

A T T I
DELLA
SOCIETÀ TOSCANA
DI
SCIENZE NATURALI

RESIDENTE IN PISA

MEMORIE - SERIE A

VOL. LXXX - ANNO 1973

ARTI GRAFICHE PACINI MARIOTTI - PISA - 1973

I N D I C E

MEMORIE

TARDI A., VITTORINI S. - Le acclività delle vulcaniti del Monte Amiata e i loro rapporti con i caratteri geolitologici	Pag. 1
CRESCENTI U., GIANNELLI L., MARTINEZ DIAZ C., SALVATORINI G. - Tentativo di correlazione tra i piani Andalusiano e Messiniano	» 17
CAPORUSSO A. M., GIACOMELLI G. P., LARDICCI L. - (+)(S)-3,4-dimethyl-1-pentyne and (+)(S)-3,4,4-trimethyl-1-pentyne: synthesis and enantiomeric purity	» 40
FERRARI G. A., MALESANI P. - Micromorphology and mineralogy of some acid brown soils (umbrepts) in the meadows of the Central calcareous Apennine (Abruzzo - Italy)	» 59
CAVAZZA S. - Su di una stima preliminare delle portate di magra del torrente Pesa	» 68
BROGINI A. L. - DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A. - Studio stratigrafico e micropaleontologico del Cretaceo inferiore della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno - Teramo)	» 79
CREMONESI G., RADMILLI A. M., TOZZI C. - A proposito del Mesolitico in Italia	» 106
TAVANI G. - Ipotesi sulla presenza di grossi frammenti di gneiss e di calcare nella «pietra leccese» della Puglia	» 121
PATACCA E., RAU A., TONGIORGI M. - Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani	» 126
CERRINA FERONI A., PATACCA E., PLESI G. - La zona di Lanciaia fra il Cretaceo inferiore e l'Eocene inferiore	» 162
BESSI C., GRAZZINI M. - Indagine chimica-strutturale di minerali di serpentino: analisi in spettroscopia IR e in microscopia elettronica	» 188
PELOSI P., GALOPPINI C. - Sulla natura dei composti mercurio-organici nelle foglie di tabacco	» 215
CECCONI S., RISTORI G. - Minerali argillosi di suoli derivati da diabase sotto differenti condizioni climatiche	» 221
BIGAZZI G., FORNACA RINALDI G. - Variazioni del contenuto di uranio nei sedimenti carbonatici di precipitazione chimica: possibili implicazioni paleoclimatiche	» 233
GIUSTI M., LEONI L. - X-ray determination of Ab content in K-feldspars	» 244
NOTINI P. - Stazioni preistoriche all'aperto in Garfagnana (Lucca)	» 249
COSPITO M., ZANELLO P., LUCARINI L. - Applicazione dell'elettrodo di mercurio a gorgogliamento alla voltammetria di ridiscioglimento anodico. Determinazione di zinco, cadmio, piombo e rame in acque naturali e di scarico industriale	» 266
CASOLI C. - Studi di idrogeologia carsica - 1° Considerazioni sulle diramazioni fossili presso quota -270 m nell'Antro di Corchia (Alpi Apuane - Lucca)	» 282
<i>Elenco dei soci per l'anno 1973</i>	» 305
<i>Norme per la stampa</i>	» 311

A. CERRINA FERONI, E. PATACCA, G. PLESI

LA ZONA DI LANCIAIA FRA IL CRETACEO INFERIORE E L'EOCENE INFERIORE (*)

Riassunto — Le ofioliti della Val di Fine sono ricoperte sedimentariamente da una formazione del Paleocene superiore (?) - Eocene inferiore assimilabile a quella di Lanciaia.

La parte più cospicua del sedimento è costituita da marne sabbiose rosse cui si intercalano livelletti biocalcarenitici classati ad Orbitoidi e Nummuliti e banchi di breccie i cui elementi clastici derivano dallo smantellamento delle ofioliti e della loro copertura originaria (diaspri, calcari a Calpionelle).

Le marne rosse contengono, in associazione alla microfauna planctonica, una macrofauna costituita da denti di Squali e da resti di organismi litorali (tubi sifonali riferibili al genere *Kuphus* GUETTARD) verosimilmente rimaneggiati da zone molto vicine.

In base a questi dati e allo studio degli elementi rimaneggiati nella formazione (clasti, intraclasti e microfaune neocretacee) viene delineata l'evoluzione strutturale della Zona di Lanciaia.

Questa zona paleogeografica del Dominio ligure interno comincia a individuarsi come alto strutturale fin dal Cretaceo inferiore in relazione ad una prima fase di movimenti cui fanno seguito nel Senoniano e al limite Paleocene-Eocene nuovi impulsi di sollevamento che culminano con locali emersioni del fondo oceanico e con la deposizione della Formazione di Lanciaia.

Viene riproposta infine la correlazione tra Formazione di Lanciaia e Argilloscisti del Passo del Bocco e avanzata l'ipotesi che l'alto di Lanciaia costituisca il prolungamento verso sud della Zona del Bracco.

Résumé — Les ophiolites de la Vallée de la Fine (Toscane Maritime) sont recouvertes par une formation sédimentaire du Paléocène sup. (?) - Eocène inf. corrélable avec celle de Lanciaia.

La plus grande partie de la formation est représentée par des marnes gréseuses rouges avec des minces intercalations de niveaux biocalcarénitiques (à Orbitoïdes

(*) Pubblicazione n. 26 del Centro di Studio per la Minerogenesi, Petrogenesi e Tettogenesi dell'Appennino Settentrionale del C.N.R., Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Pisa.

et Nummulites) classées et des bancs de brèches dont les éléments détritiques proviennent de la démolition des ophiolites et de leur couverture originare (radiolarites, calcaires à Calpionelles).

Les marnes rouges contiennent, en association à la microfaune planctonique, une macrofaune constituée par des dents de Squales et des restes d'organismes littoraux (tubes siphonaux référables au genre *Kuphus* GUETTARD) vraisemblablement remaniés à partir de zones très proches.

Sur la base de ces données et de l'étude des éléments remaniés dans la formation (fragments clastiques, intraclastes et microfaunes néocretacées), les Auteurs esquissent l'évolution structurale de la zone de Lanciaia.

Cette zone paléogéographique du Domaine ligure interne commence à s'individualiser comme haut-fond structural dès le Crétacé inférieur en relation avec une première phase de mouvement. Cette première phase est suivie, au Sénonien et à la limite Paléocène-Eocène par des nouveaux soulèvements qui ont abouti à des émergences locales du fond océanique et à la déposition de la Formation de Lanciaia.

Les Auteurs reprennent enfin la corrélation entre la Formation de Lanciaia et les «Argilloscisti del Bocco», en avançant l'hypothèse que le haut-fond de Lanciaia représente la prolongation de la Zone du Bracco vers le Sud.

INTRODUZIONE

La Formazione di Lanciaia costituisce la copertura sedimentaria di una parte delle ofioliti della Toscana meridionale. Si tratta di un complesso detritico del Paleocene superiore-Eocene inferiore che, per l'età e per il significato, differisce dalle altre facies (radiolariti, calcari a Calpionelle), comunemente presenti al tetto delle pietre verdi appenniniche, che nel Malm-Neocomiano aprono il ciclo sedimentario nel Paleoceano ligure, sigillando così i rapporti primari fra le rocce basiche e ultrabasiche del substrato (F. A. DECANDIA, P. ELTER [1969]).

Il significato della Formazione di Lanciaia è stato oggetto di interpretazioni in parte controverse.

SIGNORINI, cui si deve l'istituzione della formazione [1962], ne definisce trasgressiva la giacitura sulle ofioliti della Val di Cècina e della Val d'Elsa (R. SIGNORINI et Al. [1963]) senza definire peraltro la natura e l'età dei movimenti anteriori alla sua deposizione.

LAZZAROTTO e MAZZANTI [1966] attribuiscono alla Formazione di Lanciaia nella zona di Pomarance-Larderello il significato di un sedimento di mare franco depositosi, almeno in parte col meccanismo delle onde torbide, sulle rocce già tettonizzate del «Complesso delle ofioliti e delle argille con calcari palombini».

CERRINA FERONI e MAZZANTI [1967] confermano l'esistenza di una discordanza stratigrafica alla base della Formazione di Lanciaia in un'area immediatamente a Ovest della precedente e per la prima volta segnalano la sua sovrapposizione oltre che sulle ofioliti anche sulle «argille con calcari palombini».

GIANNINI, LAZZAROTTO e SIGNORINI [1972] esprimono l'opinione che la Formazione di Lanciaia sia legata da rapporti di eteropia al Flysch di M. Morello riproponendo così un'ipotesi formulata in precedenza da V. BORTOLOTTI [1964].

Questa interpretazione sembra fondarsi essenzialmente sull'età paleocenico-eocenica delle due formazioni. Se si fa astrazione da questo la continuità paleogeografica tra i due complessi non sembra ben documentata. Tra la zona ad ofioliti su cui si imposta il bacino di Lanciaia e il bacino di M. Morello doveva interporci, nel Cretaceo superiore e durante una parte almeno del Paleocene, il Dominio del Flysch ad Elmintoidi di Monteverdi-Larderello (Flysch tipo Caio-Cassio). La continuità laterale tra Lanciaia e M. Morello presuppone quindi l'accavallamento dell'unità ofiolitifera sul Flysch di Monteverdi-Larderello in una fase pre-Lanciaia. In questo caso peraltro la Formazione di Lanciaia avrebbe dovuto deporsi, oltre che sulle ofioliti, anche sul Flysch stesso, fossilizzando i loro rapporti; un passaggio sedimentario fra Lanciaia e Flysch non è però mai stato segnalato finora.

Ci sembra quindi più probabile che la Formazione di Lanciaia si sia deposta sulle ofioliti prima del loro accavallamento sul Flysch e che insieme ad esse e alla loro originaria copertura costituisca in sostanza un complesso di origine interna senza legami paleogeografici diretti con l'unità esterna di M. Morello.

E' nostra impressione in ogni modo che le conoscenze relative alle unità liguri della Catena chiantigiana (area tipo di affioramento dell'Alberese di M. Morello sulla trasversale di Lanciaia) siano ancora tutt'altro che consolidate. A titolo di esempio nelle carte geologiche molto recenti relative a questa regione (V. BORTOLOTTI et AL. [1970]) numerosi e importanti affioramenti sono tuttora indicati con il termine ben poco chiaro di caotico o di indifferenziato. Questa constatazione dovrebbe essere largamente sufficiente a scoraggiare almeno per ora i tentativi di sintetizzare, senza riserve, i dati forniti dalla letteratura.

Il problema dei rapporti tra Lanciaia e M. Morello potrebbe essere affrontato anche riesaminando la composizione microfauni-

stica dei livelli paleocenici individuati da M. SAGRI [1969] nel Flysch di Monteverdi-Larderello, nel tentativo di stabilire se essi siano o no coevi della Formazione di Lanciaia. Nel primo caso sarebbe evidentemente da escludere che l'accavallamento delle ofioliti sul Flysch di Monteverdi-Larderello sia avvenuto in epoca pre-Lanciaia e di conseguenza la continuità laterale tra questa formazione e l'Alberese di M. Morello.

In conclusione la deposizione di Lanciaia è stata collegata più o meno esplicitamente a movimenti tettonici prepaleocenici nel Dominio ligure, senza tuttavia tentarne la collocazione nel quadro strutturale e paleogeografico ricostruito lungo le trasversali classiche delle Liguridi.

A questo proposito andrebbero definiti con maggior precisione, sia l'intervallo di tempo entro cui collocare i movimenti, sia le loro caratteristiche e la loro importanza. Su questi argomenti informazioni di un certo interesse sono scaturite dallo studio di alcuni affioramenti situati fra Castellina M.ma e Rosignano M.mo in Val di Fine, recentemente parallelizzati alla Formazione di Lanciaia da E. GIANNINI et Al. [1972].

DESCRIZIONE DEGLI AFFIORAMENTI

Gli affioramenti più significativi in questa zona compaiono lungo il T. Pesciera a valle della Fonte del Doccino, nella piccola sella 200 m a Sud de La Casa e infine nel fosso che affluisce nel T. Pesciera all'altezza di Casa La Dispensa.

La parte più cospicua del sedimento è costituita da marne sabbiose di color rosso mattone e argille marnose varicolori cui si intercalano depositi di origine probabilmente comune, ma di significato sedimentologico diverso (brecce e microbrecce ofiolitiche in banchi irregolari e sporadici livelletti chiari biocalcarenitici di varia granulometria).

La formazione poggia sulle ofioliti rappresentate da serpentiniti e da rari filoni di diabase che le attraversano.

Il carattere sedimentario di questo passaggio risulta immediatamente evidente; esso avviene attraverso un livello basale di brecce ad elementi di sole pietre verdi impastate da un sedimento rosso del tutto analogo a quello che costituisce la parte più cospicua della formazione. La stratificazione del sedimento si presenta spes-

so discordante rispetto alla superficie superiore delle ofioliti caratterizzata da creste e depressioni anche vistose. La fig. 1 illustra i caratteri di questo passaggio nella selletta presso La Casa. Le irregolarità del fondo oltre che dall'osservazione diretta risultano anche dall'andamento spesso anomalo del contatto tra le ofioliti e il sedimentario.



Fig. 1 - Passaggio tra le ofioliti (of) e la Formazione di Lanciaia (fL) in corrispondenza della selletta presso La Casa. Con br è indicato un livello di brecce ad elementi di sole ofioliti, interposto tra queste ultime e la Formazione di Lanciaia, che riempie una depressione originaria del substrato.

Marne sabbiose rosse

Le marne sabbiose rosse non presentano mai una stratificazione molto evidente che tende a manifestarsi invece nei termini variegati più fini.

Il contenuto microfaunistico (fig. 2), non molto abbondante, è rappresentato esclusivamente da Foraminiferi planctonici (*Globorotalie*, *Globigerine*, *Gümbeline* e rarissime *Globotruncane* rimaneggiate). Con il limitato numero di caratteri osservabili in sezione sottile, le *Globorotalie* sono attribuibili, nel senso indicato da H.

LUTERBACHER [1964], al gruppo *G. aequa* CUSHMAN e RENZ e al gruppo *G. velascoensis* (CUSHMAN). Nell'ambito di quest'ultimo gruppo sono riconoscibili, con alcune incertezze, forme riferibili alle specie *G. rex* MARTIN e *G. formosa gracilis* BOLLI rappresentate da un'elevata percentuale di esemplari. Le Globigerine presentano guscio molto spesso e spinoso.

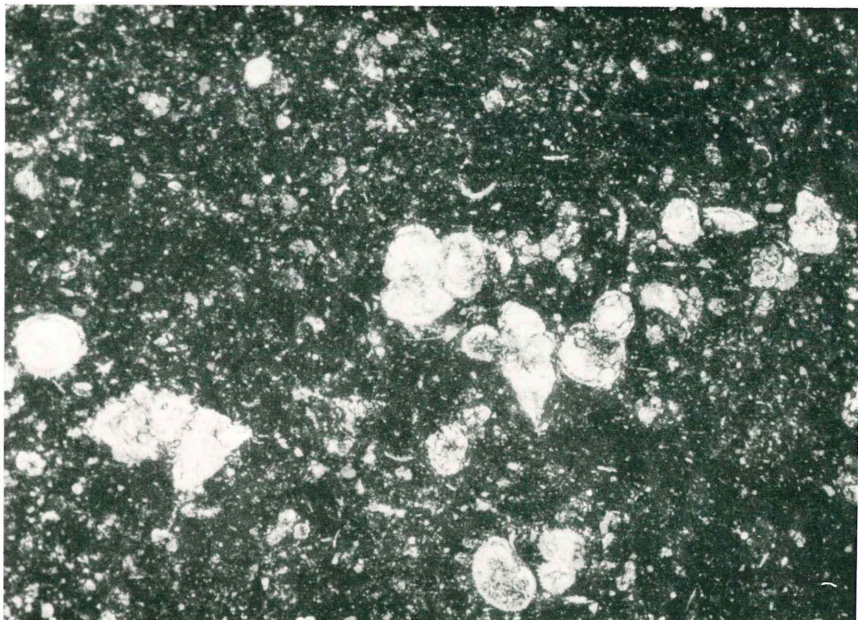


Fig. 2 - Microfacies tipica delle marne rosse. Sulla sinistra è visibile una Globorotalia del gruppo *G. velascoensis* riferibile probabilmente alla specie *G. rex* MARTIN, (70 x).

Calcareniti

I livelli calcarenitici risultano da un impasto di resti organici (Globorotalie, Globotruncane, macroforaminiferi interi e in frammenti ecc.) associati a una scarsa frazione inorganica costituita da frammenti di ofioliti, noduli cloritici e rarissimi granuli di quarzo.

Sia i fossili, sia gli elementi inorganici appaiono smistati secondo le dimensioni e danno luogo a strati e lamine a granulometria diversa.

Livelli biocalcarenitici più grossolani - I livelli più grossolani (fig. 3) hanno elementi di dimensioni medie di circa 2 mm e in essi i macroforaminiferi sono riconoscibili anche a occhio nudo. La roccia è classificabile come una biocalcarenite a cemento sparitico.

Il contenuto organico è dato da numerosi esemplari di *Sphaerogypsina*, *Miscellanea*, *Operculina*, *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Aktinocyclina*, *Asterocyclina*, *Lenticulina*, frammenti di Briozoi e di *Lithothamnium*, frammenti di gusci di Lamellibranchi, radioli di Echinidi, scleriti di Oloturie (*Eupta*), Rotalidi, Nodosaridi, Textularidi, Anellidi, rari frammenti rimaneggiati di *Orbitoides* e prismi di *Inoceramus*, Globigerine, Gumbeline, Globorotalie e infine Rotalipore, Hedbergelle e Globotruncane rimaneggiate.

Le Globorotalie sono presenti con i gruppi *G. aequa* CUSHMAN e RENZ - *G. angulata* (WHITE) e *G. velascoensis* (CUSHMAN); nell'ambito di questi gruppi sono riconoscibili, con le dovute cautele, le seguenti specie: *G. acutispira* BOLLI e CITA, *G. rex* MARTIN (gruppo *G. aequa*) e *G. formosa gracilis* BOLLI (gruppo *G. velascoensis*). A queste Globorotalie sono associate forme riferibili alle specie *G. pusilla* BOLLI e *G. pseudomenardii* BOLLI.

Tra i Foraminiferi planctonici neocretacei abbiamo determinato le seguenti specie:

- Rotalipora appenninica* (RENZ)
- Rotalipora cushmani* (MORROW)
- Rotalipora greenhornensis* (MORROW)
- Globotruncana helvetica* BOLLI
- Globotruncana renzi* GANDOLFI
- Globotruncana lapparenti angusticarinata* GANDOLFI
- Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN
- Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
- Globotruncana lapparenti inflata* BOLLI
- Globotruncana fornicata* PLUMMER
- Globotruncana rosetta* (CARSEY)
- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
- Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT)
- Globotruncana conica* WHITE
- Globotruncana leupoldi* BOLLI
- Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ
- Globotruncana caliciformis* (DE LAPPARENT)

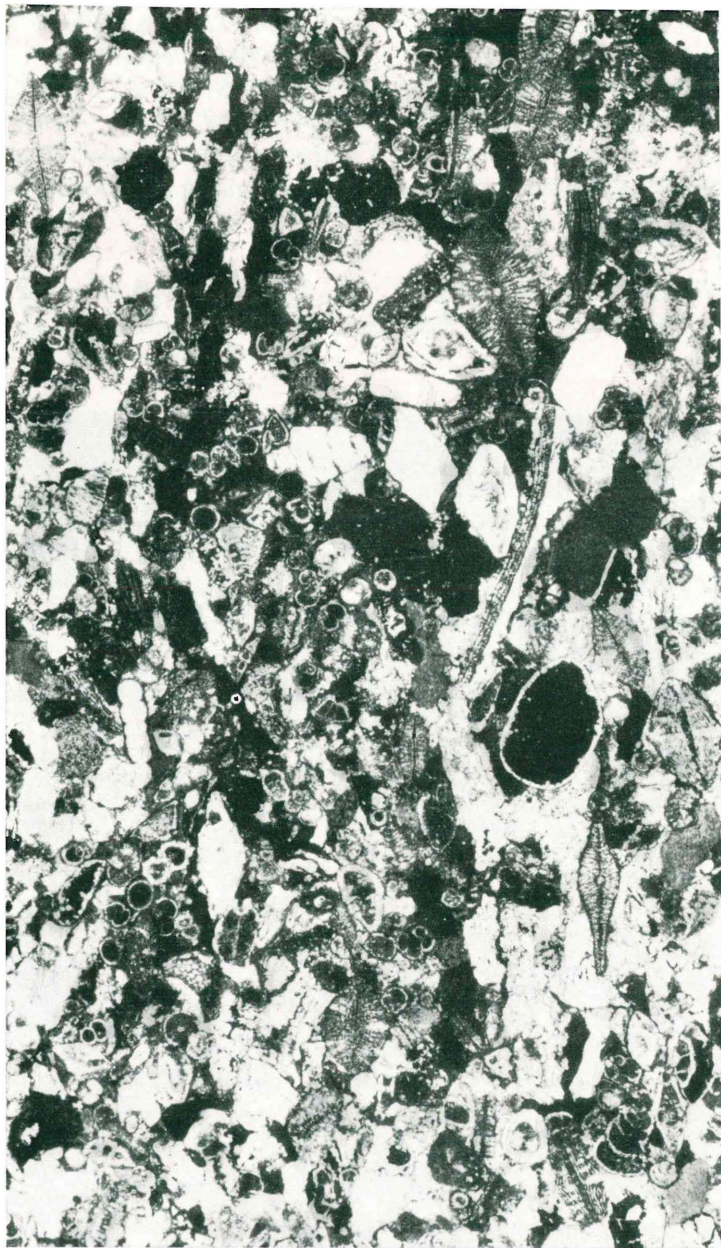


Fig. 3 - Microfacies tipica delle biocalcareniti grossolane a macroforaminiferi. A destra in basso un esemplare rimaneggiato di *Globotruncana* (*Gt. rosetta* (CARSEY)), (22 x).

Sia le Globotruncane, sia le Globorotalie, giacciono frequentemente al cuore di intraclasti micritici; più raramente esse si presentano isolate e in questo caso le camere dei gusci sono riempite da calcite spatica. I macroforaminiferi sono spesso frammentari.

Tutta la microfauna presenta quindi evidenti caratteri di rimaneggiamento (Globotruncane) e di rideposizione (Globorotalie e macroforaminiferi).

Livelli biocalcarenitici più fini - Le biocalcareniti fini (fig. 4), in singoli strati o in lamine ben classate all'interno degli strati più

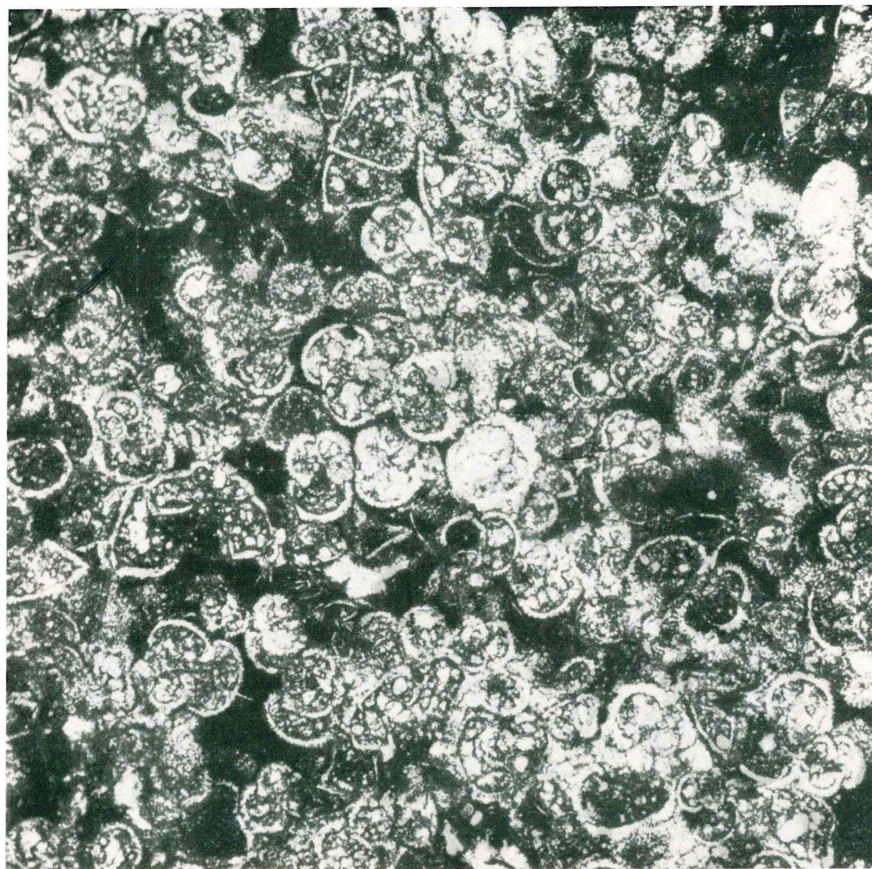


Fig. 4 - Microfacies delle biocalcareniti fini a Globorotalie e Globigerine. Sono riconoscibili alcuni esemplari rimaneggiati di Globotruncane tra cui, a sinistra, un esemplare di *Gt. caliciformis* (DE LAPPARENT), (70 x).

grossolani, hanno matrice micritica talvolta ricristallizzata ed una frazione clastica inorganica petrograficamente analoga a quella delle calcareniti più grossolane, ma in genere meno abbondante. Anche in questo caso i resti inorganici, essenzialmente Foraminiferi planctonici, formano la quasi totalità della roccia e sono rappresentati da: Globorotalie, Globigerine, Gumbeline, numerosissime Globotruncane, rare Ventilabrelle e, in alcune sezioni, rari frammenti di macroforaminiferi e gusci di Lamellibranchi.

Le Globorotalie sono presenti con le stesse forme elencate precedentemente; tra le Globotruncane, oltre alle specie contenute nelle biocalcareniti più grossolane, sono riconoscibili:

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti bulloides VÖGLER

Globotruncana lapparenti marginata REUSS

Globotruncana carinata DALBIEZ

A differenza di quanto si verifica nelle calcareniti più grossolane, i Foraminiferi planctonici sono sempre isolati e quasi sempre le logge dei gusci sono riempite da sparite e microsparite. Solo eccezionalmente le Globorotalie contengono un riempimento micritico uguale a quello della pasta di fondo e ancor più di rado le Globotruncane un riempimento micritico ossidato diverso da quello della matrice della roccia.

Anche in questo caso le Globotruncane si devono considerare sicuramente rimaneggiate; ci sono inoltre indizi di dilavamento e di rideposizione delle Globorotalie.

Brecce ofiolitiche

Le brecce e le microbrecce ofiolitiche (fig. 8) riempiono di solito solchi e tasche di erosione (figg. 5, 6, 7), che incidono a più livelli le marne rosse e le calcareniti; la parte più fine del materiale che le costituisce tende a sfilacciarsi e a disperdersi nel sedimento inglobante, cosicché queste intercalazioni si esauriscono nello spazio di pochi metri o di poche decine di metri.

Fra gli elementi clastici sono abbondanti blocchi di brecce preesistenti.

Oltre che da ofioliti le brecce sono costituite da rocce sedimen-



Fig. 5 - Solchi di erosione nelle marne rosse riempite da materiale brecciato. L'illustrazione costituisce un particolare degli affioramenti rappresentati nella fig. 1.

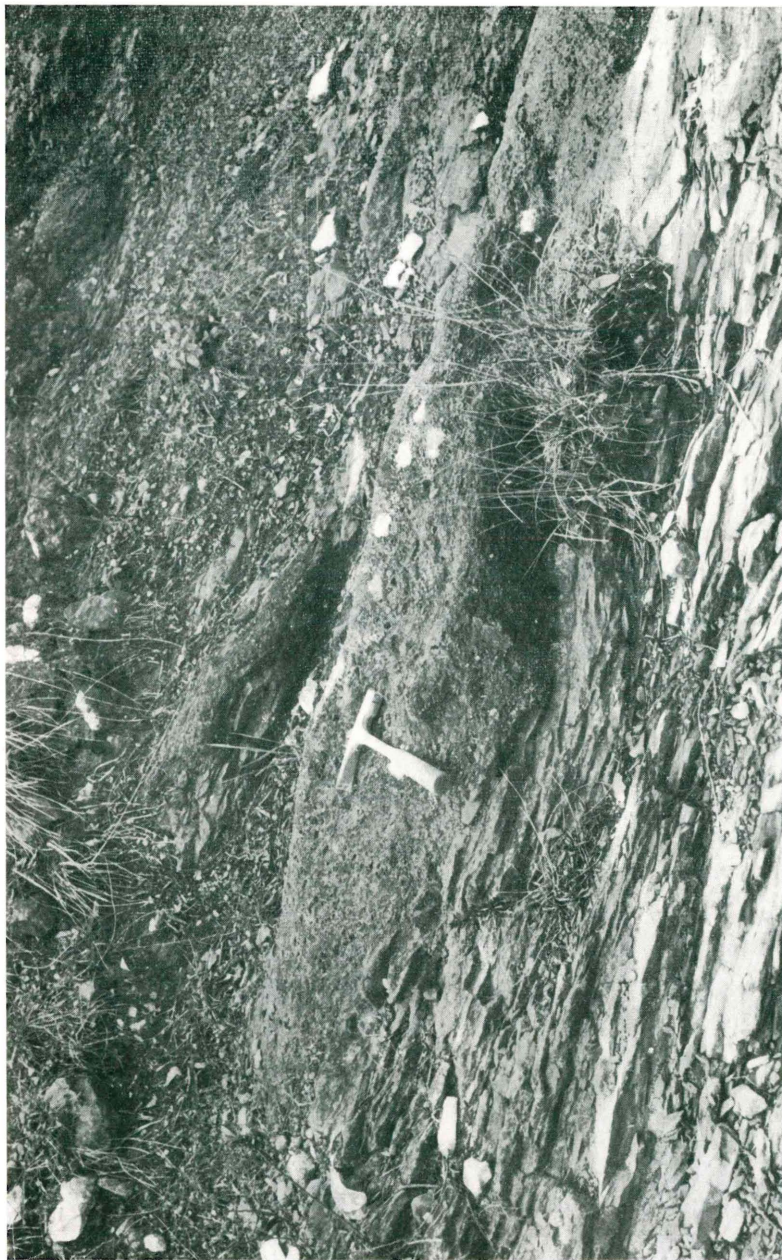


Fig. 6 - Marne rosse con sottili intercalazioni calcarenitiche incise da un canale di erosione riempito da breccie sedimentarie. Fosso che affluisce nel T. Pesciera all'altezza di Casa La Dispensa.



Fig. 7 - Blocco di breccie ofiolitiche incluso nelle calcareniti.

tarie riconducibili alla loro antica copertura del Giurese sup.-Cretaceo inf. Gli elementi calcarei sono costantemente attraversati da vene di calcite secondaria.



Fig. 8 - Aspetto tipico delle brecce. Gli elementi sono rivestiti da carbonati in grossi cristalli disposti radialmente.

In sezione sottile sono stati esaminati 52 campioni riferibili ai seguenti tipi litologici:

- a) biomicriti a Calpionelle e Radiolari, micriti e marnomicriti più o meno intensamente silicizzate;

- b) radiolariti e selci;
- c) arenarie glauconitiche fini mediamente mature (sterili);
- d) siltiti argillose sterili o a rare spicole di Spugna.



Fig. 9 - Tubi sifonali di *Kuphus* inclusi nelle marne rosse dell'affioramento di fig. 1.

Tra le Calpionelle delle biomicriti sono riconoscibili le seguenti specie:

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISCH
Calpionellopsis oblonga (CADISCH)

Tintinnopsella carpathica (MURGEANU e FILIPESCU)

Tintinnopsella longa (COLOM)

Remaniella cadischiana (COLOM)

Amphorellina subacuta COLOM

Calpionellites darderi (?) (COLOM)

In base all'associazione delle specie elencate la quasi totalità delle biomicriti a Calpionelle è riferibile al Berriasiano; potrebbero fare eccezione rari campioni forse attribuibili al Valanginiano per l'assenza delle Calpionelle s.s. e la presenza di alcuni esemplari dubitativamente riferibili alla specie *Cts. darderi*.

Uno di questi campioni contiene, in associazione alle specie *T. carpathica* e *Cs. oblonga*, l'unico esemplare di *A. subacuta* da noi individuato.

CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DELLA FORMAZIONE IN VAL DI FINE E SUA CORRELAZIONE CON LANCIAIA

La formazione descritta costituisce in conclusione un deposito eterogeneo in cui le marne rosse hanno il significato di un normale sedimento pelagico, mentre le biocalcareni e le breccie sono il risultato di meccanismi deposizionali differenti.

Le calcareniti potrebbero costituire il risultato del dilavamento e della rideposizione di sedimenti non ancora diagenizzati ad opera di deboli correnti di fondo; riteniamo probabile che a queste correnti vada attribuita anche la ridistribuzione, secondo classi dimensionali diverse, del materiale detritico organico ed inorganico. E' anche possibile che il materiale degli orizzonti più grossolani (a macroforaminiferi) abbia subito un trasporto più prolungato e da zone presumibilmente più costiere rispetto al materiale dei livelli più fini (a soli Foraminiferi planctonici) che rappresentano, secondo ogni evidenza, il prodotto della rielaborazione pressoché «in loco» del sedimento pelagico stesso.

In base al carattere non turbiditico di questi livelli si può comunque escludere un trasporto rilevante sia per gli uni sia per gli altri.

Le breccie e le microbreccie possono rappresentare il prodotto di frane sottomarine che hanno almeno in parte rimobilizzato del materiale già brecciato in relazione a movimenti precedenti. E' ve-

rosimile che gli spostamenti relativi alla definitiva deposizione del materiale non abbiano avuto entità rilevante.

La facies complessiva del sedimento potrebbe corrispondere a quella di un deposito di pendio sottomarino probabilmente instabile (frane sottomarine), con acque non particolarmente profonde (macroforaminiferi poco rielaborati), in cui episodi erosivi (solchi e canali di erosione, rimobilizzazione di sedimenti già deposti) interrompevano i normali processi di sedimentazione pelagica (marne rosse e variegata a Globorotalie)⁽¹⁾.

Un elemento di notevole interesse per l'interpretazione dei caratteri sedimentologici della formazione e dei suoi rapporti con le ofioliti sottostanti è rappresentato dalla presenza di tubi sifonali calcarei, attribuibili al genere *Kuphus* GUETTARD, da noi ritrovati a vari livelli nelle marne rosse (fig. 9).

Il maggior numero di esemplari proviene dall'affioramento illustrato nella figura 1, quattro o cinque metri al di sopra del contatto con le ofioliti. In questa località i tubi sifonali sono per lo più raggruppati e addossati gli uni sugli altri in rapporti reciproci presumibilmente analoghi a quelli biologici. Più raramente si rinvencono isolati, spesso in frammenti. I tubi sono riempiti costantemente da un sedimento rosso identico a quello che li racchiude ad eccezione di rari casi in cui il riempimento è rappresentato da cristalli di calcite spatica disposti radialmente rispetto all'asse del tubo sifonale.

I *Kuphus* attuali vivono nella sabbia e nel fango o fra le radici delle mangrovie; analogamente i loro resti fossili provengono da depositi litorali, talora di acque salmastre (G. TAVANI [1948]).

Nelle stesse marne rosse da cui provengono i *Kuphus* si rinvencono frequentemente denti di Squali, perfettamente conservati, di dimensioni massime di circa 2 cm.

La presenza dei *Kuphus* in un sedimento pelagico sembra comportare, come per i macroforaminiferi, un certo grado di rimaneggiamento; considerato il fatto che questi organismi non sono associati a livelli grossolani e che mancano del tutto indizi di un loro trasporto da onde torbide, da frane sottomarine e da correnti di fondo, sembra naturale che il loro spostamento sia avvenuto in

(1) Associazioni sedimentologiche di questo tipo vengono di solito riferite ad un ambiente di scarpata. In questo caso tuttavia il termine di scarpata non ci sembra appropriato trattandosi di un dominio interamente oceanico.

superficie, come del resto è noto per altri gruppi affini (Teredini). L'entità di questo spostamento non può essere valutata evidentemente con esattezza; se consideriamo d'altra parte che questi organismi sono associati, sia pure indirettamente, a microfaune bentoniche di mare basso poco rimaneggiate, è probabile che anche i *Kuphus* abbiano subito un trasporto limitato.

Come ipotesi alternativa si potrebbe al limite considerare anche la possibilità che questi organismi non siano affatto rimaneggiati; in questo caso i fanghi rossi in cui si ritrovano avrebbero costituito il loro ambiente di vita ed esprimerebbero quindi un mare molto sottile.

La loro presenza, in definitiva, comporta comunque l'esistenza di una terra emersa a non grande distanza dall'area di deposizione dei sedimenti descritti.

Tenuto conto del fatto che gli apporti detritici otticamente decifrabili derivano soltanto dallo smantellamento delle ofioliti e della loro antica copertura sedimentaria, questa terra emersa doveva costituire necessariamente un elemento di un dominio oceanico; essa poteva configurarsi come una successione di isole poco estese, prive di una rete idrografica ben sviluppata, a fianchi piuttosto ripidi e senza una estesa piattaforma (scarsità di sedimenti neritici rimaneggiati nei depositi pelagici), cosicché il passaggio dalla zona litorale alla pianura sottomarina doveva realizzarsi in modo relativamente brusco. In questo senso dunque il deposito pelagico costituisce anche un sedimento prossimale.

Per quanto riguarda l'età della formazione descritta ci siamo attenuti alla associazione faunistica delle marne rosse che può essere riferita all'Eocene inferiore (relativa frequenza di *Globorotalie* del tipo *G. rex* e *G. formosa gracilis*). Questa attribuzione sembra avvalorata anche dal grado di specializzazione raggiunto, fra i macroforaminiferi, dagli Orbitoidi e dai Nummuliti. Non possiamo però escludere rigorosamente la parte sommitale del Paleocene.

L'età infraeocenica della formazione, i suoi caratteri sedimentologici e litologici e i rapporti di giacitura con le ofioliti autorizzano la correlazione degli affioramenti della Val di Fine, finora illustrati, con quelli già conosciuti della Formazione di Lanciaia. Le uniche differenze sembrano rappresentate dalla presenza in questi ultimi (Val di Cècina, Val d'Elsa) di vere e proprie facies turbiditiche (arenarie ofiolitiche gradate) e, sul piano paleontologico, dalla mancanza di macroforaminiferi e di altri fossili litorali (*Kuphus*).

Queste variazioni possono essere spiegate agevolmente, nell'ambito di un unico bacino, come l'espressione di un passaggio da facies prossimali (Val di Fine) a facies più distali (Val di Cècina).

L'EVOLUZIONE DELLA ZONA DI LANCIAIA DAL CRETACEO INFERIORE ALL'Eocene INFERIORE

Nella nostra concezione, come già abbiamo avuto modo di osservare, il bacino di Lanciaia appartiene ad una zona paleogeografica collegata alle parti più interne del Dominio ligure. I dati raccolti nel corso di questo studio, unitamente alle conoscenze che derivano dalla letteratura, permettono di delineare fin d'ora, sia pure per sommi capi, il quadro evolutivo che ha interessato, tra il Cretaceo inferiore e l'Eocene inferiore questo settore della «eugeo-sinclinale».

A questo proposito ci sembra significativa, per due ordini di motivi, l'associazione di microfaune cretacee e terziarie rimaneggate nella Formazione di Lanciaia (intendiamo riferirci non soltanto agli affioramenti della Val di Fine, ma anche a tutti gli altri finora studiati):

1) - Le faune precenomaniane (Calpionelle e Radiolari) sono costantemente presenti entro clasti, provenienti dalla copertura delle ofioliti, necessariamente già tettonizzata e diagenizzata al momento della deposizione di Lanciaia. Le faune neocretacee e paleogeniche al contrario (Globotruncane ecc.) si ritrovano prevalentemente isolate e più di rado al nucleo di intraclasti micritici. Esse derivano quindi verosimilmente da fanghi non consolidati o semiconsolidati depositi nella Zona di Lanciaia prima della formazione omonima.

2) - Le faune più antiche rimaneggiate nella Formazione di Lanciaia (Calpionelle e Globotruncanidi precenomaniani) sono esclusivamente di tipo pelagico; solo a partire dal Senoniano, senza possibilità di ulteriori precisazioni, cominciano a comparire anche microfaune di ambiente neritico (Orbitoidi di tipo cretaceo); in un momento imprecisato del Senoniano, quindi, la Zona di Lanciaia, o parte di essa, è stata probabilmente interessata da movimenti di sollevamento.

* * *

L'insieme dei dati a disposizione sembra comportare in definitiva l'esistenza di almeno tre fasi di movimento distinte nel Dominio ligure interno.

La fase «cenomaniana»

La più antica di queste fasi di movimento ha inizio nel Cretaceo inferiore, posteriormente ad almeno una parte del Neocomiano e si estende molto probabilmente ad una parte del Cenomaniano. Ad essa va ricondotta la deformazione del pavimento basico e ultrabasico e della sua copertura originaria, con conseguente produzione di materiale brecciato (ricordiamo che gli elementi delle brecce sono tutti più antichi del Cenomaniano).

A questa prima fase tettonica avrebbe fatto seguito, a partire dal Cenomaniano superiore e durante tutto il Cretaceo, una ripresa di sedimentazione, con deposizione di fanghi pelagici a Globotruncane (e in un secondo tempo anche con sviluppo di facies neritiche) che non hanno mai raggiunto, probabilmente, spessori rilevanti; una formazione neocretacea non è stata infatti mai segnalata finora alla base di Lanciaia.

La Zona paleogeografica di Lanciaia comincia quindi a individuarsi come alto strutturale fin dal Cenomaniano; in essa sembrano mantenersi poi, per tutto il Cretaceo superiore, condizioni di sostanziale equilibrio fra sedimentazione ed erosione (deposizione di serie condensate). Il carattere di alto risalta maggiormente se contrapposto alle potenti serie arenacee e calcareo-marnose, in facies di Flysch, che nel Cenomaniano-Turoniano e più in generale nel Cretaceo superiore caratterizzano le zone adiacenti del Dominio ligure (Arenaria del Göttero, Arenaria di Ostia, Flysch ad Elmentoidi).

La fase cretacea postcenomaniana

La comparsa, durante il Senoniano, di facies anche neritiche può essere messa in relazione, come già detto, con una nuova fase di movimenti cui si deve, quanto meno, un ulteriore sollevamento di questa Zona, ma la cui esatta collocazione cronologica è, per il momento, impossibile. Nello stesso modo non si può stabilire l'im-

portanza di questi movimenti e la loro estensione. Non ci sentiremmo di escludere tuttavia che il loro significato e la loro importanza trascendano quelli di un semplice sollevamento e che le deformazioni abbiano interessato anche domini più lontani. Non mancano del resto, come vedremo tra breve, indizi in tal senso.

La fase paleocenico-eocenica

Nel Paleocene superiore - Eocene inferiore una parte della Zona di Lanciaia era sicuramente emersa. Poiché non esistono elementi sicuri per ritenere che questa zona fosse emersa anche in precedenza (senza che lo si possa rigorosamente escludere) e considerata anche l'instabilità del Bacino di Lanciaia, che, come è già stato fatto notare da alcuni Autori (A. CERRINA FERONI, R. MAZZANTI [1967]), doveva riflettere un'«ambiente di unità tettoniche in movimento», sembra ragionevole mettere in relazione l'emersione a movimenti terziari.

Nelle parti sommerse dell'edificio che si stava formando si disponeva in discordanza la Formazione di Lanciaia con caratteri sedimentologici non omogenei da punto a punto e comunque mai con quelli di un vero e proprio flysch, nel senso comunemente attribuito a questo termine (deposito monotono di grande spessore in regime subsidente). La discordanza basale è evidentemente in gran parte il frutto delle fasi tettoniche precedenti e forse in maggior misura imputabile a quella «cenomaniana».

* * *

La giacitura discordante della Formazione di Lanciaia non ci sembra comunque sufficiente a giustificare l'opinione espressa da R. SIGNORINI che la Formazione stessa costituisca un deposito trasgressivo; ci basiamo sia su considerazioni di carattere generale sia sui dati che scaturiscono dalle osservazioni di campagna:

— gli eventi finora esposti tendono a configurarsi, nella loro successione e nel loro insieme, piuttosto nel senso opposto e cioè come momenti di un vasto ciclo regressivo che culmina con una parziale emersione e con la deposizione della Formazione di Lanciaia.

— non esistono prove che le ofioliti fossero emerse in epoca pre-Lanciaia, mentre è certa l'esistenza di un fondo oceanico emerso

nel Paleocene superiore - Eocene inferiore (cioè contemporaneamente alla deposizione di Lanciaia).

— non c'è alcuna proporzione fra l'estensione (tutt'altro che trascurabile) del substrato della Formazione di Lanciaia e la quantità di materiali clastici bene elaborati (irrilevante) cui le rocce del substrato avrebbero dato luogo se fossero state interamente emerse. La maggior parte di questo materiale dovrebbe costituire, nella ipotesi di una trasgressione, un conglomerato di base che invece non è mai stato individuato in nessun affioramento della Toscana meridionale e neppure a Lanciaia.

— I ciottoli più arrotondati, costantemente associati alle brecce, sono intercalati in un sedimento pelagico e potrebbero tutt'al più suggerire l'idea di episodi trasgressivi paralizzanti e successivamente smantellati dalla ripresa dei sollevamenti.

Siamo propensi in conclusione a prospettare come presumibile ambiente paleogeografico della Formazione di Lanciaia uno o più bacini limitrofi, mediamente poco profondi e delimitati da isole oceaniche poco sviluppate, che almeno in gran parte si impostano, in regime sostanzialmente regressivo e forse solo localmente subsidente, su un'area ofiolitica non interessata da precedenti emergenze.

LE FASI TETTONICHE PRE-LANCIAIA NELL'APPENNINO LIGURE

Le fasi di movimento che hanno preceduto la deposizione di Lanciaia, con la collocazione cronologica da noi proposta, sembrano inserirsi senza difficoltà nel quadro strutturale ricostruito nell'Appennino ligure. Dal nostro punto di vista questa correlazione va evidentemente tentata soprattutto con le fasi di deformazione che hanno interessato i domini più interni (Zona del Bracco, Bacino degli Scisti di Val Lavagna e del Göttero).

In questi domini è stata documentata l'esistenza di movimenti tettonici postneocomiani, con un massimo al Cenomaniano, che hanno portato al sollevamento del fondo oceanico (Ruga del Bracco) e alla produzione di materiale brecciato che ritroviamo soprattutto negli Scisti di Val Lavagna (P. ELTER, G. RAGGI [1965a; 1965b]).

Non ci sentiamo di escludere che questi movimenti abbiano avuto una ripercussione nei settori orientali del Dominio ligure;

ci sembra infatti poco verosimile che tutto il materiale clastico associato ai complessi di base dei Flysch ad Elmintoidi (brecce di prima generazione di B. MONTEFORTI [1972]) derivi da un'unica zona corrugata⁽²⁾.

Relativamente alla fase cretacea post-cenomaniana nel Dominio ligure esterno esistono indizi di una tettonizzazione dei complessi di base, estesa anche alle formazioni del Cenomaniano-Turoniano (Argille varicolori e Arenarie di Ostia), anteriore alla deposizione dei Flysch ad Elmintoidi (Caio-Cassio). La tettonica di questi Flysch appare infatti relativamente più semplice e in certa misura indipendente da quella dei terreni sottostanti. In alcuni casi poi, e con bella evidenza ai Salti del Diavolo in Val Baganza, esiste una discordanza abbastanza netta fra il Flysch e i complessi di base, non facilmente spiegabile come risultato dei movimenti posteriori ai Flysch, cioè ai movimenti della fase ligure⁽³⁾.

Nel Dominio ligure interno ricordiamo che di recente è stata illustrata una discordanza stratigrafica alla base degli argilloscisti paleocenici⁽⁴⁾ del Passo del Bocco (P. PERTUSATI [1972]) che separa gli stessi dal complesso Scisti di Val Lavagna-Arenaria del Göttero già deformato. Secondo lo stesso Autore gli Argilloscisti del Bocco rimangono blocchi di arenarie (Göttero) e pacchi di strati interessati da scistosità secondaria derivanti dallo smantellamento, probabilmente sottomarino, degli Scisti di Val Lavagna e delle Argille con palombini. La discordanza stratigrafica alla base degli Scisti del Bocco e la presenza di elementi rimaneggiati del substrato sono stati interpretati come risultato di una fase tettonica compresa tra il Turoniano e il Paleocene.

Ci preme far rilevare che anche negli Argilloscisti del Passo del Bocco alle Globorotalie sono associate Globotruncane rimaneggiate ma non incluse in elementi litici (P. PASSERINI, C. PIRINI [1964]) alle quali riteniamo vada attribuito un significato analogo

(2) Nella Toscana meridionale è stata descritta (A. CERRINA FERONI et AL. [1968]) una discordanza stratigrafica alla base cenomaniana del flysch arenaceo di Montaione, che probabilmente fa parte di un'unità esterna.

(3) Abbiamo iniziato, in collaborazione con B. MONTEFORTI, la revisione dei rapporti tra i Flysch ad Elmintoidi di Monte Caio e Monte Cassio e i relativi complessi di base, allo scopo di verificare l'attendibilità di questa ipotesi.

(4) In relazione alla scarsità di faune, finora segnalate in questa formazione, non si può escludere del tutto che gli Argilloscisti del Passo del Bocco siano anche più recenti del Paleocene fino a comprendere l'Eocene inferiore.

a quelle di Lanciaia, che derivino cioè da un sedimento inconsolidato, posteriore alla fase «cenomaniana», deposti al tetto dell'Arenaria del Gòttero o sulle strutture del Bracco prima degli Argilloscisti del Bocco.

Anche la deposizione di questa formazione sembra dunque contemporanea ad una fase di movimenti paleocenico-eocenici con risedimentazione di fanghi cretacei.

E' possibile però che la tettonizzazione dell'Arenaria del Gòttero e quindi la discordanza alla base degli Argilloscisti del Passo del Bocco siano connesse a movimenti anteriori, dal momento che l'interruzione della sedimentazione nel Bacino del Gòttero sembra costituire un evento relativamente precoce da ricondurre forse a movimenti importanti prodottisi nel Cretaceo superiore; ciò anche in relazione al fatto che nell'Arenaria del Gòttero non sono mai state segnalate faune più recenti del Cenomaniano-Turoniano.

Anche nell'Appennino ligure sembra in conclusione testimoniata la presenza di almeno tre fasi di movimento anteriori alla fase ligure e quindi un'evoluzione strutturale sostanzialmente analoga a quella che caratterizza le Liguridi della Toscana meridionale.

Tutto questo avvalorà l'ipotesi avanzata da P. PERTUSATI [1972] che gli Argilloscisti del Bocco vadano correlati con la Formazione di Lanciaia, come sembrerebbero del resto indicare alcune analogie di facies e l'età delle due formazioni.

La differenza più importante consiste nel fatto che mentre gli Argilloscisti del Passo del Bocco si sono deposti in corrispondenza di un'antica fossa colmata, essenzialmente durante il Cenomaniano-Turoniano (?) da un flysch arenaceo di notevole potenza (Gòttero), la Formazione di Lanciaia si depone invece, almeno in gran parte, in corrispondenza di un alto strutturale costituito essenzialmente da ofioliti.

Se si considera che anche il bacino del Gòttero doveva terminare verso Est contro una ruga analoga (Ruga del Bracco) sembra abbastanza naturale prolungare idealmente il bacino di Lanciaia nella Zona del Bracco e considerare gli Argilloscisti del Passo del Bocco la sua prosecuzione verso Ovest.

Per quanto si riferisce alle caratteristiche e all'importanza dei movimenti descritti gli elementi di valutazione non sono molti sia nell'Appennino settentrionale s.s. sia nella Toscana marittima.

La fase «cenomaniana» è documentata, allo stato attuale delle conoscenze, solo indirettamente (brecce ed olistoliti ofiolitici, rari

conglomerati). E' verosimile ammettere che i movimenti di cui si tratta abbiano portato ad un primo raccorciamento del fondo oceanico con surrezione di una o più rughe dalla cui demolizione hanno avuto origine i primi olistostromi nel Dominio ligure.

Anche i movimenti posteriori hanno avuto probabilmente carattere compressivo, ma non esistono finora testimonianze che essi abbiano condotto all'accavallamento di elementi strutturali di origine molto diversa.

OPERE CITATE

- BORTOLOTTI V. (1965) - Nota illustrativa alla carta della distribuzione geografica della formazione di M. Morello (Alberese). *Boll. Soc. Geol. It.*, **83** (4), 1964, 155-190.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E., PASSERINI P. (1969) - Geological map of the Northern Apennines and adjoining areas. Scale 1:500.000. *Sedimentary Geology*, **4** (3/4), 1970.
- CERRINA FERONI A., DECANDIA F. A., MAZZANTI R. (1968) - Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 5) Nuove osservazioni sul Flysch di Montaione (Castelfiorentino). *Boll. Soc. Geol. It.*, **87** (3), 523-531.
- CERRINA FERONI A., MAZZANTI R. (1967) - Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 4) La formazione di Lanciaia nella zona di Querceto, Micciano, Libbiano e Fattoria di Monterufoli in Val di Cecina. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86** (4), 673-685.
- DECANDIA F. A., ELTER P. (1969) - Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino Settentrionale (nota preliminare). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., ser. A, **76** (1), 1-9.
- ELTER P., RAGGI G. (1965a) - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1) Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti nella zona di Zignago (La Spezia). 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84** (3), 303-322.
- ELTER P., RAGGI G. (1965b) - Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure. 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84** (5), 1-12.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A., SIGNORINI R. (1972) - Lineamenti di Geologia della Toscana meridionale. *Rend. S.I.M.P.*, **27** (fasc. spec.), 33-168.
- LAZZAROTTO A. (1966) - Studio di una microfauna paleocenica nella Formazione di Lanciaia (Pomarance, Toscana Marittima). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., ser. A, **73** (2), 376-413.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. (1966) - Studio geologico e micropaleontologico di una sezione tra Castelnuovo Val di Cecina e Monte Gabbri (in Provincia di Pisa). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., ser. A, **73** (2), 330-375.
- LUTERBACHER H. P. (1964) - Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. *Ecl. Geol. Helv.*, **57** (2), 631-730.

- MAZZANTI R. (1966) - Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Provincia di Pisa). *Mem. Soc. Geol. It.*, **5** (2), 105-138.
- MONTEFORTI B. (1972) - La Regione di Berceto (Appennino Parmense). *Mem. Soc. Geol. It.*, **11** (1), 47-64.
- PASSERINI P., PIRINI C. (1965) - Microfaune paleoceniche nelle formazioni dell'arenaria del M. Ramaceto e degli argilloscisti di Cichero. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83** (4), 1964, 211-214.
- PERTUSATI P. (1972) - Segnalazione di una discordanza alla base del Paleocene (Formazione di Giaiette) nell'Appennino Ligure e alcune considerazioni sul suo significato. *Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Capellini»*, **38**, 1968, 22 pp.
- SAGRI M. (1969) - La formazione dell'Antola nel versante tirrenico dell'Appennino settentrionale e nella Toscana a sud dell'Arno. *Mem. Soc. Geol. It.*, **8** (4), 797-833.
- SIGNORINI R. (1962) - Comunicazione al Convegno Sociale della Soc. Geol. It. del 13-14 Dicembre - Roma.
- SIGNORINI R., CENTAMORE E., CONATO V. (1964) - La Formazione di Lanciaia in Val di Cècina. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**, 1963, 83-100.
- TAVANI G. (1948) - Osservazioni sul genere *Kuphus* Guettard. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, ser. A, **55**, 253-260.

(ms. pres. il 25 giugno 1973; ult. bozze l'8 ottobre 1973)