

GIUSEPPE BERRUTI *

OSSERVAZIONI SULLA LITAZONA INFERIORE DEL SERVINO NELLE ALPI MERIDIONALI BRESCIANE

PREMESSA

La Formazione del Servino (Scitico inferiore) costituisce — nell'ambito dei cicli sedimentari rappresentati nell'area delle Alpi Meridionali — l'anello di congiunzione tra il sistema (in senso stratigrafico) permiano, a carattere decisamente e uniformemente continentale, e quello triassico a carattere francamente e progressivamente marino.

Come ogni unità litostratigrafica di tipo e di ambiente transizionale, il Servino presenta — anche nelle Alpi Meridionali bresciane — un ampio ventaglio di litofacies, reso ancora più complesso dall'alternanza di talune componenti sedimentarie, volta a volta ripetute in molte zone: tanto che alla maggioranza degli AA. non è parsa praticabile una netta separazione o distinzione di membri nell'insieme dell'unità, ma tutt'al più di litozone.

Le differenze che si riscontrano nelle litofacies e che denunciano — pur in un ambito generalmente riconducibile ad ambienti deposizionali di tipo costiero — il succedersi o appunto il ripetersi di condizioni e di fenomeni propri di aree, rispettivamente, emerse o più o meno ampiamente sommerse dalle acque marine, si riflettono — almeno in talune zone delle Alpi Meridionali lombarde — nella composizione stessa dei reperti paleontologici. La netta prevalenza della fauna marina, infatti, non deve far trascurare il rilievo che meritano i pur rari reperti riconducibili a forme organiche continentali. E' d'altro canto noto come ben maggiori siano le possibilità di conservazione degli elementi organici in ambienti deposizionali marini rispetto ad analoghe possibilità offerte da ambienti continentali.

Così come il Servino preannunzia la serie degli eventi che daranno luogo — verso le epoche terminali del periodo triassico — alla formazione della geosinclinale alpidica, al tempo stesso la sua « storia » e soprattutto i suoi caratteri tanto sedimentologici quanto paleontologici, debbono inquadrarsi nella dinamica della fase terminale del periodo permiano: sia sotto il profilo strutturale che paleogeografico.

* Centro Studi Naturalistici Bresciani.

Appare allora indispensabile premettere una sia pur breve rassegna degli elementi più rilevanti di tale fase.

Nel corso del Permiano inferiore l'area riferibile alle attuali Alpi Meridionali lombarde era caratterizzata da lineamenti strutturali aventi in prevalenza una direzione N - S, e perciò ortogonali alla direzione della struttura alpida quale si definì nel corso dell'era terziaria.

In particolare, per quanto riguarda la regione bresciana, tali lineamenti consistevano (da W a E):

— in una « dorsale camuna » (non è ancora chiaro se la sua collocazione geografica possa identificarsi con la destra piuttosto che con la sinistra idrografica dell'attuale corso del F. Oglio; ma appare più affidabile la prima ipotesi);

— nel « bacino di Collio », formatosi — come notano CASSINIS et al. (1974) — a seguito di « collassi vulcano-tettonici » prodottisi successivamente all'orogenesi ercinica. Tale bacino si allungava secondo una direzione NE - SW ed « era circondato a sud da una dorsale montuosa, passante per Bagolino, il Giogo del Maniva, i dintorni di Collio e Bovegno, il M. Muffetto ». I sedimenti che via si depositarono nel bacino in questione provenivano pertanto in prevalenza da questa dorsale montuosa;

— nel « bacino dell'Eridio » (BOSELLINI, 1965).

Alla fine del Permiano inferiore, una tardiva riattivazione del processo orogenetico ercinico (la « fase saaliana » cui, secondo CASSINIS (1964), è da ricondursi la faglia delle Pofferatte che taglia diagonalmente il massiccio cristallino delle Tre Valli) determinò il sollevamento dei sedimenti accumulatisi nel bacino di Collio. La susseguente, graduale erosione dei rilievi che in tal modo erano venuti a formarsi, alimentò o quanto meno contribuì ad alimentare i depositi ghiaiosi e sabbiosi che costituirono in un primo tempo la Formazione del Dosso dei Galli e, in seguito e in misura ben più ampia, la Formazione dell'Arenaria di Monte Mignolo (Verrucano Lombardo), nel corso del Permiano superiore.

Più in generale è possibile dire che durante il Permiano superiore la maggior parte dell'area delle attuali Alpi Meridionali lombarde era occupata da ambienti francamente continentali il cui profilo altitudinale tendeva a inclinarsi, più o meno dolcemente, da W verso E.

Secondo la ricostruzione paleogeografica di ASSERETO et al. (1973), l'area in questione può essere così suddivisa:

— una zona occidentale, corrispondente al Varesotto e al Luganese fino al Lago di Como, in cui prevalevano i rilievi montagnosi costituiti soprattutto da massicci vulcanici: la sedimentazione originata dall'erosione dei rilievi in questione consistette pertanto in prevalenti detriti grossolani tipici delle falde pedemontane. Seguiva

— una zona centrale (compresa grosso modo tra il Lago di Como e il lato destro della Valle Camonica) costituita da una vasta pianura alluvionale pedemontana. Vasti e numerosi corsi d'acqua si intrecciavano in tale pianura, trasportando e depositando elementi clastici (ghiaie e sabbie) il cui diametro

decreseva gradualmente via via che la fluitazione procedeva verso E; da qui il formarsi, sempre nell'ambito dell'area planiziale, di

— una zona orientale (compresa grosso modo tra il lato sinistro della Valle Camonica e la Valle dell'Adige), caratterizzata dal graduale prevalere di sedimenti sempre più fini — arenarie a bassa granulometria, siltiti, ecc. —, pur con episodi più o meno frequenti e consistenti di deposizione a carattere conglomeratico. Ed è infatti dal Bresciano che inizia a svilupparsi una sequenza di facies a carattere arenaceo-siltoso, facies che assumono una rilevanza predominante nella regione trentina.

A proposito della composizione litologica della Formazione e della progressiva riduzione dell'incidenza degli elementi clastici di diametro più elevato, è opportuno ricordare due aspetti posti in rilievo dal CASSINIS (1968 bis) nel suo lavoro sulla stratigrafia della Formazione in esame nella zona del Passo di Croce Domini:

— la netta prevalenza delle arenarie e, in minor misura, delle siltiti che occupano 315 m sul totale dei 371 m di potenza della sezione in questione: esse sono d'altro canto presenti, assieme a conglomerati, anche nei restanti segmenti della sezione;

— la chiara distinzione che sussiste tra l'Arenaria di Monte Mignolo e la immediatamente sottostante Formazione del Conglomerato di Dosso dei Galli — quindi appena più antica della prima — proprio « per la granulometria generalmente più fine » dell'Arenaria.

La stretta connessione tra la consistenza dei depositi dell'Arenaria permiana e i caratteri strutturali della regione bergamasca e bresciana nel corso del Permiano superiore risulta ancora più evidente se si pongono a confronto i livelli di potenza dei depositi stessi.

Infatti, procedendo da W verso E, notiamo la seguente sequenza di valori:

- alta Val Brembana: 150 m (CASATI-GNACCOLINI, 1967)
- Val di Scalve (Schilpario): 1000 m (ACCORDI, 1953)
- Val Camonica occid.: 500 m (ASSERETO-CASATI, 1965)
- Val Camonica orient. (a N di M. Colombè): 350 m (ACCORDI, 1953)
- M. Mignolo: 375 m (CASSINIS, 1968 bis)
- Collio: 200 m (Note illustr. al Foglio BRENO, 1971)
- Valle del F. Caffaro: 500 m (BONI, 1955).

Il diagramma che ne deriva sembra confermare con chiarezza la consistente emersione della zona costituita dalla « dorsale camuna ».

Verso la fine del Permiano superiore, probabilmente a seguito di un sollevamento eustatico (più accentuato verso oriente) le zone altimetricamente inferiori registrarono una graduale invasione del mare. Tale invasione si estese successivamente e via via verso occidente (il « mare di Belleophon »).

Secondo il citato lavoro di ASSERETO et al. (1973), alla fine del Per-

miano la transgressione marina assunse un ritmo più rapido e si estese con una certa ampiezza all'area lombarda, ove « prevalsero sequenze di pianure transizionali e di marea con abbondanti depositi terrigeni (« membro pelitico inferiore » della Formazione del Servino) ».

Tuttavia il processo transgressivo non fu nè costante nè generalizzato, ma si alternò a più o meno consistenti fasi regressive: finchè, verso la fine dello Scitico inferiore, tutta l'area delle Alpi Meridionali lombarde venne invasa e coperta dal mare.

TECTONICA ALPIDICA E DEPOSITI DEL SERVINO

Non mi pare inopportuno un breve accenno — anche se il tema non è in diretta connessione con le ragioni delle presenti note — al problema di taluni rapporti tra alcune linee di dislocazione attribuite all'orogenesi alpidica e depositi del Servino.

Gli affioramenti più settentrionali del Servino, nell'area delle Alpi Meridionali bresciane si collocano — pur con lembi di modeste dimensioni — lungo una delle più importanti direttrici di dislocazione dell'intera regione delle Alpi Meridionali lombarde: la « linea Orobica ».

Più esattamente i lembi in questione affiorano lungo il segmento della linea medesima noto come « linea della Gallinera », a SW e a NW del paese di Malonno, e lungo la Val Gallinera poco a NE di Rino, sino a raggiungerne la zona più settentrionale: vale a dire a NNW del M. Baitone (in tale zona il Servino ha subito le alterazioni prodotte dal termometamorfismo da contatto).

Altri affioramenti si presentano — più a meridione — lungo la « linea del Sellero », poco a oriente del M. Venerocolo, sul versante sinistro idrografico dell'alta Valle di Allione e — in particolare — tra M. Largone e M. Gaviera.

Secondo LIBORIO-MOTTANA (1970) le complesse interrelazioni che intercorrono tra le diverse unità tectoniche della zona in esame sono da inquadrarsi nel processo di sovrapposizione delle deformazioni di età alpidica su quelle più profonde di età pre-alpidica: e pertanto riconducibili, queste ultime, all'orogenesi ercinica se non addirittura a eventi orogenetici pre-paleozoici.

Pare a me che condizioni analoghe si presentino in ordine alla successione pressochè ininterrotta degli affioramenti del Servino presenti lungo la linea ideale Bovegno-Collio-Giogo del Maniva-Bagolino, posti in prossimità di un'altra importante linea di dislocazione — quella della Val Trompia — connessa anche in questo caso sia con i movimenti orogenetici alpidici che con i precedenti processi di età ercinica.

Come si è osservato più sopra, le linee di dislocazione citate sono considerate dalla maggior parte degli AA. come fenomeni di riattivazione — nel corso dell'era terziaria — di eventi orogenetici più antichi. Tutto ciò mi

sembra costituisca un aspetto — certo complesso e non agevole da affrontare — di un tema più ampio: le condizioni *strutturali* che preesistevano, alla fine perciò del Permiano, alla deposizione dei sedimenti del Servino; soprattutto nella fase iniziale della deposizione.

Non può escludersi, si vuol dire, che la riattivazione alpidica delle ricordate linee di dislocazione possa esser stata favorita almeno in una certa misura, nella porzione della copertura da esse attraversata, dalle componenti litologiche proprie del Servino, tra cui prevalgono sedimenti clastici fini e quindi dotati di elevata plasticità.

Nè infine mi sembra vi sia contraddizione tra il « contributo » che i sedimenti del Servino possono aver apportato alla tectonica alpidica — nei termini e nei limiti prima accennati — e il fatto che l'epoca della loro deposizione può essere considerata tectonicamente tranquilla: salvo i più o meno lenti e dolci movimenti eustatici di cui s'è parlato in precedenza. E' noto infatti che i primi eventi riconducibili alla fase pre-orogenetica alpidica si manifestarono in concomitanza con il passaggio dallo Scitico superiore all'Anisico, fase denominata « montenegrina ».

GLI AFFIORAMENTI BRESCIANI DEL SERVINO E LORO CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI

Come appare dalla cartina schematica di fig. 1 — cartina che riproduce sostanzialmente, con alcuni completamenti nella parte N - NW quella elaborata dal CASSINIS (1968) —, gli affioramenti del Servino nel territorio bresciano e nelle zone finitime — rispettivamente di quello bergamasco e di quello trentino — possono essere raggruppati secondo linee o aree relativamente omogenee.

Procedendo da S verso N e da W verso E, notiamo:

— la fascia che da Pisogne, sottendendo a N il M. Guglielmo, raggiunge Pezzaze e in forma pressochè continua Bovegno, Collio, S. Colombano, il Giogo del Maniva, per ricomparire poco oltre Bagolino. Come già s'è detto, la fascia in questione si colloca nei pressi della « linea della Val Trompia » e — in parte — della sua prosecuzione occidentale nota come « linea di Vivazzo »;

— aree isolate di affioramento interessano le zone della Cima di Torresella, di M. Muffetto e del Bassinale, il Dosso Blussega e, in misura particolarmente cospicua, la vasta dorsale della Colma di S. Glisente spingendosi verso M. Bodrello, costituendo così — in normale successione stratigrafica — una vasta copertura dell'Arenaria di M. Mignolo (Verrucano Lombardo) del Permiano superiore;

— un'altra linea, interrotta qua e là per tratti relativamente brevi, corre da E di Rogno sino ad Angolo (versante destro idrografico della Valle Camonica), per riprendere poi a Esine e continuare a S - SE di Prestine lungo la Valle di Campolaro fino al Passo di Croce Domini. Da qui la linea assume

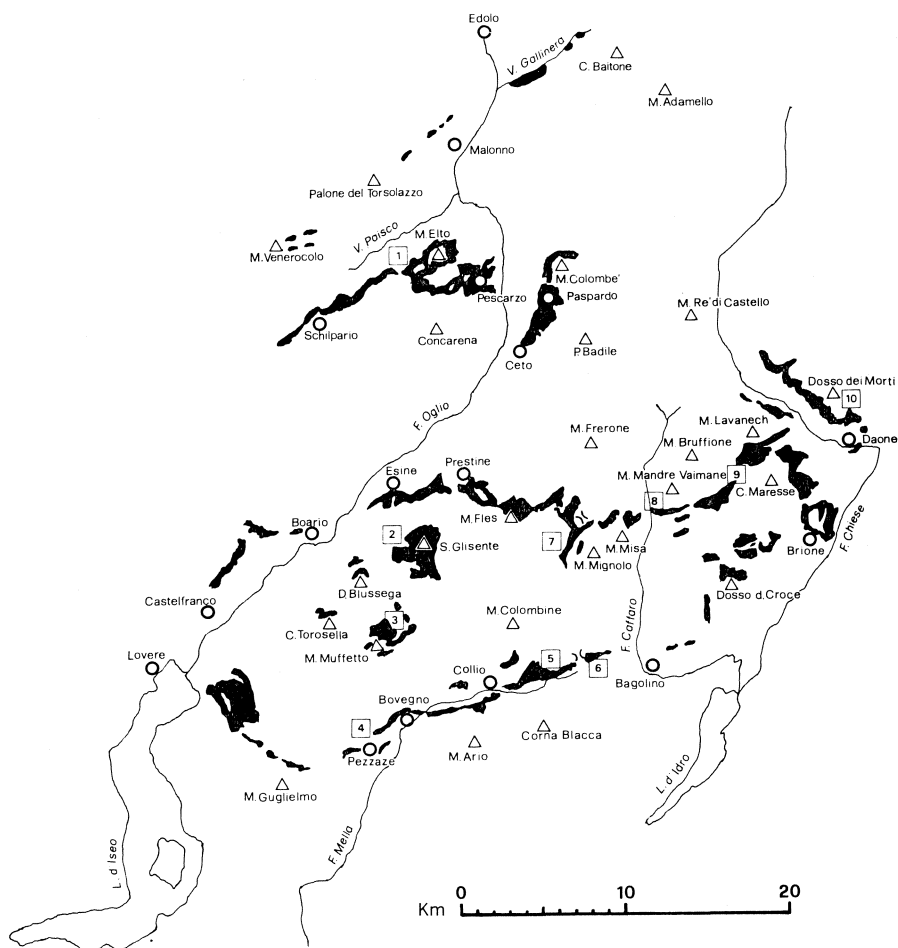


Fig. 1 - Affioramenti del Servino nel territorio bresciano e zone finitime (ridis. da CASSINIS, 1968).

una dimensione più ampia e si spinge verso S fino a M. Mignolino e lungo la Valle di Rondeneto; verso M. Misa, quindi, scavalcando il F. Caffaro e sottendendo il M. Mandre Vaimane (ove il CASSINIS ha rilevato un'analtica sezione stratigrafica nel citato lavoro del 1968). Il Servino è presente successivamente in buona parte del fondo e del fianco orientale della Valle di Bruffione sino a raggiungere entrambi i versanti della trentina Val di Daone tra il M. L'avanech e il Dosso dei Morti. Altri affioramenti sono pre-

sentì a W del corso del F. Chiese, tra C. Maresse e Brione, e tra Brione e il Dosso della Croce, sempre in territorio trentino;

— una terza linea interessa la Val di Scalve, proseguendo lungo gli alti fianchi della dorsale che culmina nel M. Elto, costituendo poi il vasto affioramento attorno a Pescarzo. Antistante ad esso, sull'opposto versante della Valle Camonica, la Formazione occupa una larga zona tra Ceto, Paspardo, Cimbergo, sino al M. Colombè;

— infine una serie ben più limitata di affioramenti appare — in alta Valle Camonica — lungo la già ricordata « linea del Sellero », la « linea Orobica » e quella della Val Gallinera.

Quanto ai caratteri delle componenti litologiche è necessario osservare — come d'altro canto hanno rilevato pressochè tutti gli AA. — che pur essendo proponibile una sintesi di tali componenti in due gruppi o litozone in cui prevalgono, rispettivamente, elementi calcarei e elementi clastici di natura silicea (in particolare arenarie, siltiti e argilliti), non appare possibile estendere a tutte le aree di affioramento prima sinteticamente tracciate, un criterio omogeneo e unitario di successione delle componenti litologiche.

Se è pur vero che il livello costituito da banchi calcarei oolitici si colloca in generale — in quasi tutti gli affioramenti di maggiori dimensioni — tra la parte basale (nella quale le rocce carbonatiche sono frammiste o piuttosto si alternano a arenarie, argilliti e siltiti) e la parte superiore in cui appaiono in generale prevalenti i livelli clastici sopra ricordati, non si può non rilevare che le facies rappresentate da rocce terrigene e clastiche si rinvengono a diversi livelli lungo pressochè tutta la successione sedimentaria della Formazione, considerata nel suo complesso.

STUDI PRECEDENTI

E' noto che il lavoro di maggior rilievo sulla Formazione del Servino nel territorio bresciano sia tuttora quello pubblicato nel 1968 dal CASSINIS: e ciò in ragione sia della sezione stratigrafica molto analiticamente descritta dall'A. nella zona del Passo di Valdi (Valle del F. Caffaro), sia dei confronti litostratigrafici che l'A. in questione vi ha operato con altre zone della regione compresa tra il F. Oglio e il F. Chiese.

E' per tali motivi che mi sembra indispensabile considerare in termini decisamente prevalenti, rispetto a daltri lavori, le indicazioni formulate dal CASSINIS.

L'A. osserva — a proposito degli affioramenti compresi nella regione in questione — che le « principali affinità stratigrafiche del Servino... sono date dalla presenza, dal basso verso l'alto, dei seguenti orizzonti...:

« a) la "oolite a gasteropodi";

« b) le arenarie, siltiti, ed argilliti rosso-brune che si trovano al tetto di essa;

« c) i calcari fossiliferi a lamellibranchi (strati a *Myophoriae* e ad altri generi);

« d) le arenarie fini, siltiti ed argilliti verdi e rosse appartenenti alla porzione superiore ».

Per quanto concerne in particolare la « oolite a gasteropodi », tuttavia, l'A. sottolinea che mentre essa si estende da « Pisogne alla Val Trompia e da qui, verso Nord-Est, alla Val Caffaro, Val Giudicarie, Val Daone », « è nota la sua continuazione verso oriente » mentre « essa sembra arrestarsi, verso occidente, in Val Camonica ».

Nel contempo il CASSINIS pone in rilievo come i livelli sottostanti alla « oolite a gasteropodi » siano contraddistinti da tale « eterogeneità litologica » da non consentire di « distinguere alcun caratteristico orizzonte ». Infatti i livelli in questione sono variamente rappresentati nelle diverse aree di affioramento da: « carbonatiti arenacee e siltose, arenarie e siltiti carbonatiche, arenarie, siltiti, peliti siltose, marne ».

Tutto ciò ha portato l'A. citato a formulare una importante considerazione e cioè che tali variazioni nella parte basale della Formazione — e quindi al letto della « oolite a gasteropodi » — « possono essere ascritte a varie cause, come ad esempio a un diverso andamento, forse non contemporaneo, dell'invasione marina susseguente alle arenarie rosse permiane, ad una particolare configurazione geografica del continente in via di sommersione, ad una disuguale attività di subsidenza ».

E, infine, quanto osservato potrebbe trovare una coerente spiegazione nel fatto che la transgressione marina sarebbe « provenuta da Nord-Est ».

E' allora sulla porzione basale della Formazione che mi è parso utile concentrare sia l'analisi degli studi precedenti quanto le mie ricerche sul terreno — i cui risultati verranno esposti nel successivo capitolo —, considerato che è in quell'ambito che si collocano i fenomeni e i problemi di maggior rilievo nella fase di transizione ma anche di raccordo tra i sedimenti continentali permiani e l'avvio della sedimentazione nel sub-bacino triassico inferiore bresciano: anche, perciò, sotto il profilo della evoluzione nelle condizioni paleo-geografiche e paleo-ambientali.

L'eterogeneità delle componenti litologiche nella parte basale del Servino, e comunque sottostante al livello della « oolite a gasteropodi »; la loro potenza relativa rispetto a quella complessiva della Formazione, non sono elementi di poco conto se si assumono in considerazione i dati desunti dalle varie sezioni stratigrafiche descritte dagli AA.

Procedendo da W verso E notiamo infatti che il livello in questione appare:

1. ad Angolo (ASSERETO-CASATI, 1965), a circa 60 m dal letto costituito dal Verrucano Lombardo, dopo una successione di arenarie, dolomie arenacee e marnoso-arenacee;
2. in Val Trobiolo (MAASKANT, in DE SITTER-DE SITTER KOOMANS, 1949), a 90 m dal letto, sopra i livelli ad arenarie calcaree micacee;
3. sempre in Val Trobiolo (GILLIÉRON, 1959: in CASSINIS, 1968), a 41,6 m, sopra orizzonti pelitici intercalati inferiormente a calcari;

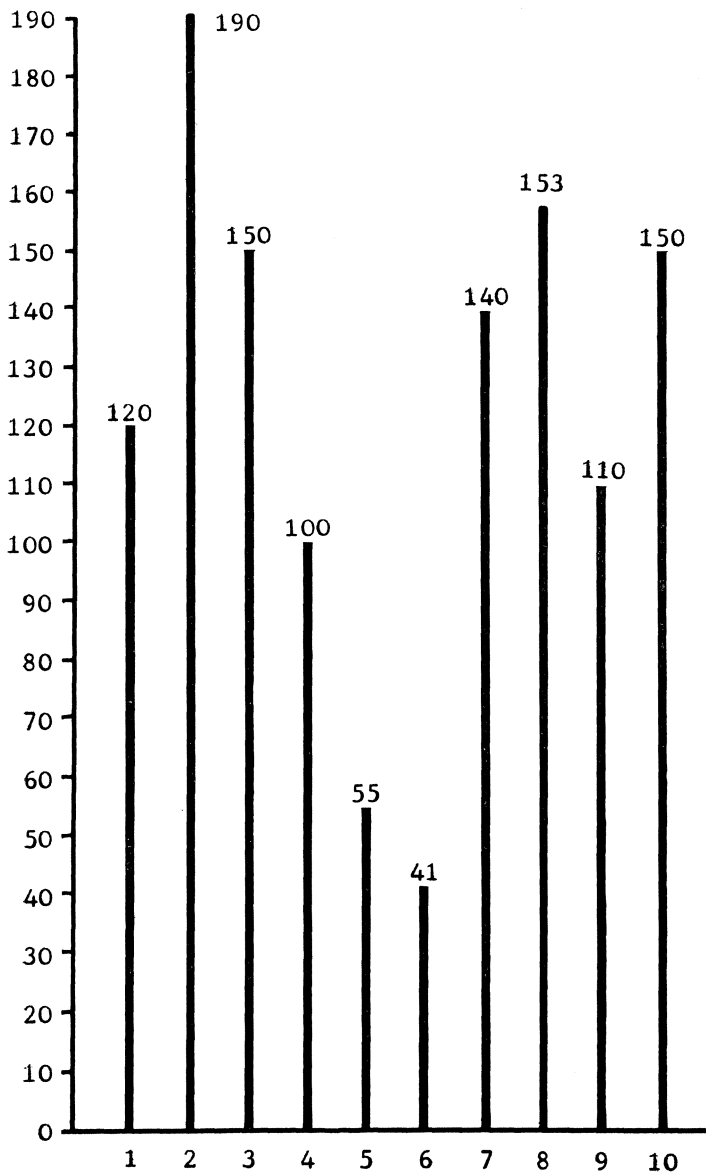


Fig. 2 - Istogramma dei valori di potenza totale delle sezioni stratigrafiche.

4. a Cimbergo e Paspardo (ACCORDI, 1953), a circa 22 m, dopo arenarie più o meno siltose, calcari arenacei alternati da argilliti e marne;
5. in Val delle Zoie, nell'area a N del M. Muffetto (LIBORIO, 1958: in CASSINIS, 1968), a 12 m dal letto, seguendo una successione di marne calcaree e arenaceo-scistose, alternate a arenarie e siltiti con intercalazioni calcaree;
6. in Val Bozzoline - Val Cigoletto, ad E del M. Muffetto (LIBORIO, 1958: c.s.) dopo circa 7 m di calcari arenacei o marnosi alternati a marne;
7. a Bovegno (GILLIÉRON, 1959: c.s.), a circa 40 m dal letto, dopo peliti, arenarie, siltiti, con intercalazioni di calcari;
8. al Passo di Valdi (CASSINIS, 1968), a 23 m dalla base, dopo una successione di arenarie, rocce carbonatiche frammiste a arenarie, siltiti e argilliti;
9. a Malga Vacile, in Val Giudicarie (PREVITALI, 1962: in CASSINIS, 1968), dopo 48 m di livelli marnosi e arenacei sovrastanti il letto;
10. al Dosso dei Morti, ancora in Val Giudicarie (LEPSIUS, 1878: in CASSINIS, 1968), dopo 63 m di calcari e calcari arenacei.

Non è possibile seguire lo stesso criterio descrittivo, con particolare riguardo alla collocazione dell'orizzonte della « oolite a gasteropodi », per le sezioni rilevate da BONI (1943) in Val S. Aloisio (alta Val Trompia) e da CASSINIS e BASAGLIA in Val Borimpe (pure in alta Val Trompia) — citata in CASSINIS, 1968 —, in quanto mancano i dati analitici relativi alla potenza dei singoli litovelli.

Le dieci sezioni stratigrafiche cui ho fatto sopra riferimento presentano rispettivamente una potenza complessiva, dal letto al tetto, di

sezione	1:	120 m
»	2:	190 m
»	3:	150 m
»	4:	100 m
»	5:	55 m
»	6:	41 m
»	7:	140 m
»	8:	153 m
»	9:	110 m
»	10:	150 m

Tenendo conto dei valori complessivi della potenza della Formazione rilevati dagli AA. citati nelle dieci sezioni stratigrafiche, e del punto in cui si colloca — in ciascuna delle sezioni medesime — il livello della « oolite a gasteropodi », appare possibile costruire l'istogramma dei valori relativi del livello stesso, espressi in percentuale, qui sotto riportato.

Mi sembra possibile ricavare, dagli elementi sin qui considerati, che: a) la potenza degli orizzonti che, ad iniziare dal basso e perciò dal letto rappresentato ovunque dal Verrucano Lombardo, precedono il livello della

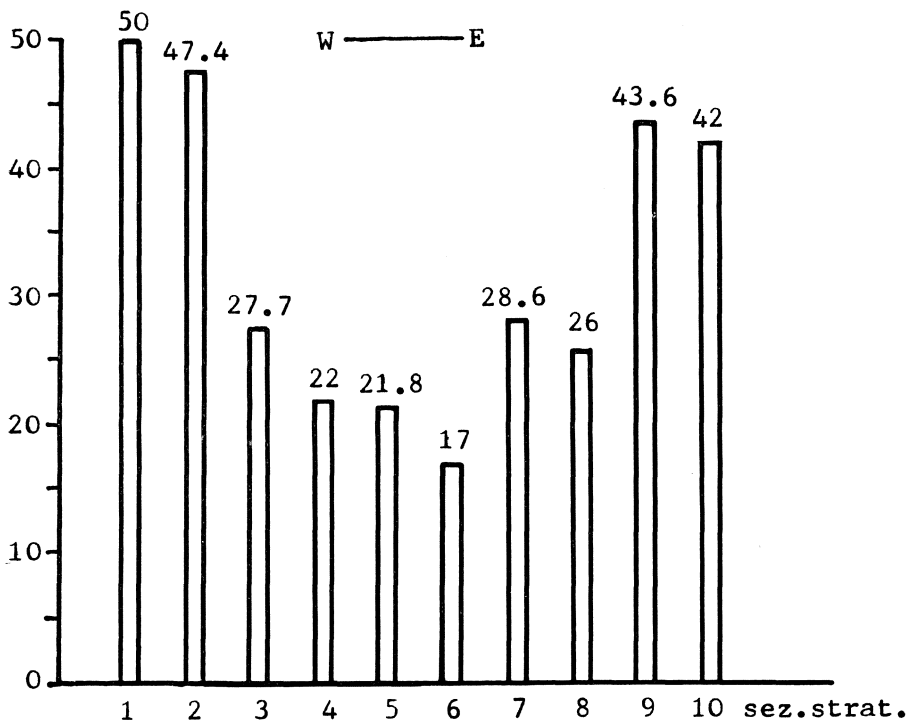


Fig. 3 - Istogramma dei valori percentuali di collocazione dell'orizzonte « Oolite a gasteropodi » nelle sezioni stratigrafiche.

« oolite a gasteropodi », costituisce una porzione consistente della Formazione considerata nel suo complesso: e cioè pressochè un terzo.

Tale dato rappresenta, con gli ovvi limiti di significatività di ogni media, appunto l'indice medio del rapporto tra la collocazione del livello oolitico nella scala metrica delle sezioni e le potenze totali delle sezioni medesime.

Nello stesso tempo si può notare che la fascia dei valori relativi che si collocano nettamente al disotto della media, abbraccia pressochè uniformemente l'area compresa tra parte dell'alta Val Trobiolo e l'alta Val Caffaro.

Se ne dedurrebbe che nell'ambito del bacino della Lombardia orientale, la subsidenza del bacino medesimo — cui è presumibilmente da correlare il reingresso del mare scitico nella Lombardia (vale a dire successivo a quello iniziale), reingresso contrassegnato dal livello della « oolite » —, si manifestò in termini più accentuati ma anche contestualmente in tutta l'area in questione con lievi scostamenti temporali tra le varie zone interessate (analoghe correlazioni non sono ovviamente proponibili sulla base dei valori di potenza totale delle sezioni stratigrafiche considerate).

Oppure che la fase di sedimentazione che ha preceduto il deposito della facies oolitica ha avuto — nell'area compresa tra la Val Trobiolo e la Valle del F. Caffaro — una durata minore di quella che ha interessato le aree poste rispettivamente a E e a W ;

b) nonostante la eterogeneità litologica che contraddistingue gli orizzonti in questione, sottolineata dal CASSINIS, è possibile rilevare che i livelli basali della quasi generalità delle sezioni, denunciano una netta prevalenza di sedimenti silicei di tipo elastico. Anche ove tali livelli comprendono rocce carbonatiche queste presentano, nella maggior parte dei casi, componenti silteose o arenacee o argillose spesso in misura consistente.

Si osservi, in particolare, che nella sezione di Passo Valdi (sempre al disotto della « oolite a gasteropodi ») i livelli a prevalenti componenti clastiche silicee costituiscono oltre il 40% della potenza totale, mentre quelli a prevalenti depositi calcarei superano di poco il 29%.

In particolare tale ultima constatazione sembra suggerire l'ipotesi che l'ambiente di sedimentazione — nel corso delle fasi che hanno preceduto la formazione del livello oolitico — abbia, da un lato, decisamente fruito dell'apporto di materiali provenienti direttamente dall'erosione delle terre emerse permiane; dall'altro lato sia stato caratterizzato da una modesta profondità della copertura marina. Talchè solo a tratti (fenomeni temporanei, brevi di subsidenza) e non in tutta l'area del bacino bresciano si crearono le condizioni per la formazione di depositi carbonatici chimico-organogeni.

Ma appare di tutto rilievo la questione se tale ambiente di sedimentazione abbia avuto comunque un costante carattere marino — sia pure epimeritico —, o se si siano verificati fenomeni di emersione, apprezzabili per dimensione areale e temporale.

E' a tale questione che ho dedicato le annotazioni che seguono, risultato di rilevamenti sul terreno tra la destra idrografica della Val Camonica e la Val di Bruffione (sin. F. Caffaro).

LOCALITÀ DEL RILEVAMENTO

I rilevamenti che ho effettuato tra il 1978 e il 1980 hanno interessato zone diverse di affioramento del Servino, nel territorio bresciano. Esse non possono certamente essere considerate direttamente rappresentative — vale a dire in termini di campione — delle varie fasce o aree di affioramento, ma piuttosto sono, a mio avviso, da considerare una fonte di indicazioni sufficientemente significative, soprattutto in quanto — in tutti i casi esaminati — trattasi di livelli della Formazione posti immediatamente sopra il letto costituito dal Verrucano Lombardo.

La potenza media dei livelli in questione è di circa 10-15 m.

Le indicazioni che mi è sembrato possibile trarne confermerebbero le considerazioni precedentemente svolte sulla base della letteratura esaminata

o citata in ordine alle dieci sezioni stratigrafiche considerata nel capitolo in questione.

Nel contempo da tali indicazioni appare anche possibile trarre elementi per la costruzione di ipotesi di interpretazione paleo-ambientale, con particolare riguardo alla fase iniziale della deposizione dei sedimenti della Formazione.

Le località in cui ho effettuato i rilevamenti sono, procedendo da W verso E:

1. Passo del Garzeto (q 2059), tratto SW: nei pressi di M. Elto (media Valle Camonica)
2. Colma di S. Glisente, versante SSW tra le quote 2126 e 2037 (media Valle Camonica)
3. Dosso di q 1803 a E della Stanga di Bassinale (NW di M. Muffetto): media Valle Camonica
4. Avano, Casa Pagari (SE), tra le quote 800 e 850 (media Valle Trompia)
5. S. Colombano, sul dosso a NE di C. Dalàidi (alta Val Trompia)
6. Gioigo del Maniva, a SE del valico (alta Val Trompia)
7. Val Rondenino, tra la pozza di q 2056 e la malga Rondenino Alto — q 1948 — (media Val del Caffaro)
8. Valle del Caffaro, nei pressi di Malga Vaimane inferiore
9. Val di Bruffione, a N della Malga Bruffione di mezzo, tra le isoipse 1900 e 1950.

Riassumo di seguito, sinteticamente, le annotazioni relative ai caratteri sedimentologici osservati nelle singole località citate:

1. Passo del Garzeto: siltiti di vari colori, marne arenacee e micacee,
2. Colma di S. Glisente: marne calcaree sottostanti a livelli ad arenarie fini sottilmente stratificate,
3. Dosso di q 1803, Stanga di Bassinale: arenarie micacee finissime,
4. Avano: siltiti e marne siltose,
5. S. Colombano: argilliti e siltiti,
6. Gioigo del Maniva: arenarie micacee finissime,
7. Val Rondenino: arenarie finissime, siltiti micacee cui succedono marne calcaree alternate a banchi calcarei di lieve potenza (12 - 15 cm). Nei versanti E e W di M. Rondenino le marne sono alternanti a livelli arenacei e a siltiti,
8. Valle del Caffaro: arenarie micacee finissime,
9. Val di Bruffione: siltiti e arenarie micacee finissime.

Nonostante che in talune delle località considerate i rapporti tra l'arenaria permiana e il Servino siano disturbati da faglie (ad esempio nell'alta Val Rondenino), è possibile — come s'è già osservato — sottolineare che i

livelli e i tipi litologici cui si è prima accennato si collocano subito al tetto del Verrucano Lombardo. Qualche perplessità può sorgere per la località posta subito a SE del Giogo del Maniva, a seguito della dislocazione subita dalla Formazione in rapporto alla « Linea della Val Trompia ».

Pertanto gli elementi litologici che caratterizzano tali località sembrano confermare quanto s'è osservato alla fine del precedente capitolo a proposito della fase di sedimentazione che ha preceduto — nell'ambito della Formazione — il livello oolitico.

Un secondo ordine di annotazioni concerne tipologia e entità delle strutture sedimentarie post-deposizionali presenti negli affioramenti considerati.

Trattasi in particolare di:

- a) segni di oggetti in movimento (*moving tool marks*)
- b) gallerie di scavo di organismi limivori (*burrow casts*)
- c) increspature d'onda (*wave ripple marks*)
- d) fessure di contrazione (*mud cracks* o *shrinkage cracks*).

Quanto ad a), i segni sono com'è noto costituiti da tracce lineari prodotte dall'impatto di un oggetto (da un granulo di sabbia a piccoli ciottoli mossi da onde rifrangenti, palline di fango, e così via) sul fondo coperto d'acqua, e dal successivo scorrimento dell'oggetto sul fondo stesso.

Ho riscontrato i segni in questione in quasi tutte le località considerate ma con una particolare densità alla Colma di S. Glisente (versante SW), nella zona di M. Rondenino e soprattutto nell'alta Val di Bruffione.

E' possibile rilevare che in linea pressochè generale i caratteri morfologici sono i seguenti:

- lunghezza molto limitata (non oltre 4 cm) della linea dello scorrimento che, associata ad una
- larghezza ridottissima (non oltre 2,5 mm) della linea medesima, si può attribuire ad oggetti di modestissima dimensione e peso, tanto che nella grandissima maggioranza dei casi è necessario parlare di semplici striature (*microgrooves*)
- direzioni del tutto eterogenee delle linee di scorrimento
- frequente forma arcuata e a punta del tratto meno largo della linea.

Gli elementi caratteristici prima considerati sembra consentano di rilevare che gli ambienti nei quali si manifestarono i « segni » furono prevalentemente interessati da movimenti d'acqua molto contenuti e comunque certo non violenti, tanto che non soltanto dimensione e peso degli oggetti erano molto limitati ma la mancanza di episodi di coordinata e orientata mobilità fa pensare a onde e risacche a bassissima velocità.

Un'ulteriore conferma delle indicazioni che m'è parso di poter così sintetizzare, è costituita dal significato della forma arcuata dei segni, da

attribuirsi (si veda in: RICCI LUCCHI, 1970) alla resistenza opposta dai sedimenti a oggetti di limitatissime dimensioni.

Quanto a *b*), le gallerie di scavo di organismi limivori si presentano con una consistente frequenza e densità negli affioramenti della colma di S. Glisente (e più precisamente nella litofacies a marne), dell'alta Valle di Rondenino e dell'alta Valle di Bruffione; in minor misura nella zona del Gioigo del Maniva e negli altri affioramenti (ad esempio sono assenti in quelli del Passo del Garzeto e di Avano).

I *burrow casts* costituiscono in alcuni casi un vero e proprio complesso sistema di gallerie incrociate nelle forme e nelle direzioni più composite e eterogenee. Talora possono trarre in inganno circa la loro reale natura (non è infrequente l'analogia con frustuli vegetali) e non è da escludere che il CURIONI (1870) abbia considerato come briozoari appunto particolari strutture costituite invece da gallerie.

Esse sono in sostanza il risultato del riempimento di cavità scavate nel sedimento del fondale — a modesta profondità — ad opera di vermi. Spesso la potenza del banco in cui i *burrow casts* formano una fittissima serie di strati in successione continua, è davvero apprezzabile: nel caso del citato affioramento della Colma di S. Glisente (versante SW) essa raggiunge mediamente gli 80 - 90 cm. E' interessante la evidente analogia con processi e fenomeni attuali quali sono descritti, ad esempio da BATES (1972). A proposito di colonie di Policheti presenti nella zona intertidale della costa statunitense dell'Oceano Pacifico, l'A. rileva che le colonie medesime occupano ampie fasce, con una densità per piede quadrato che va da 2500 a 3000 unità.

Quanto a *c*), le increspature d'onda (*wave ripple marks*), una delle strutture post-deposizionali più significative, costituiscono il prodotto di movimenti di oscillazione indotti dalle onde su fondali, in prevalenza di modesta profondità, formati da sedimenti arenacei o siltosi. Esse risultano in genere frequenti nelle spiagge lacustri, nelle zone di spiaggia marina e in quelle di marea; relativamente comuni anche in lagune, laghi e zone di transizione tra ampie distese d'acqua e terra ferma.

E' interessante notare che tali strutture sono presenti in minore o maggior misura in tutte indistintamente le località che ho prima citato: di particolare frequenza e ampiezza di presenza nel Servino dell'alta Val di Rondenino. Così come è da rilevare che in tutti i casi da me esaminati trattasi di increspature simmetriche (aventi cioè i lati di uguale inclinazione), morfologia che viene pertanto a confermare che trattasi del risultato di movimenti di oscillazione e non dell'azione di correnti.

Analogamente si dica per quanto concerne l'altezza e la lunghezza delle creste (vale a dire, rispettivamente, la distanza verticale tra la sommità della cresta e il solco; quella orizzontale tra le sommità delle creste): in tutti i casi esaminati entrambi gli elementi risultano modesti (in particolare la lun-

ghezza non supera i 10 cm). Segno questo del lieve grado di oscillazione dell'acqua, essendo praticamente assenti fenomeni di traslazione.

Quanto alle altre caratteristiche delle creste è pure da sottolineare che sostanzialmente in tutte le località la sommità delle creste medesime appare arrotondata, così come è lieve e dolce è la curvatura dei solchi. Soltanto nell'affioramento dell'alta Val Rondenino si riscontra una limitata presenza di fenomeni di carenatura della cresta: tali fenomeni indicherebbero, secondo RICCI LUCCHI (1970), un inizio di terrazzatura dovuta a erosione.

Nelle località di Bassinale, Colma di S. Glisente e nell'alta Val Rondenino ho riscontrato inoltre la pur non frequente presenza di increspature poligonali. Trattasi di una struttura simile a cellette associate poligonalmente, risultato della reciproca interferenza di due sistemi di onde, fenomeno proprio di ambienti caratterizzati da modesta copertura d'acqua, in particolare in zone prossime alla linea di spiaggia.

Mi sembra opportuno ricordare che, come ha osservato TWENHOFEL (1950), la condizione essenziale per la preservazione di queste delicate strutture post-deposizionali è costituita dal loro rapido ricoprimento ad opera di successivi sedimenti, e per il tempo necessario ad assicurarne la stabilizzazione.

Ciò presuppone pertanto un processo di alimentazione della sedimentazione di copertura tanto più significativo quando — come ad esempio tra Bovegno e Collio, a S. Colombano tra C. Dalàidi e Busana in alta Val Trompia; nell'alta Val Rondenino — i *wave ripple marks* sono ripetutamente presenti in distinti strati posti in ininterrotta successione verticale.

Tale successione appare indicare condizioni di stabilità cronologica e sostanziale uniformità dei caratteri dell'ambiente di sedimentazione nonché della tipologia dei materiali via via depositatisi.

Quanto a *d*), solo in una località, e più precisamente in alta Val Rondenino poco lontano dalla pozza di q 2055, ho rinvenuto un limitato episodio di formazione di *mud cracks* (o *shrinkage cracks*).

I processi di contrazione possono prodursi, tuttavia, sia per disseccamento — e quindi in condizioni subaeree — come per altre cause (di natura fisico-chimica) che si determinano in ambiente subaereo (*synaeresis cracks*).

In considerazione della morfologia piuttosto poco sviluppata dell'episodio in questione, propendo per il secondo ordine di cause e perciò per condizioni ambientali subacquee.

Infine un terzo ordine di annotazioni concerne le testimonianze paleontologiche.

In tutti gli affioramenti da me esaminati è stato possibile riscontrare la presenza, più o meno consistente, di fauna marina: in particolare a lamelibranchi e a gasteropodi in litolivelli diversi (dalle siltiti alle arenarie a quelli carbonatici).

In nessuno di essi m'è stato possibile riconoscere tracce di vita continentale.

Per uno degli affioramenti in questione, quello dell'alta Val Rondenino

e in particolare nella zona di M. Mignolo, il CURIONI (1870) aveva accennato al rinvenimento di « steli di vegetabili non ancora determinati »: ritengo tuttavia trattarsi di *burrow casts*.

Solo l'ACCORDI (1953) segnala orme di tetrapodi in un livello comprendente scisti argillosi, argille marnose e arenarie finissime, nel Servino di Cimbergo (in una cava all'inizio della Valle di Tredenus).

Più a occidente della Val Camonica, fossili vegetali vennero segnalati, rispettivamente:

— da JONG (1928, in CASATI-GNACCOLINI, 1967): *Equisetum arenaceum*, presso Valtorta e Ornica, località della Valtorta (Val Brembana, Bergamo);

— da ARTHABER (1906): *Aetophyllum speciosum* Schimp., *Voltzia heterophylla* Brgt., tra il Lago di Como e la Val Brembana;

— da ESCHER e MERIAN (in PARONA, 1924): *Voltzia heterophylla*, *Schizoneura Meriani*, a E del Lago di Como tra Bellano e Regoledo.

Pare così di poter osservare che in tutta l'area a E della Val Camonica il Servino bresciano è caratterizzato esclusivamente da fossili marini. Se d'altro canto si tien conto della natura e del significato delle strutture post-deposizionali su cui mi sono precedentemente soffermato (e in particolare della generalizzata presenza di *ripple marks* in tutti i depositi da me considerati), la conclusione a cui ritengo possibile pervenire sotto il profilo paleontologico trova conferma anche nelle strutture medesime, chiaramente indicatrici di condizioni e ambienti di sedimentazione di tipo marino: e più precisamente di un mare prevalentemente epineritico.

Tali conclusioni risultano d'altro canto coerenti con la ricostruzione della evoluzione paleogeografica del periodo scitico in tutta l'area delle Alpi Meridionali italiane, elaborata da ASSERETO-BOSELLINI-FANTINI SESTINI e SWEET nel già citato lavoro del 1973.

Secondo gli AA. in questione in Lombardia, nel tardo Permiano, si ebbe « un'area continentale non soggetta a sedimentazione », talchè di tale periodo non risulterebbero presenti affioramenti.

Vi è tuttavia da rilevare che questa tesi appare contraddetta dalla presenza — sulla sponda settentrionale del Lago d'Arno — di calcari dolomitici cariatati metamorfosati per contatto con la leucotonalite e la granodiorite del gruppo del M. Frisozzo, in associazione con cornubianiti calciche e/o biotitiche.

Gli estensori delle Note illustrative al Foglio TIRANO della Carta Geologica d'Italia hanno ritenuto di attribuire i calcari alla Formazione di Bellerophon (Permiano superiore) e le cornubianiti alla parte basale del Servino.

Ne deriva così che — sulla base di tali elementi — è possibile concludere che il « mare di Bellerophon » si estendeva, nella fase terminale del Permiano superiore, ben più a occidente di quanto ritenuto dagli AA. precedentemente citati. Ciò verrebbe confermato inoltre dai particolari caratteri litologici dell'affioramento camuno: infatti, secondo ASSERETO et al., la tran-

sgressione marina del tardo Permiano venne seguita da una temporanea regressione testimoniata « da numerose cavità di erosione alla sommità della Formazione di Bellerophon ».

A tale regressione seguì — sempre secondo i medesimi AA. — una nuova transgressione marina che si manifestò in modo brusco (*abrupt*) e improvviso (*sudden*), cosicchè « una vasta porzione delle attuali Alpi Meridionali venne sommersa sotto un mare poco profondo che si estese sino alla Valle Camonica ». Mentre a occidente di questa si formò una « vasta ed estesa pianura fangosa ». Tali manifestazioni diedero così luogo alla graduale affermazione delle condizioni proprie dell'epoca scitica.

Ne potremmo allora dedurre che le orme di tetrapodi di Cimbergo assumono il significato di un « segno » in qualche misura emblematico di delimitazione della effettiva linea di spiaggia: nel senso che a E della Valle Camonica il Servino bresciano rappresenta un ambiente marino seppure in termini epimeritici.

A ciò si deve aggiungere che l'« oolite a gasteropodi » — risultato di un'ulteriore transgressione nel quadro dello Scitico inferiore e comunque successiva alla prima transgressione della medesima età —, come già s'è ricordato, secondo CASSINIS (1968) « sembra arrestarsi, verso occidente, in Val Camonica ».

L'insieme dei dati considerati confortano a mio giudizio la tesi secondo cui il territorio bresciano, a oriente della Valle Camonica, rimase uniformemente sommerso da un mare sottile anche nelle fasi successive alla deposizione dei sedimenti iniziali della Formazione esaminata.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1953) - *Geologia del gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. « Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova », v. XVIII, Padova.
- ARTHABER, G. von (1906) - *Die Alpine Trias des Mediterranean Gebietes*. « *Lethaea geognostica* », II Teil, Mesozoicum Band I, Stuttgart.
- ASSERETO, R.-CASATI, P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. « Riv. It. Pal. Strat. », v. 71, f. 4, Milano.
- ASSERETO, R.-BOSELLINI, A. - FANTINI SESTIÑI, N. - SWEET, W. C. (1973) - *The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy)*. « The Permian and Triassic systems and their mutual boundary », in « Mem. canad. Soc. Petroleum Geol. », v. 2, Calgary.
- BASCOM, W. (1965) - *Onde e spiagge*. Zanichelli, Bologna.
- BATES, R. D. (1972) - *Zoologia: gli invertebrati*. Piccin, Padova.
- BIANCHI, A. - DAL PIAZ, Gb. (1937) - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello*. « Boll. R. Uff. Geol. d'It. », v. LXII, n. 1, Roma.
- BONI, A. (1943) - *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. P. 1: la porzione centrale*. Ist. Geol. Univ. Pavia, Pavia.

- BONI, A. (1955) - *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. III. Il margine orientale. Stratigrafia.* « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », v. V, 1951, Pavia.
- BONI, A. - CASSINIS, G. (1973) - *Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello.* Note ill. della legenda stratigrafica. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », v. XXIII, Pavia.
- BOSELLINI, A. (1965) - *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permian-Trias, e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la Tettonica Alpica.* « Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid. », A. XXVII-XXVIII, v. XII, f. III, Trento.
- CASATI, P. - GNACCOLINI, M. (1967) - *Geologia delle Alpi Orobie occidentali.* « Riv. It. Pal. Strat. », v. 73, Milano.
- CASSINIS, G. (1964) - *Unaaglia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana.* « Boll. Soc. Geol. It. », v. 83, f. 1, Roma.
- CASSINIS, G. (1968) - *Studio stratigrafico del « Servino » di Passo Valdì (Trias inferiore dell'alta Val Caffaro).* « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », v. XIX, Pavia.
- CASSINIS, G. (1968 bis) - *Sezione stratigrafica delle « Arenarie Rosse » permiane presso il Passo di Croce Domini (Brescia).* « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », c. XIX, Pavia.
- CASSINIS, G. - MONTRASIO, A. - POTENZA, R. - von RAUMER, J.F. - SACCHI, R., ZANFERRARI, A. (1974) - *Tettonica ercinica nelle Alpi.* « Mem. Soc. Geol. It. », v. XIII, suppl. 1, Roma.
- CURIONI, G. (1870) - *Osservazioni geologiche sulla Val Trompia.* « Mem. Ist. Lomb. Sc. e Lett. », s. III, v. II, Milano.
- DE SITTER, L. U. - DE SITTER KOOMANS, C. M. (1949) - *The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy.* « Leid. Geol. Meded. », 14 B, Leiden.
- LIBORIO, G. - MOTTANA, A. (1970) - *Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie. II. Variazioni delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli scisti di Edo- lo lungo direttrici metamorfiche.* « Rend. Soc. It. Min. Petr. », 26, Milano.
- PARONA, C. F. (1924) - *Trattato di Geologia.* Vallardi, Milano.
- POLLINI, A. - CASSINIS, G. (1963) - *Évolution structurale et sédimentaire du basin triasique de la Lombardie.* « Le Trias de la France et des régions limitrophes ». « Mém. du Bur. Rech. Géol. Min. », 15, Paris.
- REINECK, H. E. - SINGH, I. B. (1975) - *Depositional sedimentary Environments.* Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.
- RICCI LUCCHI, F. (1970) - *Sedimentografia. Atlante fotografico delle strutture primarie dei sedimenti.* Zanichelli, Bologna.
- TWENHOFEL, von H. (1950) - *Principles of sedimentation.* Mc Graw-Hill, New York, Toronto, London.

Indirizzo dell'Autore:

Dr. GIUSEPPE BERRUTI, viale Europa 4 - 25100 BRESCIA.

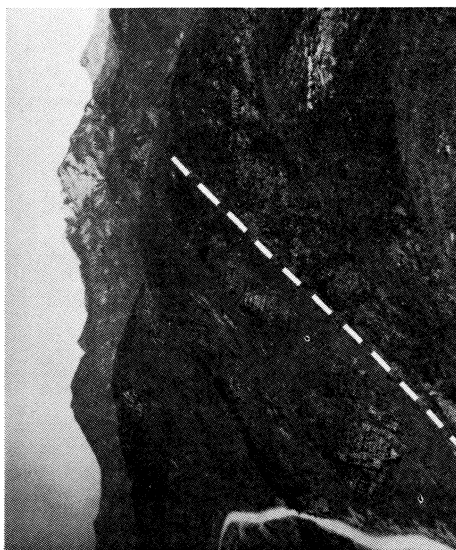


Fig. 4 - Contatto tra arenarie permiane e Servino in alta Val di Lavena.

Fig. 5 - Piega anticlinale coricata nel Servino della loc. 7.

Fig. 6 - « Ripple marks » nel Servino dell'alta Val Rondenino.

Fig. 7 - « Ripple marks » nelle Arenarie micacee alla Stanga di Bassinale.