed epicentrali.

Analoghe considerazioni possono essere sviluppate anche per il bacino 24 (Carvanno) dove in mode azimutali osservate si presentano delle mode disposte NE-SW e NW-SE.

In entrambi i casi le mode riscontrate possono essere ricondotte ad un campo di stress, a direzione meridiana, che ha agito sicuramente in tempi molto recenti e vi sono chiari indizi che sia tuttora in attività.

CONCLUSIONI

Nell'ambito dello studio sul margine orientale delle Prealpi bresciane sono state condotte analisi sulle direzioni dei corsi d'acqua, sulle famiglie di litoclasti, sui morfotipi lineari e sugli allineamenti di quelli puntiformi, compiute su un totale di oltre 5.000 segmenti.

Si è potuto riscontrare che nell'ambito delle successioni del Plio-Quaternario queste famiglie di lineamenti, verosimilmente connesse a deformazioni post-deposizionali, sono meno diffuse di quelle riscontrate nei terreni più antichi ma comunque capaci di provocare anomalie notevoli, come ad esempio il sollevamento del Colle di S. Bartolomeo di Salò e la differenziazione altimetrica dei coevi depositi pliocenici presenti nel sottosuolo dell'antistante pianura (Pieri & Groppi, 1981).

La presenza di due fasi post-plioceniche orientate NE-SW e NW-SE, distensive, trova ampi riscontri nello studio eseguito sugli allineamenti morfologici.

Lo studio evidenzia la presenza di lineamenti tettonici che interessano terreni plioquaternari aventi geometrie analoghe a quelle osservate all'interno della successione mesozoica, queste ultime peraltro non riconducibili a campi di stress generati da fasi deformative più antiche.

L'esistenza di allineamenti disposti nelle direzioni cardinali fornisce indizi significativi sulla geometria degli stress che hanno in tempi recenti interessato il substrato del margine prealpino: la mancata corrispondenza della moda morfologica N-S con gli eventi tettonici passati, in accordo con l'instabilità verificata nella regione Gardesana occidentale, porta a supporre l'esistenza di una componente compressiva orientata circa SW-SSW la cui origine potrebbe essere dovuta al regime compressivo Alpi-Appennini.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON E.H. (1951) - *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. 2nd edn, Oliver and Boyd, Edinburg.
- AVENA G.C., GIULIANO G. & LUPA PALMIERI E. (1967) - *Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 781-796.
- AVENA G.C. & LUPA PALMIERI E. (1967) - *Analisi geomorfica quantitativa*. In: Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino Centrale). Geol. Romana, 8, 319-378.
- BARONI C. (1985) - *Note sulla paleogeografia olocenica della costa occidentale del Lago di Garda*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 8, 46-91.
- BARONI C., CAVALLIN A., OROMBELLI G. & SAURO V. (1990) - *Geomorfologia e tettonica recente nell'area benacense*. Guida all'escursione B 2, 75° Congr. Soc. Geol. It., Milano.
- BARONI C. & CREMASCHI M. (1987) - *Geologia e pedostratigrafia della Collina di Ciliverghe (Brescia)*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, 23, 55-78.
- BARONI C. & CREMASCHI M. (1987) - *Depositi eolici e di versante al margine dei travertini di Carvanno (Val Degagna, Brescia): sedimentazione e pedogenesi tra il Pleistocene superiore e l'Olocene*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, 24, 223-236.
- BARONI C. & VERCESI P.L. (1986) - *I Travertini di Carvanno (Brescia)*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, 22, 3-26.
- BARONI C. & VERCESI P.L. (1989) - *Neotettonica del territorio bresciano: stato delle conoscenze*. In: Il rischio sismico nel bresciano. Elementi per una valutazione. Fond. Bresciana per la Ricerca Scientifica- Ed. Ramperto, Brescia, 51-61.
- BERNOULLI D. (1979) - *Evolution of continental margins in the Alps*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 59, 165-170.
- BONI A., ARDIGÒ, G., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., ROSSETTI R. & ZEZZA F. (1972) - *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 22, 2 carte alla scala 1:50.000.
- BONI P. & PELOSO G.F. (1982) - *Dati sulla neotettonica dei fogli 34 Breno, 47 Brescia di parte dei fogli 35 Riva e 48 Peschiera del Garda*. C.N.R. Pubbl. 506, Prog. Fin. Geodinamica, 189-208.
- BOSI C. (1978) - *Relazione introduttiva al tema neotettonica*. Mem. Soc. Geol. It., 19, 621-626.
- CARRARO F. (1993) - *Criteri per evidenziare l'evoluzione recente di faglie*. Il Quaternario, 6 (1), 15-26.
- CARRARO F., MARTINOTTI G. & POLINO R. (1978) - *Lineamenti e faglie: analisi delle possibilità di corrispondenza tra i due fenomeni*. Quad. Gr. St. Quat. Pad., 4, 111-120.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana. Interpretazione integrata dei dati geofisici e geologici*. Agip, 1-27, (Mi).
- CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1991) - *Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia settentrionale)*. Il Quaternario, 4 (2), 330-410.
- CASTELLARIN A. (1984) - *Schema delle deformazioni tettoniche sudalpine*. Boll. Oceanol. Teor. Appl., 2, 105-123.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Mesozoic continental rifting and neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. It., 49, 125-144.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. Eclogae Geol. Helv., 83, 683-700.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Min. Petr. Acta, 30, 287-310.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationship with the N-Appennines*. Ann. Tectonicae, 6 (1), 62-94.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & SALVINI F. (1987) - *An approach to the quantitative analysis of the relations between drainage pattern and fracture trend*. International Geomorphology, Part II, Wiley, London, 49-68.
- CITA M.B. (1972) - *Il significato della trasgressione pliocenica alla luce delle nuove scoperte nel Mediterraneo*. Riv. It. Paleon. Strat., 78 (3), 527-594.
- CITA M.B. (1988) - *Il disseccamento del Mediterraneo alla fine del Miocene*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Fis., Ser. VIII, 81, 1987, 4, 455-466.
- CITA M.B., GELATI R. & GREGNANIN A. (1990) - *Alpi e Prealpi lombarde. Guide Geologiche Regionali*. Società Geologica Italiana, 290 pp.
- CURZI P.V., CASTELLARIN A., CIABATTI M. & BADALINI G. (1992) - *Caratteri morfostrutturali, sedimentologici e genetici del Lago di Garda*. Boll. Soc. Torricelliana Sc. Lett., Faenza, 7-111.
- DEFFONTAINES B. & CHOROWICZ J. (1990) - *Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin*. Tectonophysics, 19, 237-263.
- DONDI L. & D'ANDREA M. G. (1986) - *La pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., ser. 3, 48, 195-225.
- FOSSATI A. & LOCATELLI A. (1997) - *Morfometria e computer. Gerarchizzazione fluviale e tettonica recente*. Atti Tic. Sc. Terra, 39, 303-312.
- GREGORY K.J. & WALLING D.E. (1974) - *Drainage Basins: Form and Process*. Arnold, London, 37-61.
- HORTON R.E. (1932) - *Drainage basins characteristics*. Union Trans. 13th ann. Meeting, Washington.

- HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, 242, 239-243.
- LOCATELLI A. (1995) - *Verifica del rapporto tra morfologia e struttura: implicazioni neotettoniche nel margine orientale delle Prealpi bresciane*. Tesi di Dottorato. Fac. Sc. M.F.N. Univ. Pavia.
- LOCATELLI A. & VERCESI P.L. (1995) - *Considerazioni sull'attività tettonica del margine prealpino bresciano, tra Gavardo e Salò*. Ist. Lombardo, Acc. Sc. Lett. (Rend. Sc.) B, 128, Fasc. 1, 177-195.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1978) - *Rapporti fra geomorfologia e neotettonica. Messa a punto concettuale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 138-140.
- PANIZZA M., BOLLETTINARI G., CARTON A. & CASTALDINI D. (1989) - *Studio neotettonico del sistema Verona-Brescia*. Vol. Enel Elementi di Neotettonica nel territorio italiano, 184-206, (in stampa).
- PEROTTI C., SAVAZZI G. & VERCESI P.L. (1989) - *Evoluzione morfotettonica recente della zona compresa tra la testata del T. Nure la Val d'Aveto (Appennino piacentino)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1 (1988), 121-140.
- PEROTTI C.R. & VERCESI P.L. (1988) - *Proposta di una metodologia di indagine per studi sull'evoluzione morfostrutturale recente*. Atti Tic. Sc. Terra, 31, 492-497.
- PICOTTI V. (1990) - *Il rifting continentale giurassico tra il Lago di Garda e il Lago di Isco. Il suo ruolo nell'evoluzione compressiva neogenica*. Tesi di Dottorato, Fac. Sc. M.F.N. Univ. Bologna.
- PICOTTI V. & PINI G.A. (1989) - *Sintesi strutturale del sovrascorrimento di Tremosine-Tignale-Costa (Alpi bresciane)*. Rend. Soc. Geol. It., 11, 257-262.
- PIERI M., GROPPI G. (1981) - *Subsurface structure of the Po plain (Italy)*. CNR Prog. Fin. Geodinamica, 414, 1-13.
- PINI G.A. (1989) - *Analisi geometrica e meccanica di fault rocks associate al sovrascorrimento di Tremosine-Tignale-Costa*. Rend. Soc. Geol. It., 11, 263-268.
- PINI G.A. (1992) - *Fault rocks analysis as a key for the kinematics reconstruction in brittle tectonics: an example from Central Southern Alps*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 779-803.
- PROSSER & SELLI (1992) - *Thrust of the Mezzocorona-Mendola Pass area (Southern Alps, Italy): structural analysis and kinematics reconstruction*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 805-825.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) - *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy)*. Marine Geol., 27, 303-325.
- SEMENZA E. (1974) - *La fase Giudicariese nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 178-226.
- 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. It., 109, 375-411.
- SLEJKO D. (1989) - *Sismicità attuale nell'area benacense*. In: *Il rischio sismico nel bresciano. Elementi per una valutazione*. Fond. Bresciana per la Ricerca Scientifica- Ed. Ramperto, Brescia, 31-39.
- STRAHLER A.N. (1957) - *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. Am. Geoph. Trans. Union, 38, 913-920.
- VENZO S. (1934) - *Il Neogene del Trentino, del Veronese occidentale e del Bresciano*. Mem. Mus. Sc. Nat. Ven. Trident., 2, 111-207.