

Riv. It. Paleont. Strat.	v. 91	n. 4	pp. 479–512	tav. 28	Febbraio 1986
--------------------------	-------	------	-------------	---------	---------------

STRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA DEL NORICO NELLE PREALPI BERGAMASCHE OCCIDENTALI

FLAVIO JADOUL

Key-words: Stratigraphy, Paleogeography, Paleotectonics, Upper Triassic, Carbonate platform margin—slope, Southern Alps.

Abstract. The stratigraphy of the thick and well-bedded Norian carbonate sequence cropping out in the Southern Calcareous Alps NW of Bergamo is reviewed. The formal name Aralalta Group is introduced to include the Zorzino Limestone, the Dolomie Zonate formations and the "Brecce sommitali della Dolomia Principale" member. Five regional (A–E) and four local (A1, E1, E2, E3) facies have been distinguished in the Aralalta Group: chaotic massive breccias (A), locally bounded by encrusting organism (A1); debris flow breccias and proximal torbidites (B); torbiditic dolomitic arenites (C); thin bedded laminites—microtorbidites (D); micritic limestones, distal torbidites (E), locally thin bedded with black clay (E1), bioclastic limestones with slumpings (E2) and patch reefs (E3). The Aralalta Group is time-equivalent with the upper part of the Dolomia Principale, a classic example of inner platform. The detailed study of sedimentary structures and microfacies demonstrates that the evolution of the Dolomia Principale platform margin was in Artavaggio—Val Taleggio area structurally controlled. This interpretation is supported by the following considerations:

1) The Dolomie Zonate and Calcare di Zorzino sediments, formerly thought to represent a lagunal environment, are here reinterpreted as internal basin—slope deposits because of the frequent graded calcarenites and rudites intercalated in the basinal sequence. Fine T_a – T_b Bouma sequences can be common. Near the platform margin breccias and megabreccias represent the most common deposit (Fig. 4, sez. 2, 3, 6; Fig. 6).

2) The upper slope deposit consists of megabreccias whose components are both platform derived sediments with huge blocks, calcarenites and slope derived sediments. They have the maximum thickness near the margin. The source area of these deposits was a SW–NE orientated fault escarpment which yielded a great amount of material transported mainly as debris flow into the basin.

3) The margin of the Dolomia Principale as well as the overlying breccias, are crossed by sedimentary dykes and tensional fractures.

4) The margins of the carbonate platform are represented by lagoonal—peritidal facies with a few patch reefs at the top of Calcare di Zorzino—bottom of the Argilliti di Riva di Solto. This further demonstrates that the main source of the slope deposits were an active inner platform, as well as platform facies exposed by tectonic faults.

The Dolomia Principale platform margin in the NW Bergamasc Alps belongs to an Upper Triassic geodynamic model where the platform underwent a tensional period with consequent development of highly subsiding intraplatform basins (Fig. 1), delimited by tectonic escarpments or flexures. This peculiar structural setting was due to a Norian rifting, soon interrupted during the Rhaetian. Nevertheless this event of crustal thinning can be considered in Lombardy a precursor of the Tethyan Liassic rifting.

— Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, 20133 Milano.

— Lavoro eseguito nell'ambito dei programmi di ricerca del C.N.R. — Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali di Milano.

Introduzione.

La piattaforma carbonatica norica della Dolomia Principale e le coeve successioni carbonatiche stratificate presenti alla sua sommità e lateralmente come facies eteropiche della stessa («Dolomie zonate» Desio & Venzo, 1954; Calcare di Zorzino, Casati, 1964) sono arealmente molto diffuse nelle Prealpi Bergamasche. Nonostante l'abbondanza degli affioramenti, queste unità hanno raramente interessato i geologi a causa della loro dolomitizzazione e dell'apparente monotonia di facies. I principali studi stratigrafici (De Wit, 1941; Desio & Venzo, 1954; Casati, 1964; Assereto & Casati, 1965) hanno fornito contributi importanti ai fini della conoscenza delle litofacies, delle loro eteropie e variazioni di spessore. Le ricostruzioni paleogeografiche degli AA. hanno sempre evidenziato una vasta, poco differenziata piattaforma carbonatica peritidale delimitata da lagune asfittiche con elevata subsidenza. Solo recentemente sono riprese le analisi stratigrafiche di dettaglio su queste facies, incentivate dal rinvenimento di un esteso e ricco orizzonte fossilifero con Vertebrati al tetto della successione (Tintori et al., 1985) e di mineralizzazioni a fluorite (Jadoul & De Bonis, 1981).

L'analisi stratigrafica e di facies eseguita col presente studio porta un sostanzioso contributo alle conoscenze sul Norico lombardo, proponendo un modello inedito di tematica deposizionale delle «Dolomie zonate» — Calcare di Zorzino. Esso è valido in particolare per le facies di transizione alla piattaforma carbonatica della Dolomia Principale.

L'area di studio è situata al limite occidentale della provincia di Bergamo, in corrispondenza dei Piani di Artavaggio e dello spartiacque tra le valli Taleggio e Stabina (Fig. 1a). Tale area è sufficientemente estesa con i rapporti laterali delle facies noriche ancora discretamente conservati, e con una tettonizzazione alpina non eccessiva (Fig. 1b).

Inquadramento geologico.

a) Assetto strutturale.

L'area esaminata si trova nelle Prealpi Bergamasche occidentali immediatamente a meridione della faglia a decorso regionale Valtorta—Valcanale ed è compresa nell'unità strutturale del Parautoctono prealpino (Gaetani & Jadoul, 1979). Questa unità, nell'area di studio, è costituita in gran parte da una potente sequenza di Dolomia Principale, scollata localmente (Casati, 1968) dal substrato ladinico—carnico; verso occidente è delimitata da un sistema di faglie a decorso N—S dalla Valtorta alla Valle Imagna (linea Valle del Faggio—Pizzo—Valsecca, De Wit, 1941). La struttura del Parautoctono è assimilabile regionalmente a una monoclinale immergente a sud—sud ovest; essa è scomposta in blocchi rigidi da faglie, anche trascorrenti, N—S, NO—SE e NE—SO, alcune del-

le quali impostate su preesistenti paleofaglie tardo triassiche (Fig. 1b).

Al di sopra del Parautoctono vi sono numerosi klippen, residui dello smantellamento di una coltre alloctona ben più estesa. Alla base essa è costituita da una o più scaglie tettoniche (Unità alloctona inferiore) (Fig. 1a) con unità del Norico superiore e più raramente del Carnico superiore (gessi della Formazione di S. Giovanni Bianco), sormontate da una falda di sovrascorrimento con successioni anisico-ladiniche (Unità alloctona superiore) (Fig. 1a, b) e noriche (Desio, 1934; De Wit, 1941).

b) Assetto stratigrafico.

1) *Unità alloctone*. La successione anisico-ladinica è costituita dalle formazioni del Calcare di Angolo, Formazione di Buchenstein e Calcare di Esino (Unità alloctona superiore) (Fig. 1a). Il Calcare di Angolo affiora in lembi isolati; i più estesi si trovano in corrispondenza della cima del M. Sodadura e del rifugio Battisti, ove lo spessore massimo raggiunge 80 m. Alla base è costituito da dolomie grigio-scure microspartiche, intraclastico-oolitiche, con Crinoidi e rari Bivalvi; gli strati, decimetrici, sono spesso rinsaldati, con giunti di marne silteoso-micacee di colore oca-rossiccio. La parte centrale è prevalentemente calcarea, bioturbata, con intercalazioni decimetriche calcareo-marnose alla base e superiormente arenacee con laminazioni parallele, incrociate a basso angolo. La porzione sommitale affiorante si caratterizza per le alternanze frequenti di calcari e dolomie arenacee e per la presenza di un banco metrico di litareniti quarzoso - micacee grossolane. Queste facies terrigene documentano l'eteropia per graduale indentazione tra il Calcare di Angolo superiore e le unità clastiche delle Grigne (Gaetani, 1982; De Zanche & Farabegoli, 1983).

La Formazione di Buchenstein, per la prima volta riconosciuta nell'area (non cartografata in Fig. 1a), affiora limitatamente nel settore più a sud ovest, alla base del Calcare di Esino della Valle dello Zucco (Fig. 1b, sez. 2). Si tratta di una alternanza di calcari grigi sottilmente stratificati, con liste e noduli di selce nera, e di calcareniti stratificate in strati e banchi. Questa ultima facies nella parte superiore della formazione prende il sopravvento e gradualmente passa al Calcare di Esino.

Il Calcare di Esino costituisce la maggior parte della serie alloctona; nei settori nord orientali è a contatto diretto con il Calcare di Angolo, a occidente invece con la Formazione di Buchenstein. La facies prevalente di questa unità è data da calcari grigi, micritico-intraclastici, organogeni; alla base si associano breccie calcaree intraformazionali e le strutture evinosponge. Le microfacies sono caratterizzate dall'abbondanza di organismi quali: *Tubiphytes* sp., Alghe *Porostromata* e *Spongiostromata*, rari Poriferi e Coralli. Lo studio della loro distribuzione areale ha evidenziato un ambiente prevalentemente subtidale aperto, in prossimità di un margine di piattaforma carbonatica ubicato in direzione sud occidentale.

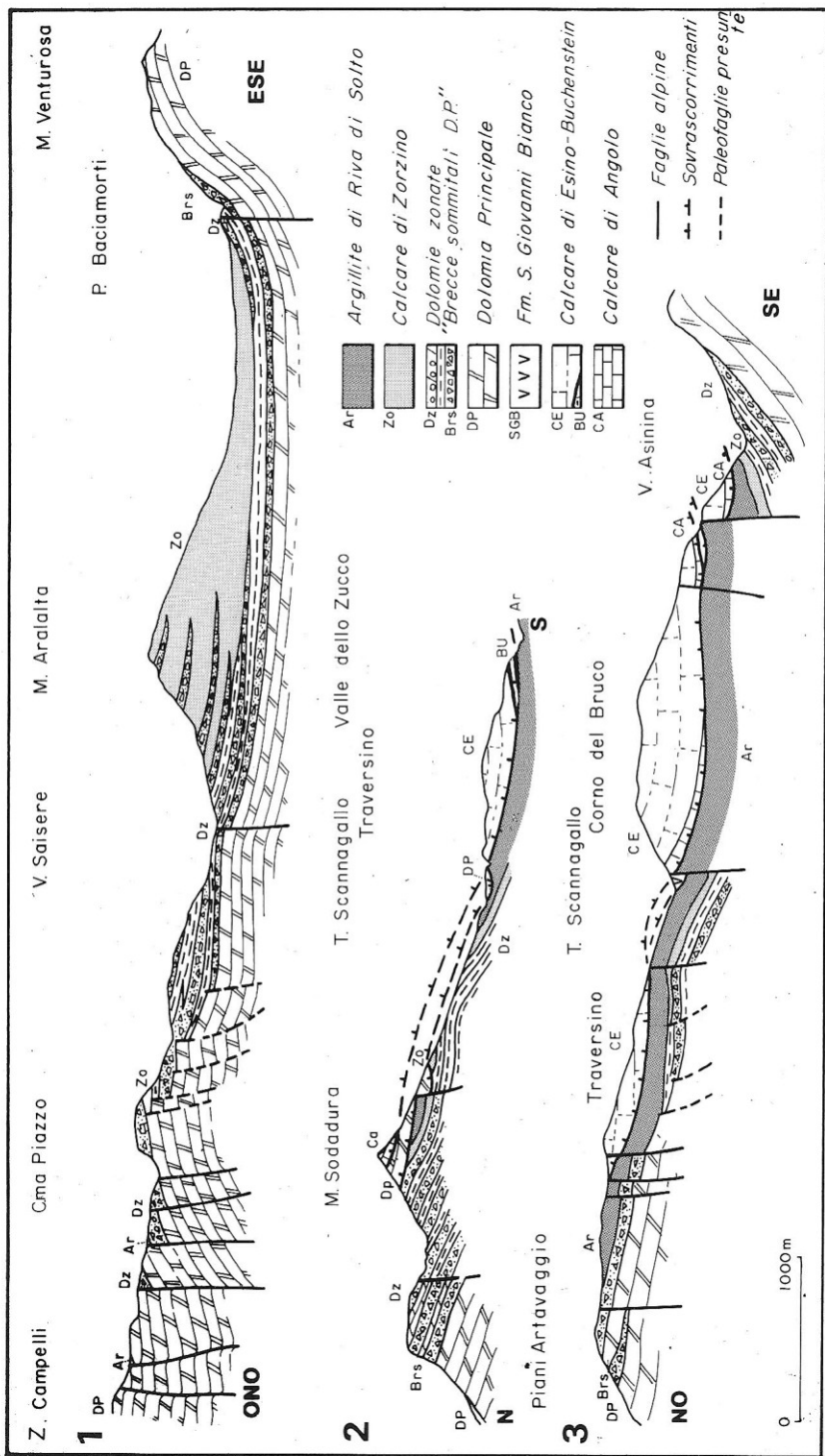


Fig. 1 b.

2) *Successione parautoctona*. Questa serie di età norica affiora in prossimità del confine nord occidentale tra Bergamasca e Lecchese. Nella zona studiata essa risulta costituita dalle unità litostratigrafiche della Dolomia Principale, Gruppo dell'Aralalta (Dolomie Zonate e Calcare di Zorzino), Argilliti di Riva di Solto.

Stratigrafia della successione parautoctona

Dolomia Principale.

Affiora con continuità nel settore più settentrionale dell'area esaminata dalla Cima Campelli sino al M. Cancervo (Fig. 1a). Essa è costituita da una potente sequenza di dolomie grigie con rare intercalazioni scure. Nel settore più occidentale le dolomie sono stratificate in banchi rinsaldati di spessore da metrico a decametrico.

Le sezioni stratigrafiche eseguite nella parte superiore dell'unità, in prossimità di Cima Campelli e sul M. Venturosa, hanno evidenziato facies di piattaforma peritidale da aperta a protetta con cicli decimetrico—metrici. La porzione prevalente è quella subtidale con wackestones—packstones fossiliferi e intraclastici contenenti Megalodontidi, Alghe *Cyanophyceae Porostromata* (*Cayeuxia* sp.) e *Spongiostromata* anche in piccoli *patch reefs*, con associati Bivalvi, Alghe *Dasycladaceae: Heteroporella zankli* (Ott), *Uragella* cf. *supratriassica* Bystricky, oncoidi, grani micritizzati e rivestiti. Sono frequenti localmente le intercalazioni bioclastiche di spessore metrico sia di *Dasycladaceae* che di Bivalvi (*Isognomon* sp., *Parallelodon* sp.). Esse vengono interpretate come facies di margine interno di alta energia privo di scogliera organogena continua, di canali tidali e tempestiti. La porzione inter—sopratidale è prevalentemente a stromatoliti planari, con piccole fenestrate di disseccamento. Sono sviluppate un po' ovunque le cavità stratoconcordanti di dissoluzione con cementi pseudofibrosi in croste isopache, localmente (C.ma Piazza), sostituiti da sedimenti interni laminati di colore bruno. Nella parte superiore del ciclo possono essere presenti brecciole a clasti dolomitici appiattiti e, più raramente, piccoli *tepees*. Alla sommità della formazione sono diffusi, in particolare nel settore di C.ma Piazza, i filoni sedimentari orientati NE—SO, N—S, con decorso combinato verticale—orizzontale. La loro ampiezza è centimetrico—decimetrica e i riempimenti sono costituiti da sedimenti interni, cementi bruni, dolomitici, laminati e deformati plasticamente con aspetto concrezionale.

La Dolomia Principale della C.ma Campelli è direttamente sovrastata dalle Argilliti di Riva di Solto; il limite è netto, sottolineato localmente da sottili

croste di ossidi di ferro. Nelle altre località studiate, nella stessa posizione stratigrafica, vi è il Gruppo dell'Aralalta con le «Brecce sommitali della Dolomia Principale». Nel settore SE della Val Taleggio il limite è graduale con frequenti intercalazioni di Dolomie Zonate nella Dolomia Principale sommitale.

Gruppo dell'Aralalta.

Questa denominazione si riferisce ad una nuova unità litostratigrafica formalizzata nel presente lavoro; essa ingloba tutte le facies del Norico eteropiche della Dolomia Principale, in prevalenza costituite da carbonati ben stratificati. In passato la successione del M. Aralalta era stata cartografata e descritta come *Plattenkalk* (De Wit, 1941) o come *Dolomie zonate* (Desio & Venzo, 1954); il Membro delle «Brecce sommitali della Dolomia Principale» non era invece mai stato descritto o cartografato separatamente dalla Dolomia Principale. Il Gruppo dell'Aralalta è costituito da due formazioni: la prima viene ridefinita in questo lavoro utilizzando il termine di Dolomie Zonate (Desio & Venzo, 1954) e



Fig. 2 – Successione del Gruppo dell'Aralalta al M. Cantarso comprendente due potenti livelli di brecce (Brs); quello superiore ha geometria lenticolare ed è intercalato nelle Dolomie Zonate (Dz). La Dolomia Principale (DP) alla base della successione sostituisce l'intero Gruppo dell'Aralalta in corrispondenza dello Zuccone Campelli e della Corna Grande (sullo sfondo).

comprende alla base il Membro delle «Brecce sommitali della Dolomia Principale»; la seconda è stata formalizzata da Casati (1964) con il nome di Calcare di Zorzino.

Nel Gruppo dell'Aralalta sono state da me distinte 5 facies di diffusione regionale (Tab. 1): Facies A, brecce e megabrecce disorganizzate; Facies B e C, sequenze clastiche organizzate rispettivamente grossolane (B) e medio fini (C); Facies D, ritmiti—laminiti; Facies E, micriti. Nell'ambito delle Facies A ed E sono state inoltre individuate alcune differenziazioni locali: Facies A1, E1, E2, E3.

La necessità di riunire in un gruppo a parte queste litofacies è nata da esigenze stratigrafiche connesse alla loro manifesta eteropia per interdigitazione e dalla loro tematica deposizionale strettamente collegata all'individuazione di depressioni impostatesi durante il rifting norico (Jadoul & Rossi, 1982). In questo quadro il Gruppo dell'Aralalta rappresenta un esempio di sistema deposizionale scarpata—bacino intrapiattaforma; in esso le Brecce e le Dolomie Zonate documentano la risedimentazione carbonatica prossimale al margine della piattaforma, il Calcare di Zorzino quella più fine e distale.

1) Dolomie Zonate (Facies A, B, C, D).

Questo termine fu introdotto da Desio & Venzo (1954) nel Foglio Geologico Bergamo per contraddistinguere l'intera successione carbonatica stratificata alla sommità della Dolomia Principale in Bergamasca occidentale. La definizione originale comprendeva anche la porzione calcarea soprastante ed eteropica, che in seguito venne attribuita al Calcare di Zorzino. Per tale motivo in questo lavoro si utilizzerà il termine Dolomie Zonate unicamente per la parte generalmente medio—inferiore dolomitica e più clastica. In questo contesto la facies dolomitica del Calcare di Zorzino, presente sul crinale tra le Valli Brembana e Seriana (Membro di Selvino) (Casati, 1964), potrebbe venire inserita nelle Dolomie Zonate.

Questa formazione è caratterizzata alla base da un membro, quasi ovunque presente in Bergamasca occidentale, denominato informalmente da Jadoul & De Bonis (1981) «Brecce sommitali della Dolomia Principale» (1). La descrizione delle litofacies delle Dolomie Zonate rispecchierà quindi la divisione in: a) «Brecce sommitali della Dolomia Principale», b) Dolomie Zonate in facies tipica.

a) «*Brecce sommitali della Dolomia Principale*». La potenza delle brecce

(1) Questa denominazione deriva dalla particolare posizione stratigrafica della litofacies a brecce in molte sezioni stratigrafiche rilevate nelle Prealpi Lombarde. Infatti in queste sezioni essa può costituire da sola, o con il Calcare di Zorzino con spessori ridotti, l'unica litofacies del Gruppo dell'Aralalta. In attesa di una revisione più regionale della litostratigrafia di questo membro, si utilizzerà ancora per il presente lavoro il termine proposto dagli AA.

può variare da zero metri sulla C.ma Campelli sino ad un massimo di 50–60 m sui Piani di Artavaggio–Rif. Cazzaniga. Le breccie sono dolomitiche, poligeniche, mal selezionate, con clasti spigolosi di dimensioni mediamente centimetrico–decimetriche ma, localmente (Cima Piazza–M. Cantarso–M. Sodadura) (Fig. 3a), anche metriche (megabreccie). I clasti più chiari presentano le microfacies ricristallizzate tipiche della Dolomia Principale subtidale e peritidale dello Zuccone Campelli–C.ma Piazza. I clasti più scuri rappresentano il 10–50% del totale, derivano dalle Dolomie Zonate e possono essere sia ben litificati, che in brandelli semiconsolidati con deformazioni plastiche (Fig. 3b).

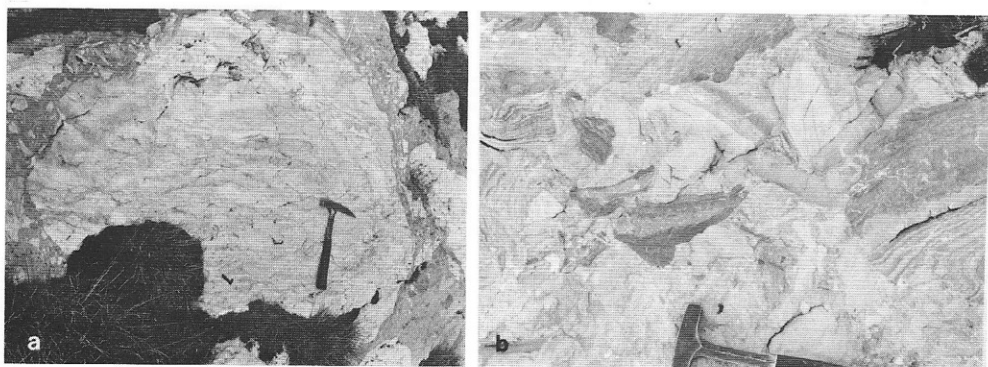


Fig. 3a, b – Particolari delle megabreccie del M. Cantarso con grossi blocchi (chiari) (a) di Dolomia Principale in facies peritidale e blocchi e clasti di Dolomie Zonate deformati plasticamente (b) dal trasporto in massa e dalla compattazione differenziata della breccia.

Sui Piani di Artavaggio, presso la stazione della funivia, sono presenti breccie costituite alla sommità da grossi clasti con ricche microfacies (Facies A1) (bindstones–bafflestones) (1) a organismi incrostanti (Alghe *Porostromata* e *Spongiostromata*), oncoidi, Alghe *Dasycladaceae*, piccoli Bivalvi, Serpulidi; molto rari i Coralli e Poriferi. Parte degli organismi incrostanti sembra in posizione di vita, come legante della breccia.

La matrice delle breccie è per lo più scarsa, spesso è bruna e della stessa composizione delle Dolomie Zonate; la compattazione è intensa, con frequenti suture stilolitiche tra i clasti. Sui Piani di Artavaggio, alla sommità delle breccie, sono presenti filoni sedimentari dalle geometrie irregolari e, localmente, strutture pisolitiche di dimensioni sino a centimetriche.

Le «Breccie sommitali della D.P.» nel settore dei Piani di Artavaggio (Fig. 4, sez. 6) sostituiscono quasi totalmente le Dolomie Zonate – Calcare di Zorzi- no, mentre tendono a chiudersi verso occidente. A oriente le breccie si interdigitano con le Dolomie Zonate (Fig. 1b, 4): al M. Cantarso sono raggruppate

(1) Classificazione dei carbonati seguita: Embry & Klovan (1971).

ancora in due potenti lenti composite di brecce—megabrecce (Fig. 2; 4), ancora più ad oriente si sfrangono in numerosi banchi e si esauriscono rapidamente entro le Dolomie Zonate e il Calcare di Zorzino (Fig. 1b; 4, sez. 4—5).

b) *Dolomie Zonate in facies tipica*. Sono rappresentate da sequenze organizzate clastiche grossolane e medio—fini. Le prime (Facies B) sono prevalenti nei settori prossimali alle zone di maggiore diffusione e spessore delle brecce e sono ad esse intercalate nella porzione sommitale (Rif. Nicola — M. Sodadura) (Fig. 4, sez. 3). Si tratta di successioni costituite da strati decimetrici amalgamati, spesso lenticolari, che comprendono cicli centimetrico—decimetrici di areniti dolomitiche (1) granoclassate a base erosiva (Fig. 6 b), passanti verso l'alto a siltiti dolomitiche con laminazioni parallele (intervalli $T_a - T_b$ di Bouma, 1962) e con *cips* pelitici (Fig. 6a). Alcuni cicli presentano, nella porzione basale, assenza di classazione o debole gradazione inversa spesso con scarso supporto granulare. Queste litofacies sono organizzate in sequenze comprendenti più strati con spessori variabili da 1 a 10 m; sono frequenti le deformazioni da *slumping*. Ad esse si intercalano banchi di brecce poligeniche di spessore mediamente metrico, con clasti centimetrico—decimetrici, disorganizzate e non classate (Fig. 7) (Facies A) senza evidente base erosionale, ma con ondulazioni legate alla compattazione e al carico litostatico.

Gli strati arenitici medio—fini (M. Aralalta) (Facies C) corrispondono lateralmente alle lenti di brecce del M. Cantarso (Fig. 2, 4). In essi sono riconoscibili (Fig. 5) sottili sequenze torbiditiche, che comprendono l'intervallo gradato (T_a), e gli intervalli con laminazione parallela (T_b) e laminazione incrociata da *ripple marks* (T_c).

Alle facies A e B si intercala la Facies D, costituita da ritmiti in straterelli lastriformi di spessore millimetrico—centimetrico, debolmente gradate alla base. Le microfacies comprendono siltiti dolomitiche ricristallizzate alla base e microspariti argillose alla sommità della ritmite. La geometria regolare, piano—parallela di questa litofacies, aveva suggerito a Desio & Venzo (1954) la denominazione di *Dolomie Zonate*.

Le testimonianze di vita in questa unità sono estremamente rare: si osservano solo rare piste di organismi bentonici (Fig. 8) alla base di alcune sequenze torbiditiche nella parte inferiore della successione; bioclasti di Gasteropodi, Bivalvi, Alghe *Dasycladaceae*, *Cyanophyceae*, Crinoidi compaiono invece nelle areniti della porzione superiore.

La potenza dell'unità è estremamente variabile: si annulla in corrispondenza di C.ma Campelli, aumenta rapidamente sino a 60—80 m in corrispondenza delle C.me Piazza, Sodadura e raggiunge i valori massimi di 180—220 m al M. Aralalta—Val Taleggio.

(1) Si utilizza questa terminologia in quanto sono in studio e non ancora chiare le modalità e i tempi di dolomitizzazione di queste litofacies.

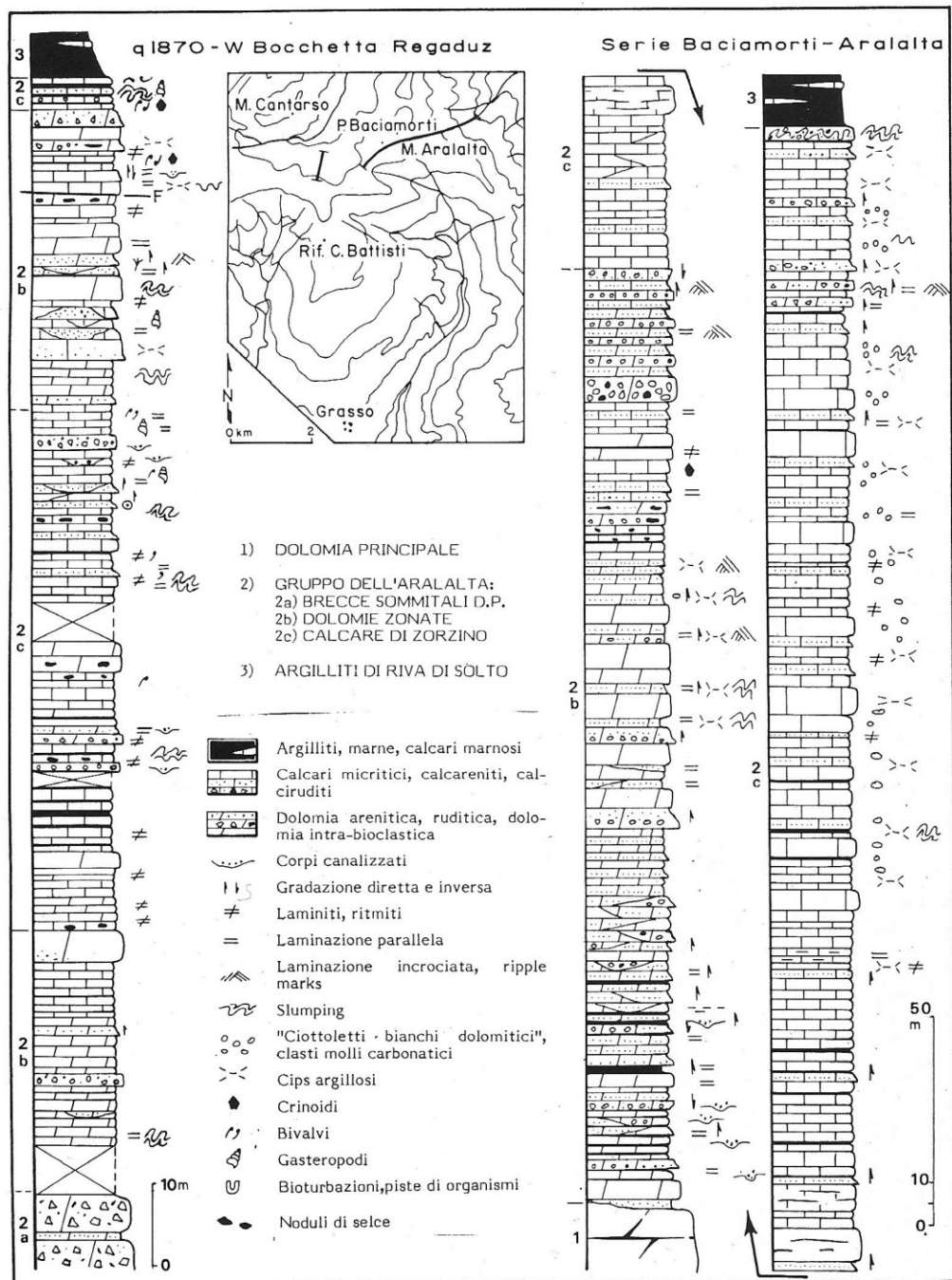


Fig. 5 - Sezioni stratigrafiche di dettaglio nell'area-tipo del Gruppo dell'Aralalta.



Fig. 6a, b – Sedimenti carbonatici clastici fini (a) e medio-grossolani (b) delle Dolomie Zonate in facies tipica. a) Alla base doloareniti con fini laminazioni parallele e rari *ripple marks*; superiormente doloareniti grossolane debolmente gradate inversamente, con base erosiva e con *cips* pelitici del substrato. b) Sequenza torbiditica prossimale con gradazione normale e base erosiva. Sezione stratigrafica del M. Aralalta/Baciamorti, porzione basale.

2) Calcare di Zorzino (Facies C, E).

Comprende la porzione prevalentemente calcarea, più fine e meglio stratificata del Gruppo dell'Aralalta. Si tratta di calcari micritici, microspartizzati, grigio scuri, neri, fetidi, in strati regolari per lo più piano paralleli di 10–60 cm di spessore (Facies E). Il passaggio verticale e laterale alle Dolomie Zonate è sempre transizionale, si realizza per interdigitazione e ciò può creare problemi d'attribuzione di certi affioramenti all'una o all'altra unità (settore M. Sodadura est – Bocchetta Regaduz) (Fig. 1a).

Le sequenze di risedimentazione fine con spessori centimetrico–decimetrici e con rare geometrie lenticolari sono caratteristiche, ma non sempre ben evidenti. Esse sono caratterizzate alla base da calcareniti fini, gradate, con base debolmente erosiva; superiormente da calcisiltiti–lutiti, localmente con laminazioni parallele e laminazioni da antidune (Sezioni Bocchetta Redaguz, Aralalta) (Fig. 5), contenenti innumerevoli piccoli *cips* pelitici isorientati. Queste particolari sequenze si associano, soprattutto alla base e alla sommità della formazione, con calcareniti torbiditiche complete anche dell'intervallo T_c (Fig. 9). In queste sono tipici i ciottolotti millimetrici calcarei e dolomitici, bianchi, dai contorni irregolari, che si ritrovano sia dispersi che addensati in livelli centimetrici.

Alle facies clastiche si intercalano, nella porzione medio–superiore della unità, strati sottili di calcari micritico–marnosi, lastroidi, neri, spesso carboniosi e con laminazioni parallele (Facies E1).

Gli *slumpings* sono molto ricorrenti, soprattutto nella parte superiore della formazione nel settore di M. Aralalta – Val Taleggio; essi interessano sia il singolo strato che pacchi metrici di strati. Le direzioni di movimento, desunte dalle vergenze dei ripiegamenti, sono in prevalenza da ONO a ESE.

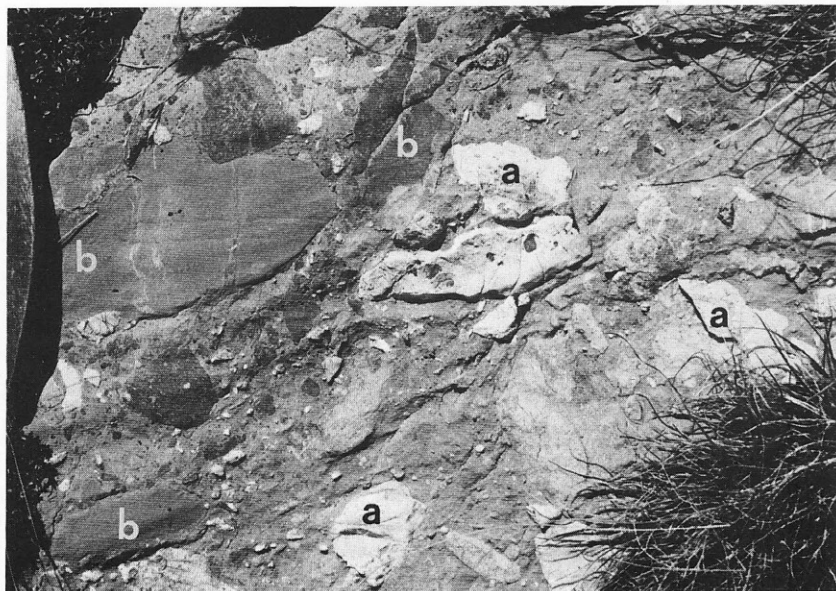


Fig. 7 — Breccie intercalate nelle Dolomie Zonate (Facies A) sommitali con clasti caoticamente assemblati, senza supporto granulare, provenienti dalla Dolomia Principale (a) e dalle Dolomie Zonate (b). M. Cantarso.

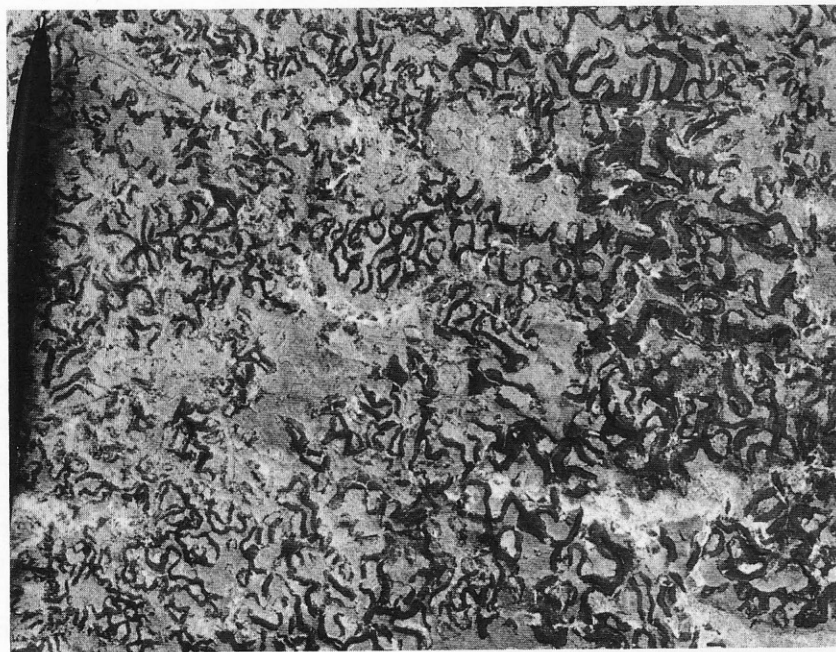


Fig. 8 — Piste di organismi alla base di una sequenza torbiditica delle Dolomie Zonate. Sezione stratigrafica del M. Aralalta/Baciamorti, porzione inferiore.

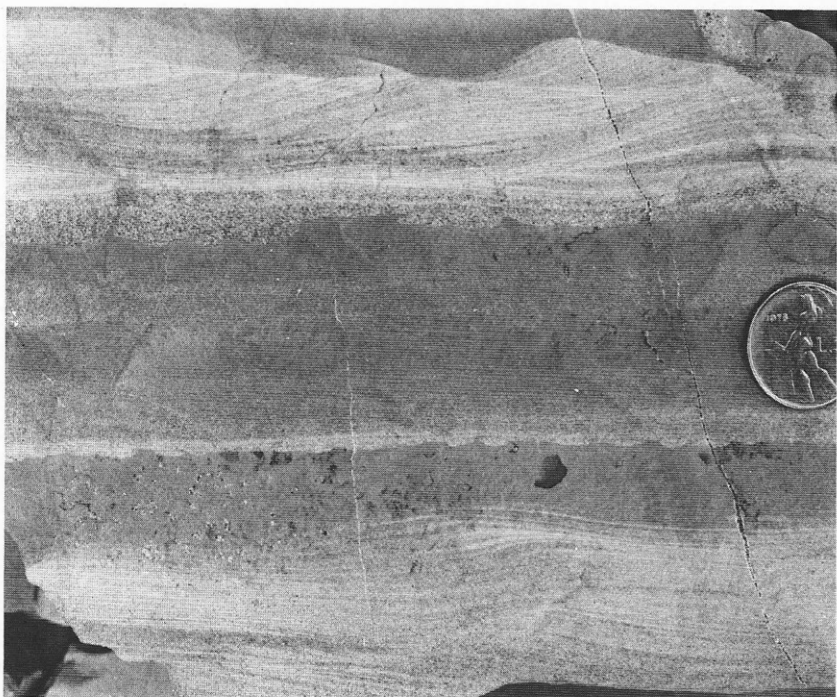


Fig. 9 — Sottili sequenze torbiditiche (Facies C) con *ripple marks* da corrente alla sommità. La direzione delle correnti indicata da queste strutture, spesso parallela allo sviluppo del pendio, può farle considerare invece come possibili conturiti. Sezione stratigrafica del M. Aralalta/Baciamorti, C. di Zorzino.

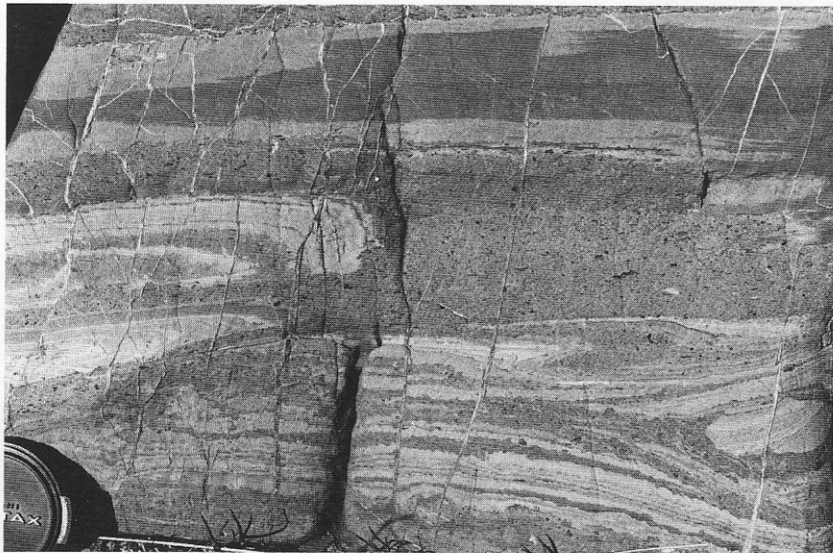


Fig. 10 — *Slumping* alla sommità del C. di Zorzino (Facies E2). Sommità della sezione stratigrafica del M. Aralalta/Baciamorti.

La parte superiore dell'unità è pure caratterizzata da un maggiore contenuto fossilifero nelle calcareniti: in prevalenza bioclasti di Bivalvi, piccoli Gasteropodi, Echinoidi, Alge *Dasycladaceae*, Crinoidi, Foraminiferi bentonici. L'orizzonte sommitale poi assume la caratteristica di marker nel settore studiato. Si tratta di calcari scuri, micritici, sottilmente interstratificati con marne e riccamente fossiliferi in Bivalvi e subordinati piccoli Gasteropodi, Echinoidi—Crinoidi (Facies E2). Le microfacies sono caratterizzate da bioclasti di Bivalvi addensati e flottati; essi sono spesso rivestiti con involucri di Alge *Cyanophyceae* e di Foraminiferi sessili. Diffusi sono i Foraminiferi bentonici: *Trochammina* sp.,

In Val Taleggio e in numerose località della Bergamasca, in corrispondenza di una associazione di facies E2—E1, sono state rinvenute centinaia di esemplari di Pesci, oltre ad alcuni Rettili (bibliografia in Tintori et al., 1985). *Glomospirella* sp., *Aulotortus* cf. *sinuosus* Weynschenk e i problematica come *Halicoryne* sp. Questo orizzonte è quasi ovunque interessato da *slumpings* (Fig. 10).

Il Calcare di Zorzino presenta inoltre localmente sui bordi della sua area deposizionale, una litofacies riccamente fossilifera (Facies E3) in organismi costruttori e microfacies, che ha permesso la distinzione di un membro (Membro di Artavaggio). Essa è ubicata alla sommità dell'unità in località Baita Scannagallo (Fig. 4, sez. 7); sostituisce totalmente la formazione sui Piani di Artavaggio, ove si interdigita (Fig. 4, sez. 6) con la porzione basale delle Argilliti di Riva di Solto. Questa litofacies appare limitata ad un ristretto settore situato a ridosso del margine piattaforma—bacino. Sui Piani di Artavaggio essa affiora infatti in corrispondenza della stazione della funivia, direttamente soprastante alle «*Brecce sommitali della Dolomia Principale*» (Facies A1); presenta estensione di qualche migliaio di mq e spessore variabile da 0 a 12 m. Le macro e microfacies (1) sono caratterizzate da packstones—rudstones bioclastici, sempre grigio—scuro, fetidi, localmente bindstones—bafflestones, contenenti in associazione ad organismi incrostanti (*Porostromata*, *Spongiostromata*, *Problematica* e Serpulidi), grossi oncoidi, Bivalvi e accumuli di Alge *Dasycladaceae* (*Macroporella* cf. *retica* Zanin Buri). Circa 1 km più ad oriente si trova un altro affioramento, la cui potenza varia da 7 a 3 m, mentre l'estensione laterale non supera un centinaio di metri. Esso è caratterizzato da colonie di organismi costruttori (bafflestones a *Porostromata* e *Problematica* — (?) Alge Filloidi) (Fig. 11 a, b), associati a organismi incrostanti, come Alge *Cyanophyceae*, Serpulidi e rari Coralli. Nell'ambito di questa facies sono presenti grosse cavità pluridecimetriche con riempimenti geopetali sia di sedimenti interni che di cementi calcitici in spesse croste festonate (Fig. 11b). La sommità della facies E3 è localmente erosa e ricoperta da un orizzonte di paraconglomerati con clasti sia calcarei

intraformazionali che dolomitici della Dolomia Principale – Dolomie Zonate.

La potenza del Calcarea di Zorzino è variabile: da zero metri nei settori più occidentali ad un massimo di 300 metri in corrispondenza della successione del M. Aralalta–Baciamorti.

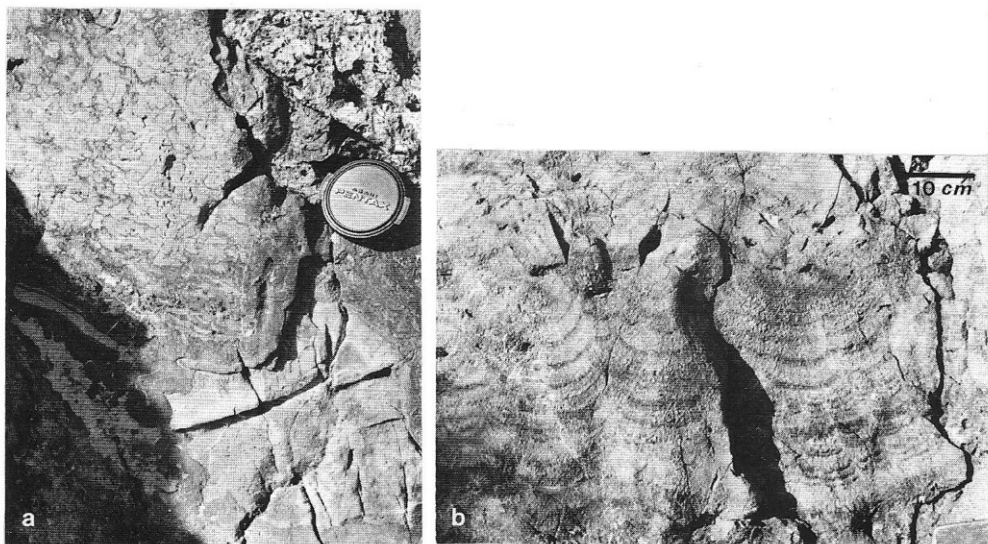


Fig. 11a, b – Particolare del Calcarea di Zorzino, Membro di Artavaggio (Facies E3) presso Baita Scannagallo. a) *Patch reef* con organismi costruttori (*Porostromata*, Alghe Filloidi?, in corso di studio) parzialmente silicizzati. b) Grande cavità di sviluppo metrico cementata da calcite in croste festonate di probabile origine meteorico–vadosa.

Argilliti di Riva di Solto.

Questa unità, formalizzata da Gnaccolini (1965), occupa la parte inferiore della potente successione marnoso–argilloso–calcareo di età Norico superiore–Retico diffusa su gran parte del Bacino Lombardo. Nei settori più occidentali dell'area indagata essa poggia con limite netto sulla Dolomia Principale o sulle Dolomie Zonate; nelle aree più orientali e meridionali sul Calcarea di Zorzino.

In Bergamasca centro–occidentale sono distinguibili due litozone: quella inferiore, è costituita da argilliti e da marne argillose nere, con subordinate intercalazioni di noduli, singoli strati lenticolari, sequenze metriche di calcari micritici spesso con laminazioni parallele e frequenti *slumpings* (Fig. 12). Nei primi 50–70 m dell'unità si notano lenti di spessore decimetrico di bio–litocalcareni, paraconglomerati con clasti generalmente intraformazionali. Un orizzonte lenticolare della potenza di 6–10 m è presente alla base dell'unità in corrispondenza di Baita Scannagallo (Fig. 4, sez. 7) ed è caratterizzato da intercalazioni paraconglomeratiche e da olistoliti calcarei di dimensioni metriche. I

blocchi contengono ricche microfacies differenziate con Alge *Dasycladaceae* (*Macroporella* cf. *retica* Zanin Buri), *Porostromata*, organismi incrostanti, Bivalvi, piccoli Gasteropodi, Foraminiferi bentonici, Serpulidi, Crinoidi e strutture peritidali (stromatoliti e *fenestrae*). Queste microfacies, simili a quelle del Membro di Artavaggio, fanno supporre una provenienza per smantellamento locale dello stesso.

La potenza della litozona inferiore delle Argilliti di Riva di Solto è di difficile misurazione a causa dei ripiegamenti alpini: è valutata in 20–50 m nei settori più occidentali; supera i 180 m in quelli orientali e meridionali.

La litozona superiore delle Argilliti di Riva di Solto si distingue dalla sottostante per un graduale incremento dei carbonati; essi costituiscono orizzonti metrici calcareo–micritici, ben stratificati, intercalati nella prevalente litofacies marnosa. Diffusi nelle marne e nei calcari sono gli accumuli fossiliferi (in prevalenza piccoli Bivalvi), in buona parte interpretabili come legati alle tempeste. La



Fig. 12 – Piccolo *slumping* in facies calcareo–micritiche con laminazioni parallele nelle Argilliti di Riva di Solto, litozona inferiore (Facies di pendio inferiore). Strada provinciale della Val Taleggio presso Sottochiesa.

potenza di questa litozona si mantiene abbastanza costante in tutta la Bergamasca con spessori variabili tra 100 e 180 m.

Il limite stratigrafico con la soprastante formazione del Calcare di Zu è sempre transizionale e spesso di difficile ubicazione a causa della analogia di litofacies tra la litozona superiore delle Argilliti e quella inferiore del Calcare di Zu.

Discussione dei dati

Caratteri stratigrafici.

Nonostante manchi ancora un accordo generale per la definizione del Norico superiore e del Retico e nonostante i reperti paleontologici rinvenuti non siano abbondanti ritengo che le correlazioni stratigrafiche eseguite siano sufficientemente valide (Fig. 4). Infatti i numerosi affioramenti, il rilevamento di sezioni stratigrafiche ravvicinate, la possibilità di seguire per chilometri le facies nelle loro variazioni laterali e l'interpretazione sedimentologica delle litofacies permettono ugualmente di documentare una manifesta eteropia fra le unità del Gruppo dell'Aralalta.

Per la transizione laterale, già supposta da De Wit (1941), tra Dolomia Principale e Gruppo dell'Aralalta esistono le seguenti evidenze dirette e indirette. a) La posizione stratigrafica delle Argilliti di Riva di Solto: in settori adiacenti esse sovrastano ora l'una o l'altra unità (Fig. 4). b) Le facies e microfacies dei sedimenti carbonatici dell'Aralalta documentano l'eteropia con la piattaforma. Infatti anche volendo considerare queste facies come risedimenti provenienti dallo smantellamento, lungo scarpate attive tettonicamente, di porzioni già diagenizzate della piattaforma, una crescita contemporanea della stessa è provata dalle biofacies presenti nel Gruppo dell'Aralalta. In particolare dalla presenza di Vertebrati durofagi, che si ritiene si nutrissero di Coralli e di altri Invertebrati bentonici dotati di guscio (Tintori, 1981, 1983; Pinna, 1979) e dal ritrovamento di questi ultimi nei medesimi livelli. c) Le intercalazioni di litofacies dolomitiche di piattaforma alla base (Val Taleggio) (Fig. 4, sez. 8) e alla sommità del Gruppo dell'Aralalta (episodio di progradazione di C.ma Piazzo) (Fig. 4, sez. 2) sono chiare evidenze dirette di eteropia tra le due unità. Per quanto riguarda invece una parziale eteropia tra Dolomia Principale e Argilliti di Riva di Solto, non solo non si ha una documentazione biostratigrafica, ma mancano anche le evidenze dirette sul terreno. Tuttavia le variazioni di spessore nella litozona inferiore delle Argilliti di Riva di Solto, con valori minimi in corrispondenza degli alti carbonatici, il Membro di Artavaggio interdigitato nelle Argilliti, gli *slumpings*, gli olistoliti e altri sedimenti carbonatici di pendio sono elementi a favore dell'eteropia. Questi dati documenterebbero altresì l'eterocronia nella trasgressione delle Argilliti di Riva di Solto, con graduale ricoprimento

(*onlap*) delle strutture di alto carbonatico (Fig. 14) formate dalla Dolomia Principale.

Considerazioni paleogeografiche sul Gruppo dell'Aralalta.

Le litofacies di questa unità non sono mai state oggetto di analisi dettagliate; gli AA. hanno sempre attribuito loro una tematica deposizionale uniforme, collegata ad ambienti lagunari intrapiattaforma. I caratteri litologici e sedimentologici generalmente analizzati ed interpretati si limitavano alle facies micritiche, spesso predominanti sulle altre, scarsamente fossilifere e alle laminiti-ritmiti.

I dati che permettono di riconsiderare in Bergamasca occidentale questo

LITOSTRATIGRAFIA	FACIES	PROCESSI DEPOSIZIONALI—STRUTTURE	AMBIENTI
1) Dolomie Zonate: a) «Brecce sommitali della Dolomia Principale»	A	Brecce tettoniche, trasporto in massa (<i>debris flow</i>), (?) flussi turbolenti viscosi.	Margine piattaforma tettonicamente attivo, scarpata.
	A ₁	Organismi costruttori, brecce tettoniche con consolidamento anche con organismi incrostanti.	Margine della piattaforma con <i>patch reefs</i> .
b) Dolomie Zonate (litofacies tipica)	B	Trasporto in massa, torbiditi prossimali, (?) <i>grain flow</i> .	Pendio sup.
	C	Torbiditi, <i>grain flow</i> , <i>slumpings</i> .	Pendio, piccole conoidi.
	D	Microtorbiditi, emipelagiti.	Pendio.
2) Calcare di Zorzino	C	Torbiditi, (?) conturiti, tempestiti, <i>slumpings</i> .	Pendio, piccole conoidi.
	E	Decantazione fanghi micritici, torbiditi distali, (?) conturiti.	Base pendio, piana bacinale.
	E ₁	Decantazione fanghi micritici—argille (fase stagnazione dei fondali).	Pendio inf., piana bacinale.
	E ₂	<i>Slumpings</i> , torbiditi bioclastiche, decantazione micriti.	Pendio, laguna subtidale al margine bacino
	E ₃	Organismi costruttori (<i>Porostromata</i>) e incrostanti (<i>Cyanophyceae</i> , Serpulidi, <i>Problematica</i>).	<i>Patch reefs</i> in lagune subtidali ai margini del bacino.

Tab. 1 — Caratteri sedimentologico-paleoambientali riassuntivi del Gruppo dell'Aralalta.

sistema deposizionale piattaforma–laguna derivano: a) dallo studio stratigrafico di dettaglio; b) dall'analisi sedimentologica di facies.

a) Nel primo punto rientrano la variazione laterale di facies con passaggi tessiturali graduali per indentazione e la presenza delle breccie–megabreccie che chiudono lateralmente l'intera successione dell'Aralalta (Fig. 4, 13).

b) Determinanti ai fini della ricostruzione ambientale e di grande interesse sedimentologico si sono rivelati i risultati emersi dall'analisi delle geometrie e delle strutture dei corpi sedimentari. Questi nuovi dati verranno discussi riesaminando singolarmente le unità del Gruppo dell'Aralalta inserite nel modello deposizionale margine piattaforma–scarpata–pendio–bacino (Fig. 13).

1) Dolomie Zonate.

a) «Breccie sommitali della Dolomia Principale» (Facies A). Presentano

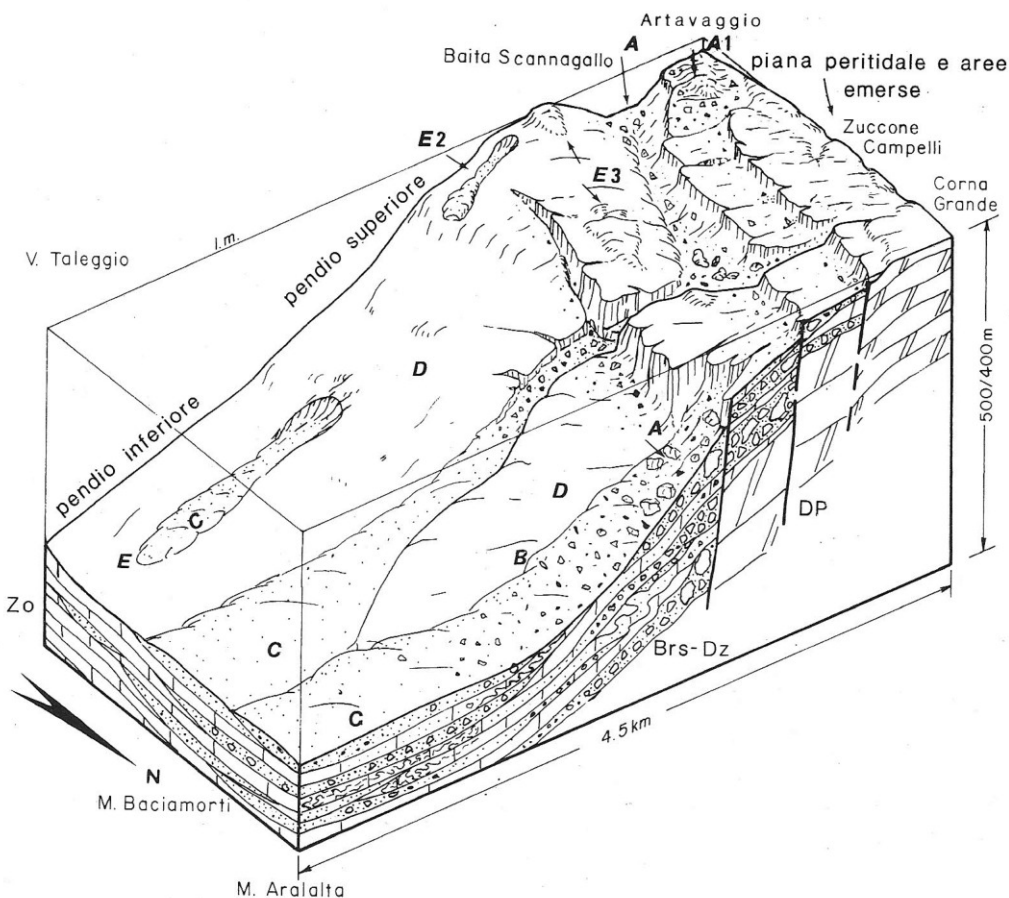


Fig. 13 – Modello deposizionale del Gruppo dell'Aralalta in Bergamasca nord-occidentale. Le lettere A–E caratterizzano le principali facies sedimentarie.

geometrie lenticolari che tendono a chiudersi rapidamente verso occidente contro la piattaforma dello Zuccone Campelli (Fig. 4, sez. 1, 2, 6); in direzione orientale si sfrangiano rapidamente e si interdigitano con le Dolomie Zonate (Fig. 4, sez. 3, 4). La loro estensione laterale non supera, in senso E-O, i 1000–2000 m; lungo l'allineamento NNE-SSO vi è continuità per almeno 4 km. Queste caratteristiche delimitano un'area di accumulo molto ristretta, sviluppata in senso NNE-SSO, conformemente al pendio superiore di raccordo tra la piattaforma e la depressione intrapiattaforma (Fig. 13).

L'associazione di fratture e filoni sedimentari, di breccie-megabreccie con blocchi di piattaforma ben litificati, contenenti brecciole e fratture precedenti la rideposizione, documentano la presenza di un pendio con scarpata tettonica attiva. Anche le microfacies dei clasti, in prevalenza subtidali o peritidali, raramente di scogliera, confermano lo sviluppo di un margine interno di piattaforma, tettonicamente attivo. L'assenza di strutture sedimentologiche (tipica della Facies A), la rara gradazione inversa a grande scala, la caoticità dell'insieme denotano una messa in posto rapida per trasporto in massa da flusso gravitativo (*debris flow* in Cook et al., 1972; Middleton & Hampton, 1973; *mass flow* in Hubert et al., 1977; Cook & Mullins, 1983). I singoli episodi sedimentari (*debris sheets* in Cook & Taylor, 1977) appaiono ora per lo più amalgamati e indistinguibili. La presenza tra i clasti di Dolomie Zonate litificate e semilitificate (*flaser breccia* in Schlager & Schlager, 1973) si potrebbe interpretare o come rimaneggiamento dei sedimenti più fini del pendio, interposti tra episodi di trasporto in massa, oppure come una migrazione-estensione della scarpata su parti di pendio stabile. La chiusura rapida dei corpi di breccie e megabreccie in direzione del pendio inferiore (Fig. 4, 13) potrebbe essere influenzata dalla morfologia del pendio superiore poco acclive, con andamento a gradoni in corrispondenza della scarpata principale e poi dolcemente degradante verso la base. In questo modello i sedimenti più grossolani, in analogia a quanto descritto per i paleoambienti da Cook & Taylor (1977), Mc Ilreath (1977), Castellarin (1982) e in depositi recenti da Crevello & Schlager (1980), sarebbero rimasti quasi in situ, addossati alla scarpata.

Le sequenze a sole breccie prive di strutture, spesso monogeniche, con filoni sedimentari, scarsa matrice e *strata bound*, presenti alla sommità della piattaforma in prossimità del margine (settori sud occidentali dei Piani di Artavaggio) (Fig. 1a), sono diffuse anche in altre località della Bergamasca (Jadoul & De Bonis, 1981). Esse si possono interpretare come breccie tettoniche (Blount & Moore, 1969) legate a fenomeni tensionali differenti (Roehl, 1981) e a larghe flessure in migrazione laterale, senza la presenza di faglie o di scarpate di faglie (*internal breccias* in Füchtbauer & Richter, 1983).

b) *Dolomie Zonate in facies tipica*. Le facies (B, C, D) di questa unità occupano un'apozizione stratigrafica e geometrica di raccordo sia verticale che

laterale tra le «Brecce sommitali della Dolomia Principale» e il Calcare di Zorzino. La vicinanza alla scarpata della piattaforma dei settori in cui prevalgono le Dolomie Zonate (Fig. 1b, 4) viene evidenziata dai caratteri tessiturali e dalle strutture sedimentarie: abbondanza di intercalazioni ruditiche (Facies B), areniti dolomitiche organizzate in sottili sequenze torbiditiche (Facies C) prossimali. La messa in posto delle ruditi più grossolane, e prive di strutture sarebbe legata a *debris flows*. Questa associazione di facies B e C caratterizza la parte superiore del pendio.

Le ritmiti millimetrico-centimetriche, con fini gradazioni dirette (Facies D), associate con le facies più grossolane B-C, potrebbero essere interpretate come risedimenti fini ed emipelagiti di pendio (Cook & Taylor, 1977), legati a stasi dell'attività tettonica lungo la scarpata. Ciò sarebbe confermato dalla scarsità di grossi *slumpings* entro questa facies.

Sequenze clastiche più tipiche del pendio inferiore sono presenti nelle Dolomie Zonate affioranti immediatamente più a oriente (zona della Bocchetta Regaduz-M. Aralalta) (Fig. 5). Qui i corpi brecciformi sono assenti, o organizzati in sequenze torbiditiche con base erosiva e gradate direttamente (Fig. 6b); si ha una maggiore frequenza di areniti dolomitiche torbiditiche (Facies C).

La mancanza di evidenti sequenze positive-negative di strati e di sviluppate canalizzazioni conferma indirettamente lo sviluppo di una scarpata lineare con apparati di alimentazione-distribuzione poco confinati, collegati a più nicchie di distacco lungo la scarpata (Castellarin, 1982). Gli stessi *debris flows*, tipici del pendio superiore, potevano alimentare la sedimentazione più torbiditica del pendio inferiore (Hampton, 1972; Carter, 1975; Crevello & Schlager, 1980). Canyons con piccole conoidi alimentate direttamente da canali tidali, barre marginali della piattaforma interna e dalle tempeste potevano essere presenti. Tuttavia essi dovevano essere poco sviluppati a causa del ringiovanimento tettonico del margine che andava arretrando lungo scarpate lineari, fornendo quindi un'alimentazione arealmente estesa (Fig. 14).

L'assenza in tutte le facies di una fauna bentonica autoctona e di bioturbazioni indica un ambiente interno, anossico in profondità (Byers, 1977) delimitato da pendii non sempre favorevoli alla vita bentonica per la ricorrente sequenza di torbiditi ed altri eventi catastrofici (frammenti, *slumpings*). La scarsità di bioclasti di organismi costruttori in questa unità proverebbe la mancanza sul bordo del bacino di estese bioerme, confermando la modellistica di un margine interno alla piattaforma sul tipo Great Bahama Bank (Purdy, 1963) e in rapida evoluzione strutturale (smantellamento-arretramento) (Fig. 14).

2) Calcare di Zorzino.

Gli elementi che meglio caratterizzano questa unità rispetto alle Dolomie Zonate in facies tipica sono essenzialmente: la litofacies prevalentemente calca-

rea, mediamente fine (Facies E), la stratificazione più regolare, le strutture sedimentarie meno differenziate. I caratteri tessiturali fini e la frequenza di torbiditi distali indicano un ambiente deposizionale esterno alla scarpata, di pendio inferiore e di piana. Alcune di queste sequenze caratterizzate da *ripples marks* alla sommità (Fig. 9) e da base debolmente canalizzata orientata parallelamente allo sviluppo della scarpata—pendio, potrebbero interpretarsi come conturiti (sensu Cook & Taylor, 1977). La diffusione in tutta l'unità di *slumpings* con vèrgenza costante e conforme alle altre strutture sedimentarie conferma l'esistenza di un pendio inclinato di pochi gradi (Lewis, 1971) nella parte più esterna del sistema deposizionale studiato. La presenza di un margine poco tettonizzato dall'orogenesi alpina e il passaggio alle facies bacinali conservato lateralmente permettono di fare alcune considerazioni batimetriche sull'ambiente deposizionale del Calcare di Zorzino in questa zona. Lo Zuccone Campelli, margine della piattaforma peritidale, dista dalle facies di pendio inferiore del M. Baciarmorti 4,5 km, 3,7 dei quali rappresentano lo sviluppo accertato del sistema scarpata—pendio. Se ipotizziamo per l'inclinazione media del pendio un valore di 4° , valore minimo assunto anche da Evans & Kendall (1977) per i calcoli batimetrici di un sistema deposizionale similare, la profondità massima raggiunta dalla depressione antistante la scarpata di Artavaggio doveva essere di almeno 260 m.

La facies con calcari neri lastroidi e marne (Facies E1) rappresenta gli episodi di maggiore stagnazione dei fondali per stratificazione delle acque legata alle caratteristiche di bacino interno con riduzione della concentrazione dell'ossigeno già a pochi metri di profondità, in analogia con quanto attualmente accade nei bacini euxinici del Mar Nero, Baltico, fiordi (Byers, 1977). La quantità di sostanza organica (Tintori et al., 1985) fa supporre, almeno per la vita vegetale, lo sviluppo di organismi al bordo del bacino. Più favorevole alla vita appare l'ambiente dello Zorzino sommitale (Facies E2 — E3); qui si ha il maggiore adensamento di bioclasti (Fig. 5), tra cui i Crinoidi come indicatori di salinità normale, e la maggiore diversificazione della fauna marina. Questo potrebbe indicare una apertura del bacino collegabile con la trasgressione delle Argilliti di Riva di Solto (Jadoul & Rossi, 1982), con colonizzazione dei margini (Facies A1) e delle parti meno profonde del bacino (*patch reefs*, *algal mounds* subtidali del Membro di Artavaggio) (Facies E3, Fig. 13). La selce e gli agglomerati di quarzo, in mancanza di evidenze di vulcanismo o di organismi silicei, potrebbero essere collegati alle peliti d'interstrato, anch'esse conseguenti alla apertura del bacino.

Per quanto riguarda la dolomitizzazione del Gruppo dell'Aralalta si può osservare una sua stretta relazione con la distribuzione e l'abbondanza dei carbonati di piattaforma e una selettività operata dalle litofacies. Quelle prossime alla Dolomia Principale, grossolane e inizialmente più permeabili, sono dolomitizzate (Dolomie Zonate); quelle distali e le micriti sono ricristallizzate,

ma raramente dolomitizzate. Anche nelle zone di transizione e indentazione Dolomie Zonate – Zorzino, la dolomitizzazione sembra interessare preferenzialmente i carbonati clastici più grossolani. E' probabile tuttavia che una parte dei clasti fosse già dolomitica al momento della deposizione (doloareniti), in quanto proveniente da facies dolomitiche. La associazione di clasti calcarei e dolomitici di piattaforma nelle breccie alla sommità del C. di Zorzino di Baita Scannagallo documenta infatti che la dolomitizzazione della Dolomia Principale è relativamente precoce. In questa ottica anche i «ciottoletti bianchi», diffusi nel C. di Zorzino, potrebbero essere interpretati come risedimenti in parte dolomitici, e questo in alternativa all'ipotesi di una genesi diagenetica.

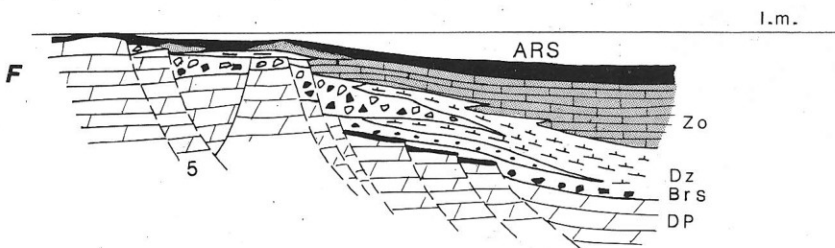
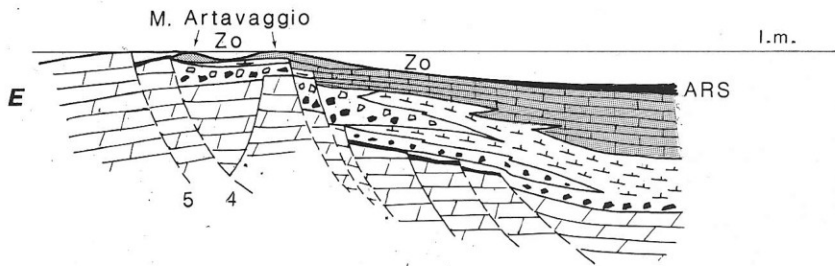
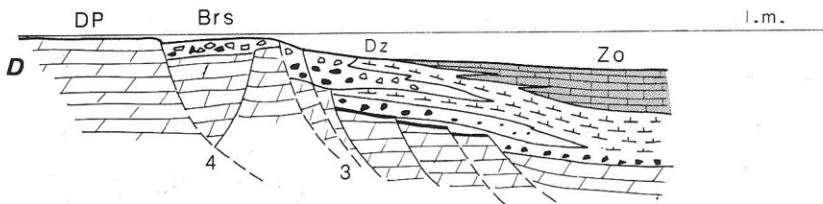
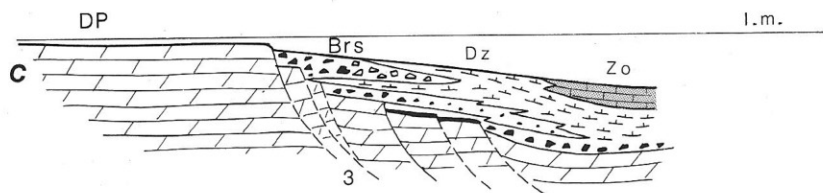
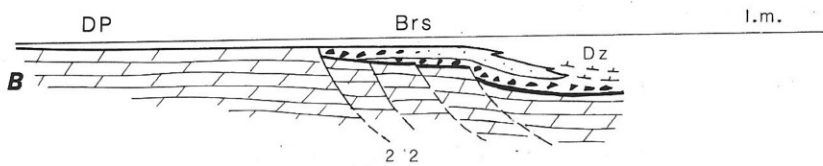
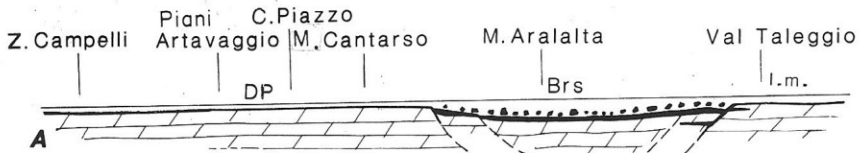
Evoluzione paleogeografico-strutturale

L'analisi stratigrafica e di facies eseguita sulla parte superiore della Dolomia Principale e sul Gruppo dell'Aralalta dei Piani di Artavaggio – Val Taleggio settentrionale ha documentato l'evoluzione di un margine strutturale piattaforma carbonatica – bacino intrapiattaforma attivo lungo scarpate di faglia. Le fasi principali dell'evoluzione di questo sistema deposizionale si possono così sintetizzare (Fig. 14):

A) Fase iniziale legata a una diversificazione degli ambienti della Dolomia Principale (piane tidali e depressioni lagunari), dovuta a variazioni nella velocità di subsidenza della piattaforma carbonatica. Si imposta una prima flessura associata a fratture-faglie NE–SO, N–S (Fig. 14A, 1–1), con formazione di breccie tettoniche e redistribuzione delle stesse (*debris flows* e torbiditi grossolane) nel solco in via di individuazione (Facies A). I fondali sono poco ossigenati con scarsa bioturbazione e rare piste di organismi bentonici.

B) A partire dalla prima flessura si formano via via sempre più internamente alla piattaforma, delle scarpate di faglia (Fig. 14B, 2–2); il solco iniziale orientato NE–SO è ormai ben individuato ed in graduale approfondimento, la sedimentazione è rappresentata esclusivamente dalle Dolomie Zonate. Sul finire della fase B l'arretramento del margine rallenta, mentre aumenta la subsidenza del bacino, che diventa totalmente asfittico. Si individuano sulla scarpata–pendio numerose lenti di breccie, («Breccie sommitali della Dolomia Principale», I orizzonte, Facies A), legate a *debris flow* e sequenze arenitiche (Facies B–C) torbiditiche.

C) Stazionamento del margine presso il settore del M. Cantarso–Cima Piazza. La forte gradonatura in corrispondenza di questa scarpata determina il II grosso corpo di breccie contenente anche megabreccie (Fig. 2, 14 C). Il solco intrapiattaforma è sempre fortemente subsidente con attiva risedimentazione carbonatica, tendente a compensare la subsidenza. Addossata alla scarpata (Fig. 13) si ferma quasi subito la porzione più grossolana dei franamenti (Facies A) trasportata da *debris flows*. Anche la parte più fine si può fermare sul pen-



dio superiore (ritmiti, Facies D), oppure può essere convogliata verso la base del pendio sotto forma di nubi torbiditiche disperse e poco canalizzate. Il rapido passaggio dalle facies grossolane a quelle fini (1–2 km) e le particolari sequenze torbiditiche fini (sequenze Ta–Tb di Bouma) possono testimoniare una dispersione rapida dell'energia accumulata durante la discesa da un pendio non molto esteso (3–4 km) e con dislivelli di poche centinaia di metri.

Sul margine opposto sud–orientale della depressione (Val Taleggio inferiore) una zona di flessura può sostituire la scarpata tettonica (riduzione delle breccie, indentazioni tra la piattaforma carbonatica e le Dolomie Zonate). Le diverse caratteristiche dei due margini permettono di individuare un'asimmetria nello sviluppo trasversale E–O del bacino dell'Aralalta–Val Taleggio, la cui larghezza non è superiore a 12–15 km (Fig. 4) (Jadoul & De Bonis, 1981).

D) In questa fase le facies calcaree del C. di Zorzino si espandono su gran parte del bacino; continuano ad essere dolomitizzate solo le breccie più interne della scarpata. E' possibile che ciò sia dovuto ad un'ulteriore espansione del bacino, conseguente ad un arretramento della scarpata (Fig. 14D, 4) a livello dei Piani di Artavaggio e con la riduzione areale della piattaforma carbonatica.

E) Si accentua la trasgressione marina per la coincidenza della fase di rifting e di oscillazione eustatica (apertura dei bacini norico–retici nord alpini e germanici) (Laubscher & Bernoulli, 1977; Varga, 1978; Ziegler, 1982). Questa trasgressione interessa buona parte degli alti carbonatici (Piani di Artavaggio) e su di essi si impostano ambienti subtidali poco profondi particolarmente favorevoli per gli organismi bentonici, localmente costruttori (Membro di Artavaggio–Facies E3, E2) (Fig. 14E). Nel bacino dai fondali profondi qualche centinaio di metri e asfittici, continua la sedimentazione in parte ancora torbiditica e poco differenziata del C. di Zorzino (Facies E–E1). La vita negli strati superiori della colonna d'acqua doveva essere ricca a giudicare dai frequenti e diversificati ritrovamenti di Pesci e Rettili nel livello sommitale del C. di Zorzino.

F) Durante quest'ultima fase, in seguito alla trasgressione delle Argilliti di Riva di Solto, si ha un progressivo, rapido incremento nel bacino di peliti di probabile provenienza dai domini centro–settentrionali europei, emersi durante il Carnico–Norico (Varga, 1978; Ziegler, 1982). Esse ricoprono gradualmente gli ultimi alti carbonatici e ne inibiscono la crescita (C.ma Campelli e aree più occidentali del Lecchese) (Fig. 14 F).

Il bacino dell'Aralalta–Val Taleggio conserva la propria fisionomia anche durante la sedimentazione delle Argilliti di Riva di Solto. Ciò risulta dal rilevamento degli spessori di detta unità, che sono massimi proprio in corrispondenza di questa struttura.

Fig. 14 – Profili schematici illustranti l'evoluzione stratigrafico–strutturale del margine norico piattaforma–bacino intrapiattaforma dei Piani di Artavaggio–Val Taleggio. Per le spiegazioni vedasi il testo; le sigle formazionali sono le stesse della Fig. 4.

Il margine dei Piani di Artavaggio non costituisce un elemento isolato nella paleogeografia tardo norica lombarda. Esso si inserisce in un quadro stratigrafico-paleogeografico, che ha ormai raggiunto un buono stadio di conoscenze, ma è ancora privo di un'approfondita interpretazione geodinamica. In tale prospettiva il presente studio, integrato con altri dati raccolti nel Bresciano e nella Bergamasca, ha permesso di evidenziare nel Bacino Lombardo un'importante fase tettonica (Fase Norica). Essa si estende dal Luganese-Comasco (Wiedenmayer, 1963; Kalin & Trumpy, 1977; Gianotti, 1985; Gianotti & Tannoia, *com. pers.*) al Bresciano (Assereto & Casati, 1965; Cassinis, 1971).

La tettonica distensiva è tuttavia meglio espressa e strettamente collegata alla paleogeografia norica in corrispondenza del settore centrale bergamasco. Qui si individuano numerosi alti strutturali carbonatici e depressioni tettoniche colmate da carbonati e peliti con spessori sino a 2000 m (Assereto & Casati, 1965; Casati & Gaetani, 1979; Jadoul & Rossi, 1982). L'orientamento delle strutture è N-S, NE-SO, discordante da quelle ladinico-carniche (Brusca et al., 1982), e concorda con i lineamenti paleogeografici-strutturali liassici. Queste caratteristiche fanno ritenere il tettonismo norico lombardo, a conferma degli schemi di geodinamica tetide (Laubscher, 1975; Biju-Duval et al., 1977; Ziegler, 1982), un rifting, cui fa seguito una fase di stasi tettonica di età retico-liassica basale. Esso va quindi interpretato come la fase tensionale di assottigliamento crostale dell'apertura liassica della Tetide (Hallam, 1978) in Alpi Meridionali. In corrispondenza di questa fase viene ad individuarsi il ciclo sedimentario minore tardo triassico che costituisce l'inizio del ciclo orogenico alpino.

La modellistica proposta per il margine di piattaforma-bacino confinato dei Piani di Artavaggio trova ancora pochi riscontri in studi su analoghe e coeve situazioni geodinamiche (Schlager, 1969; Evans & Kendall, 1977; Füchtbauer & Richter, 1983). Tra gli esempi che meglio si possono comparare quanto a processi sedimentari e modellistica paleogeografica, molti provengono infatti dalle sequenze carbonatiche paleozoiche delle Montagne Rocciose, degli Appalachi del Nord America (Reinhardt, 1977; Hubert et al., 1977; Cook & Egberg, 1981) e della Groenlandia (Surlyk & Hurst, 1984).

Ringraziamenti.

L'autore ringrazia i Prof.ri C. Rossi Ronchetti, M. Gaetani, M. Gnaccolini e il Dott. A. Tintori per la revisione critica del manoscritto; la Dott.ssa E. Fois per la collaborazione nello studio delle microfacies.

I disegni sono di S. Antico, le foto di G. Chioldi.

BIBLIOGRAFIA

- Assereto R. & Casati P. (1965) - Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 71, n. 4, pp. 999-1097, 30 fig., Milano.
- Biju-Duval B., Dercourt J. & Le Pichon X. (1977) - From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *Int. Symp. Struct. His. Medit. Basins*, Split, pp. 143-164, Technip, Paris.
- Byers C.W. (1977) - Biofacies patterns in Euxinic Basins: A General Model. In Cook H.E. & Enos P. (a cura di) - Deep water carbonate environments. *SEPM Sp. Publ.*, n. 25, pp. 5-17, Tulsa.
- Blount D.N. & Moore C.H. Jr. (1969) - Depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 80, pp. 429-442, Denver.
- Bouma A.H. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits. V. di 168 pp., Elsevier, Amsterdam.
- Brusca C., Gaetani M., Jadoul F. & Viel G. (1982) - Paleogeografia e metallogenese del Triassico sudalpino. In Omenetto P. (a cura di) - Correlazioni tra paleogeografia e mineralizzazioni. Conv. S.G.I., Padova. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 22, pp. 68-82, 5 fig., Roma.
- Carter R.M. (1975) - A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain flow, slurry flow and fluxoturbidites. *Earth Science Rev.*, v. 11, pp. 145-177, Amsterdam.
- Casati P. (1964) - Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). VI. Osservazioni stratigrafiche sull'infraretico delle Prealpi Bergamasche. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 70, n. 3, pp. 447-465, 6 fig., Milano.
- Casati P. (1968) - Rapporti tra basamento cristallino e le formazioni del Permiano presso Introbio in Valsassina (Lombardia). *Ist. Lombardo (Rend. Sc.)*, s. A, v. 101, pp. 866-872, Milano.
- Casati P. & Gaetani M. (1979) - The Triassic in Lombardy. In Riccardo Assereto and Giulio Pisa Fields Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. *Field Guide Book*, pp. 7-13, Bergamo.
- Cassinis G. (1971) - Lineamenti paleogeografici del Retico bresciano. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 22, pp. 91-109, Pavia.
- Castellarin A. (1982) - Tettonica sinsedimentaria ed associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino). In Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, pp. 23-40, Bologna.
- Cook H.E. & Egbert R.M. (1981) - Carbonate submarine fans along a Paleozoic prograding continental margin, Western United States (abs). *AAPG Bull.*, v. 65, p. 913, Tulsa.
- Cook H.E., Hine A.C. & Mullins H.T. (1983) - Platform margin and deep water carbonates. *SEPM short course* n. 12, 573 pp., Tulsa.
- Cook H.E., Mc Daniel P.N., Mountjoy E.W. & Pray L.C. (1972) - Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins Alberta. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, v. 20, pp. 375-411, Calgary.
- Cook H.E. & Mullins H.T. (1983) - Basin margin environment. In Sholle P.A., Bedout D.G. & Moore C.H. (Eds.) - Carbonate Depositional Environments. *AAPG Mem.* 33, pp. 540-617, Tulsa.
- Cook H.E. & Taylor M.E. (1975) - Early Paleozoic continental margin sedimentation trilobite biofacies, and the termocline, Western United States. *Geology*, v. 3, pp. 559-562, Boulder.

- Cook H.E. & Taylor M.E. (1977) - Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. In Cook H.E. & Enos P. (Eds.) - Deep water carbonate environments. *SEPM Sp. Publ.*, n. 25, pp. 51–81, Tulsa.
- Cossey S.P.J. & Ehrlich R. (1979) - A conglomeratic carbonate flow deposit, northern Tunisia; a link in the genesis of pebbly mudstones. *Journ. Sed. Petr.*, v. 49, pp. 11–22, Tulsa.
- Crevello P.D. & Schlager W. (1980) - Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journ. Sed. Petr.*, v. 50, pp. 1121–1147, Tulsa.
- Desio A. (1934) - Sull'esistenza di falde tettoniche in Val Taleggio (Prealpi Lombarde). *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, v. 73, pp. 309–321, Milano.
- Desio A. & Venzo S. (1954) - Carta geologica d'Italia. Foglio 33: Bergamo, scala 1:100.000. *Serv. Geol. Italia*, Roma.
- De Wit R. (1941) - De geologie van het oostelijke Valsassina en van het Val Taleggio. *Ed. Assen Bij. Van Gorcum & Comp. (G.A. Hak & H.J. Prakke)*, 81 pp., 9 fig., Leiden.
- De Zanche V. & Farabegoli E. (1983) - Anisian Stratigraphy in the northern Grigna area (Lake Como, Italy). *Mem. Sc. Geol.*, v. 36, pp. 283–291, 2 fig., Padova.
- Embry A.F. & Klovan J.E. (1971) - A late Devonian reef tract on the northeastern Banks Islands, North-West Territories. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, v. 19, pp. 730–781, Calgary.
- Evans I. & Kendall C.G. ST. (1977) - An interpretation of the depositional setting of some deep-water jurassic carbonates of the central high Atlas Mountains. *SEPM Sp. Publ.*, n. 25, pp. 249–261, Tulsa.
- Füchtbauer H. & Richter D.K. (1983) - Carbonate internal breccias: a source of mass flows at early geosynclinal platform margins in Greece. *SEPM Sp. Publ.*, n. 33, pp. 207–215, Tulsa.
- Gaetani M. (1982) - Elementi stratigrafici e strutturali della galleria Bellano–Varenna (Nuova SS 36) (Como). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 88, n. 1, pp. 1–10, Milano.
- Gaetani M. & Jadoul F. (1979) - The structure of the Bergamasc Alps. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Sc. Fis. Mat. Nat.*, v. 46, pp. 411–416, Roma.
- Gianotti R. (1985) - Individuazione di un margine delimitante a nord–est il bacino del M. Generoso. *Rend. Soc. Geol. It.*, v. 7 (1984), pp. 7–8, Roma.
- Gnaccolini M. (1965) - Il Trias in Lombardia. (Studi geologici e paleontologici). XV. Calcare di Zu e Argillite di Riva di Solto: due formazioni del Retico lombardo. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 71, n. 4, pp. 1099–1121, Milano.
- Hallam A. (1978) - Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 23, pp. 1–32, Amsterdam.
- Hampton M.A. (1972) - The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journ. Sed. Petr.*, v. 42, pp. 775–793, Tulsa.
- Hubert J.K., Suchecki R.K. & Callahan K.M. (1977) - The Cowhead breccia: sedimentology of the Cambro–Ordovician continental margin, Newfoundland. In Cook H. E. & Enos P. (Eds.) - Deep water carbonate environments. *SEPM Sp. Publ.*, n. 25, pp. 125–154, Tulsa.
- Jadoul F. & De Bonis A. (1981) - Paleogeografia e assetto strutturale delle mineralizzazioni a fluorite nella Dolomia Principale delle Prealpi Bergamasche. *L'Industria Mineraria*, anno 2, pp. 19–34, Roma.
- Jadoul F. & Rossi P.M. (1982) - Evoluzione paleogeografico–strutturale e vulcanismo triasico nella Lombardia centro–occidentale. In Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di) - Guida alla Geologia del Sudalpino centro–occidentale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, pp. 143–155, Bologna.

- Kalin O. & Trumpy D.M. (1977) - Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: zur triadisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 70, pp. 295-350, Basel.
- Kranze F.F. & Oldershaw E. (1979) - Submarine carbonate breccia beds a depositional model for two-layer, sediment flow from the Sekwi Formation (Lower Cambrian, MacKenzie Mountains, NW Territories, Canada). *Canadian Journ. Earth Sci.*, v. 16, pp. 189-199, Ottawa.
- Laubscher H.P. (1975) - Plate boundaries and microplates in Alpine history. *Am. Journ. Sci.*, n. 275, pp. 865-876, 6 fig., New Haven.
- Laubscher H.P. & Bernoulli D. (1977) - Mediterranean and Tethys. In Nairn A.E.M., Kanes W.H. & Stehli F.G. (Eds.) - The ocean basins and margins. *Plenum Publ. Corp.* 4 A, pp. 1-28, 9 fig., New York.
- Lewis K.B. (1971) - Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4° . *Sedimentology*, v. 16, pp. 97-110, Amsterdam.
- Lowe D.R. (1982) - Sediment gravity flows: II depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journ. Sed. Petr.*, v. 52, pp. 279-297, Tulsa.
- Mc Ilreath I.A. (1977) - Accumulation of a Middle Cambrian, deep water limestone debris apron adjacent to a vertical submarine carbonate escarpment, Southern Rocky Mountains, Canada. In Cook H.E. & Enos P. (Eds.) - Deep-water carbonate environments. *SEPM Sp. Publ.*, n. 25, pp. 113-124, 9 fig., Tulsa.
- Meischner K.D. (1964) - Alldapische Kalke, Turbidites in riff-nahen Sedimentations-Becken. In Bouma A.H. & Brouwer A. (Eds.) - Turbidites, *Elsevier*, pp. 156-191, Amsterdam.
- Middleton G.V. & Hampton M.A. (1973) - Sediment gravity flows mechanics of flow and deposition. In Middleton G.V. & Bouma A.H. (Eds.) - Turbidites and deep-water sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Sec.*, pp. 1-38, Los Angeles.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 11, pp. 161-199, Roma.
- Pinna G. (1979) - Il cranio di un giovane Placochelide (*Psephoderma alpinum* Meyer, 1858) del Norico di Endenna (Bergamo). *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, v. 120, n. 3-4, pp. 195-202, 3 tav., 2 fig., Milano.
- Purdy E.G. (1963) - Recent calcium carbonate facies of Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. *Journ. Geol.*, v. 71, pp. 334-355, Boulder.
- Reinhardt J. (1977) - Cambrian Off-Shelf Sedimentation, Central Appalachians. In Cook H. E. & Enos P. (Eds.) - Deep-water carbonate environments. *SEPM Sp. Publ.*, n. 25, pp. 83-112, 32 fig., Tulsa.
- Roehl P.O. (1981) - Dilation brecciation—a proposed mechanism of fracturing, petroleum expulsion and dolomitization in the Monterey formation, California. In Garrison R.E. & Douglas R.G. (Eds.) - The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California. *SEPM Pacific Section*, pp. 285-315, Bakersfield.
- Schlager W. (1969) - Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstatterkalken der Ostalpen. *Geol. Rundsch.*, v. 59, pp. 289-308, Stuttgart.
- Schlager W. & Schlager M. (1973) - Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden -Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). *Sedimentology*, v. 20, pp. 65-89, Oxford.
- Surlyk F. & Hurst J.M. (1984) - The evolution of the early Paleozoic deep-water basin of north Greenland. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 95, pp. 131-154, 36 fig., Boulder.
- Tintori A. (1981) - Two new Pycnodonts (Pisces Actinopterygii) from the Upper Triassic of

- Lombardy (N. Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 86 (1980), n. 4, pp. 795–824, 8 tav., 2 fig., Milano.
- Tintori A. (1983) - Hypsisomatic *Semionotidae* (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardy (N. Italy). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 88 (1982), n. 3, pp. 417–442, 3 tav., 3 fig., Milano.
- Tintori A., Muscio G. & Nardon S. (1985) - The triassic fossil fishes localities in Italy. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 91, n. 2, pp. 197–210, Milano.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S., Todd R.G., Sangree J.B., Widmier J.M., Bubbs J.N. & Hattelid W.G. (1977) - Seismics stratigraphy and global changes of sea levels. *AAPG Mem.*, 26, pp. 49–212, Tulsa.
- Varga L. (1978) - Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Min. slovaca*, v. 10, pp. 385–441, 16 fig., Bratislava.
- Wiedenmayer F. (1963) - Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 56, pp. 529–640, Basel.
- Ziegler P.A. (1982) - Triassic rifts and facies patterns in Western, Central Europe. *Geol. Rundsch.*, v. 71, n. 3, pp. 747–772, Stuttgart.

TAVOLA 28

Microfacies caratteristiche del Calcare di Zorzino.

- a) Packstone bioclastico con Foraminiferi bentonici (*Glomospirella* sp.), Problematica (*Halicoryne* sp.) (freccia). Facies E2, tetto della sezione del M. Aralalta/Baciamorti; x 38.
- b) Floatstone bioclastico con Bivalvi rivestiti da Foraminiferi incrostanti (*Tolypamma gregaria* Wendt). Facies E2, tetto della sezione del M. Aralalta/Baciamorti; x 23.
- c) Particolare di un packstone a *Dasycladaceae* con micritizzazione, incrostazioni da *Cyanophyceae* e, all'interno dell'Alga, da *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri. Facies E3 di Baita Scannagallo; x 22.
- d) Packstone finemente intrabioclastico intercalato con floatstone bioclastico con Bivalvi a guscio sottile (tempestitute). Facies C, sezione della Val Taleggio; x 23.
- e) Rudstone bioclastico con Bivalvi micritizzati e rivestiti da *Cyanophyceae*. Facies E3 di Baita Scannagallo; x 26.
- f) Microsparite argillosa con *cips* pelitici isorientati. E' caratteristica della porzione superiore delle torbiditi fini nelle Facies E e C; Sezione della Val Taleggio; x 18.

