

GIOVANNI MEZZADRI

PETROGRAFIA DELLE « ARENARIE DI OSTIA »

Riassunto. — Vengono riferiti i risultati degli studi petrografici e sedimentologici eseguiti sui sedimenti arenacei-siltosi-argillosi di età mesozoica della Val Taro e Val Baganza.

I dati ottenuti suggeriscono che le correnti torbide hanno condizionato la distribuzione dei clasti.

I minerali pesanti riconosciuti sono: picotite, zircone, tormalina, rutilo, titanite, granato ed epidoto.

La picotite diminuisce dal tetto alla base della serie; lo zircone, la tormalina, il rutilo e la titanite aumentano nello stesso senso. Le arenarie classificate secondo i criteri proposti da Folk sono risultate essere delle subgreywacke e delle subgreywacke feldspatiche.

Abstract. — The sediments of upper Secondary age in Taro and Baganza valleys (Parma Apennines) have been studied from sedimentological and petrographical point of view. The available data suggest that turbidity currents were effective in distributing the sediments.

The heavy minerals species which have been recognized are: picotite, zircon, tourmaline, rutile, titanite, garnet and epidote. Picotite decreases from top to bed of the series; zircon, tourmaline, rutile and titanite increase in the same way.

According to Folk's classification the sandstones are subgreywackes and feldspatic subgreywackes.

Résumé. — On rapporte les études pétrographiques et sédimentologiques qui ont été exécutées sur les sédiments secondaires dans les vallées du Taro et du Baganza.

Les résultats de ces études montrent l'influence déterminante des courants de turbidité dans la distribution des sédiments.

Les minéraux lourdes que l'on a reconnu, sont: picotite, zircon, tourmaline, rutilo, sphène, grenat, épidote. La picotite diminue du toit à la base de la série, tandis que le zircon, la tourmaline, le rutilo et le sphène augmentent dans la même direction. Selon la classification proposée par Folk, les grés sont des subgrauwackes et des subgrauwackes feldspatiques.

1. - Introduzione e cenni geologici

Nell'ambito delle ricerche geopetrografiche e sedimentologiche sull'Appennino Parmense in corso presso l'Istituto di Petrografia della Università di Parma, (eseguite anche col contributo del C.N.R.) è stato preso in esame il complesso arenaceo-siltoso-argilloso affiorante su vasta estensione tra il fiume Taro ed il torrente Baganza (Arenarie di Ostia).

Stratigraficamente tale formazione poggia sul « complesso argilloso-oliolitifero » ed è sottostante al flysch ad elmintoidi: in questo senso nella letteratura (61-62) è talvolta indicata con la denominazione di « complesso di base »; in riferimento alla natura litologica e alla localizzazione topografica più significativa la stessa formazione è conosciuta anche con il nome di « arenarie di Ostia ».

In altre zone (Valle del Vara, Monte Gottero, Monte Spiaggi e Monte Molinatico), nella stessa posizione si riconoscono formazioni litologicamente analoghe, anche se in facies differenti, riferibili alle così dette « arenarie superiori ».

Ancora non del tutto chiari sono i rapporti tra quest'ultima formazione e le « arenarie di Ostia »: nell'alta valle del Manubiola, sul versante del Taro e nei pressi della Cisa, le « Arenarie di Ostia » sembrano sottostare alle arenarie superiori, denominate anche « arenarie del Molinatico ». Il motivo tettonico di tale regione potrebbe qui essere determinato da una sinclinale rovesciata, il cui fianco inverso è costituito, partendo dal nucleo, dal « flysch ad elmintoidi », dalle « arenarie di Ostia » e dalle « arenarie del Molinatico ». Ma poichè le arenarie del Molinatico presentano in tutta la zona una polarità normale, è più probabile che tra esse e le arenarie di Ostia sussista un contatto tettonico e che quindi queste due formazioni siano coeve e possano costituire un passaggio laterale di facies.

Affioramenti delle arenarie di Ostia si osservano anche nella Val Parma, dove appaiono inglobate nelle arenarie di Val Bratica e nella formazione dell'alberese (lato sensu), entrambe eoceniche e quindi notevolmente più recenti rispetto alle formazioni prima citate. In questi settori, la posizione delle « arenarie di Ostia » potrebbe trovare spiegazione plausibile in uno scivolamento delle stesse come olistoliti nel ba-

cino in cui andavano contemporaneamente sedimentandosi le arenarie di Val Bratica e l'alberese.

Dal punto di vista litologico le « arenarie di Ostia » sono caratterizzate da sequenze oscillanti arenacee-siltose-argillose (fig. 1). La potenza degli strati arenacei varia da 1 a 30 cm. Nei giunti di stratificazione e all'interno degli strati sono presenti lineamenti di corrente (laminazioni, load cast, laminazioni convolute).

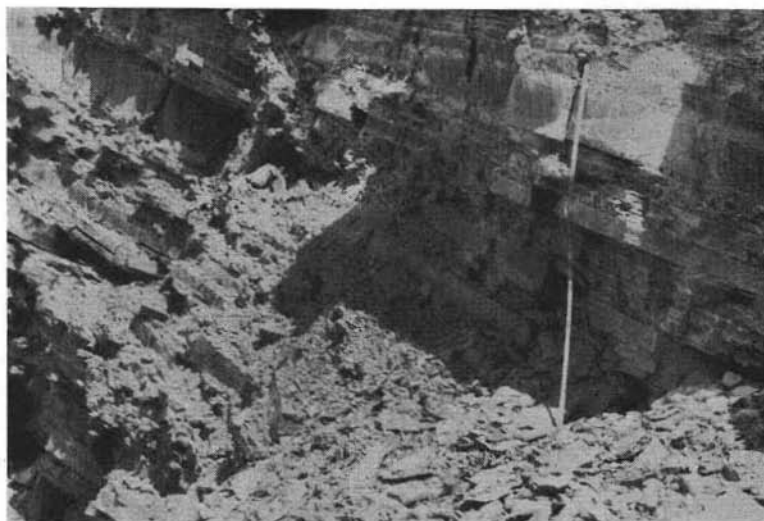


Fig. 1. — Sequenze oscillanti nelle « arenarie di Ostia »

Le impronte, ben sviluppate anche negli strati più sottili, si presentano in varie forme corrispondenti alle diverse cause di formazione. Le laminazioni, che sono frequentissime, risaltano maggiormente negli strati argilloso-siltosi per una diversa colorazione dei vari elementi unitari; sui loro piani si rinvengono abbondanti resti carboniosi. I load cast (fig. 2), spesso presenti alla base degli strati, hanno a volte un certo allineamento. Le laminazioni convolute hanno la loro maggiore frequenza negli strati argillosi.

La monotona successione delle sequenze oscillanti è interrotta da potenti strati arenacei a carattere non sequenziale, la cui frequenza aumenta al passare dalla base al tetto della formazione, testimoniando un parallelo incremento dell'apporto detritico.

Già da un'attenta osservazione sul terreno non può sfuggire, dati i numerosi lineamenti, che le correnti torbide sono state il principale agente di trasporto.

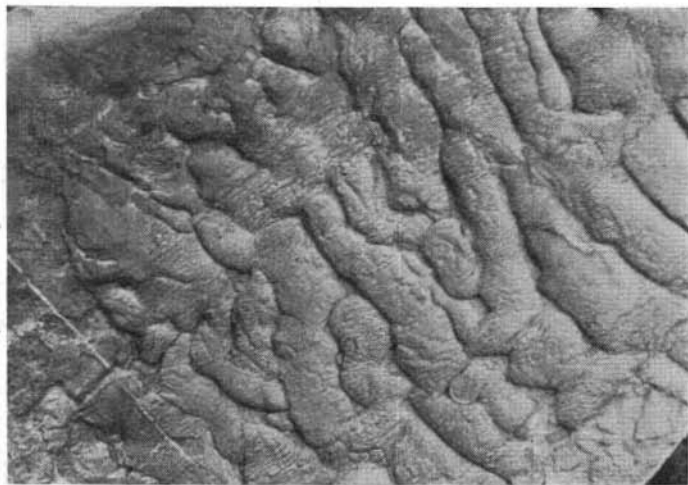


Fig. 2. — Load cast, nella figura si nota un orientamento preferenziale delle impronte.

Tutta la formazione è caratterizzata da numerose pieghe anche a piccolo raggio, che non ne permettono un rilevamento stratimetrico preciso (fig. 3). Per tale motivo non è possibile dare, neppure con appros-



Fig. 3. — Aspetto caratteristico del « complesso di base ».

simazione, la potenza complessiva delle « arenarie di Ostia » che può essere largamente compresa tra i 200 e i 400 metri.

Per l'impossibilità di ricostruire una serie completa della formazione i campioni per lo studio analitico sono stati prelevati in tutta la successione, ma sempre alla base degli strati. Particolare cura si è dedicata alla loro scelta in modo che gli stessi fossero rappresentativi sia degli strati arenacei di minore potenza sia di quelli a maggiore spessore.

Per comodità di descrizione i vari campioni, prelevati dal tetto alla base della formazione, sono stati indicati con lettere in ordine alfabetico.

2. - Analisi granulometrica

Per l'esecuzione dell'analisi granulometrica, i campioni sono stati preventivamente disgregati con acido cloridrico diluito al cinque per cento e con acqua ossigenata a cento volumi.

La suddivisione dei clasti nelle varie classi dimensionali è stata ottenuta seguendo i metodi classici, usando gli stacci per le particelle con dimensioni superiori a 50 micron e la pipetta per quelle aventi diametro inferiore a tale valore.

I risultati ottenuti sono riportati in percentuale ponderale nella tabella I, e rappresentati graficamente negli istogrammi di figura 4.

L'esame comparativo degli istogrammi mette in evidenza come la frequenza decresca parallelamente alle dimensioni dei clasti. In tutti i campioni infatti, il massimo principale di frequenza si ha nell'intervallo dimensionale di diametro maggiore.

Sembrano allontanarsi leggermente da questa distribuzione i campioni « f » e « g », entrambi nel settore medio inferiore della serie, il cui massimo di frequenza comprende due classi: 125-62 μ e 62-32 μ nel primo, 250-125 μ e 125-62 μ nel secondo.

In tutti i campioni indistintamente si ha un secondo massimo, invero molto poco accentuato, nella classe inferiore ai 2 micron, che non permette però di definire bimodale una tale distribuzione.

I valori della tabella I sono stati rappresentati graficamente anche in diagrammi di probabilità aritmetica.

In questi sono riportati in ascissa i diametri delle particelle in scala aritmetica ed in ordinata i valori ponderali in percentuale cumulativa in scala delle probabilità ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Il diagramma di probabilità è costruito in modo tale che una curva cumulativa simmetrica è rappresentata su di esso da una retta.

TABELLA I
Tabella analisi granulometrica

Camp.	μ	250-125	125-62.5	62.5-32	32-16	16-8	8-4	4-2	< 2
		φ	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9
a	% parz.	42.11	25.77	9.17	4.97	4.61	3.63	3.17	6.57
	% eum.	42.11	67.88	77.05	82.02	86.63	90.26	93.43	100.00
b	% parz.	—	50.12	23.27	8.30	5.94	3.82	3.09	5.46
	% eum.	—	50.12	73.39	81.69	87.63	91.45	94.54	100.00
c	% parz.	—	44.51	29.26	8.06	5.35	4.24	2.37	6.21
	% eum.	—	44.51	73.77	81.83	87.18	91.42	93.79	100.00
d (tetto)	% parz.	—	51.21	20.43	8.57	5.39	4.71	2.29	7.40
	% eum.	—	51.21	71.64	80.21	85.60	90.31	92.60	100.00
d (base)	% parz.	—	61.23	17.22	6.81	4.18	3.44	1.84	5.28
	% eum.	—	61.23	78.45	85.26	89.44	92.88	94.72	100.00
e	% parz.	—	54.44	21.87	7.60	4.27	3.54	2.14	6.14
	% eum.	—	54.44	76.31	83.91	88.18	91.72	93.86	100.00
f	% parz.	—	34.22	34.22	11.38	5.76	4.43	2.21	7.78
	% eum.	—	34.22	68.44	79.82	85.58	90.01	92.22	100.00
g	% parz.	32.56	31.52	11.13	6.58	4.92	3.80	2.14	7.35
	% eum.	32.56	64.08	75.21	81.79	86.71	90.51	92.65	100.00
h	% parz.	—	48.82	17.88	12.65	8.19	5.58	2.00	4.88
	% eum.	—	48.82	66.70	79.35	87.54	93.12	95.12	100.00
i	% parz.	—	55.97	19.92	6.99	4.83	3.82	2.16	6.31
	% eum.	—	55.97	75.89	82.88	87.71	91.53	93.69	100.00
l	% parz.	34.27	23.00	12.06	10.65	8.19	5.77	2.04	4.02
	% eum.	34.27	57.27	69.33	79.98	88.17	93.94	95.98	100.00

Dalle analisi e dalle rappresentazioni diagrammatiche, si deduce che quasi tutti i sedimenti studiati sono composti da elasti con dimensioni massime di 125 micron: solo per tre campioni (campione « a »

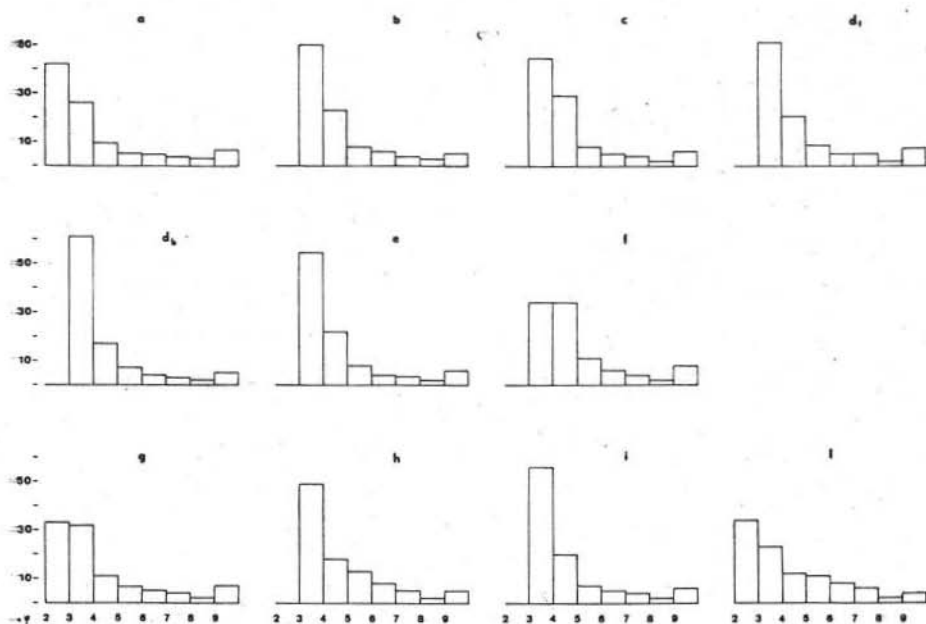


Fig. 4. — Istogrammi rappresentanti la distribuzione granulometrica: in ordinate è riportato il peso in per cento, in ascisse le dimensioni in scala φ .

corrispondente al tetto, « g » corrispondente alla parte media bassa, « l » corrispondente al letto della serie) il valore massimo è di 250 micron. Per evitare sovrapposizioni le curve sono state disegnate su tre diagrammi diversi (fig. 5-6-7).

Dall'esame di tali diagrammi si notano due disposizioni preferenziali che si devono imputare alle diverse dimensioni massime dei granuli.

Le curve infatti possono essere riferite a due gruppi di sabbie:

1) Sabbie con dimensioni massime di 250 micron (curva « a » di fig. 5 e curve « g » ed « l » di fig. 6).

2) Sabbie con dimensioni massime di 125 micron (tutte le altre all'infuori delle tre citate al numero 1).

Le singole curve, nell'ambito di ciascun gruppo, sono tra di loro analoghe perchè presentano in generale il medesimo andamento e le

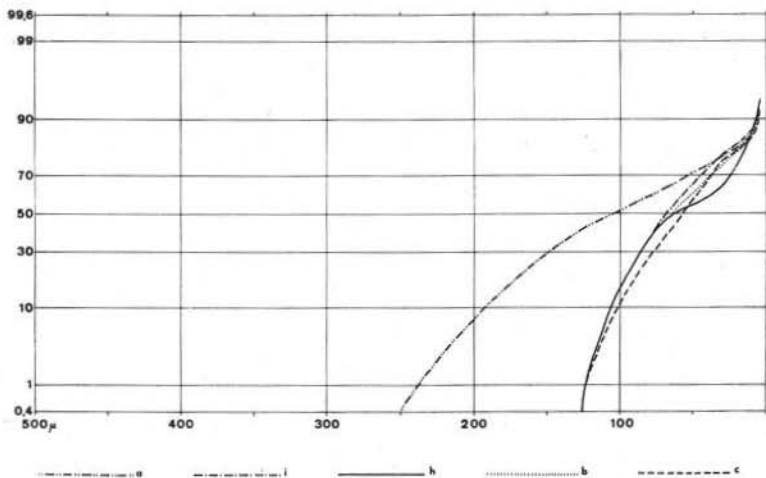


Fig. 5. — Diagramma di probabilità rappresentante la distribuzione granulometrica dei campioni «a» «b» «c» «h» «i». Le dimensioni in ascissa sono in scala aritmetica.

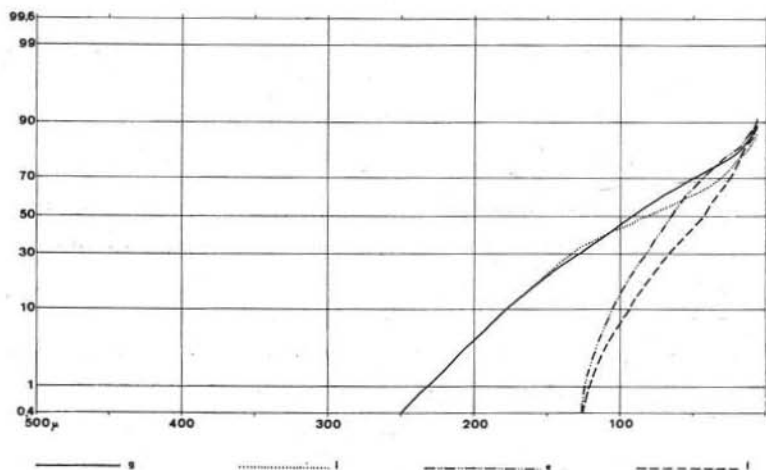


Fig. 6. — Diagramma di probabilità rappresentante la distribuzione granulometrica dei campioni «e» «f» «g» «l».

uniche differenze, sempre molto limitate, riguardano le pendenze (solo il campione « h » presenta in corrispondenza dei 60 μ una variazione di pendenza) ed il rapporto tra particelle maggiori e minori di 4 micron, i

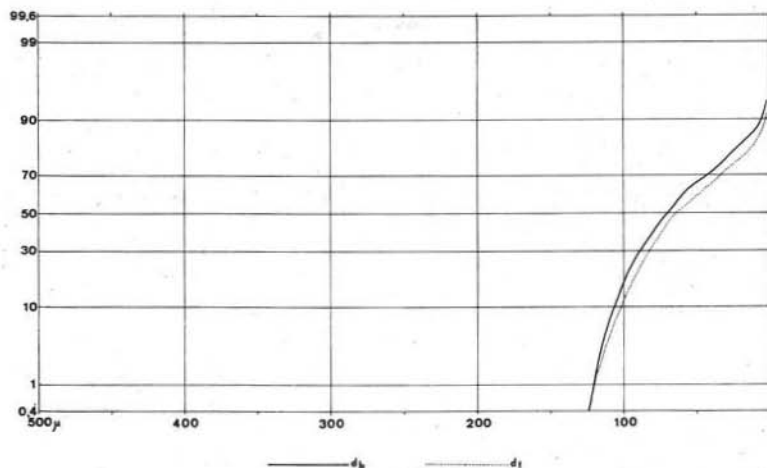


Fig. 7. — Rappresentazione in diagramma di probabilità della distribuzione granulometrica eseguita su due campioni provenienti dalla base (« d_b ») e dal tetto (« d_t ») di un medesimo strato.

cui valori sono riportati nella tabella II e messi in relazione alla potenza dei singoli strati.

TABELLA II

	$\geq 4 \mu$	$< 4 \mu$	
a =	9.27		strato > di m. 1
b =	10.70		4-5 em.
c =	10.65		9 em.
d _t =	9.32	}	15 em.
d _b =	13.04		
e =	11.08		strato > di m. 1
f =	9.01		5 em.
g =	9.54		strato > di m. 1
h =	13.53		7-8 em.
i =	10.81		strato > di m. 1
l =	15.50		4-5 em.

Qualora si paragonino tra loro le curve relative ai due gruppi, si riscontrano delle discordanze molto più sensibili, da ricollegarsi alla presenza in alcune sabbie di particelle con diametro maggiore di 125μ , con conseguente diminuzione della pendenza delle curve. Tali variazioni, però, non sono in relazione con una diversa modalità dei relativi fenomeni di sedimentazione e non presentano andamento unidirezionale.

Per ogni curva sono stati calcolati i seguenti parametri:

1) Coefficiente di Inman $\sigma_1 = \frac{1}{2} (\varphi_{84} - \varphi_{16})$ dove φ_{16} e φ_{84} rappresentano il sedicesimo e l'ottantaquattresimo percentile espressi in scala φ (1).

2) Coefficiente di selezione di Trask $So = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$, dove Q_1 e Q_3 rappresentano il primo e terzo quartile espressi in millimetri, con $Q_1 < Q_3$.

3) Deviazione standard $\sigma_\varphi = \frac{\sqrt{\sum f (m_\varphi - M_\varphi)^2}}{100}$ dove f è la frequenza delle dimensioni delle particelle presenti nel sedimento; m_φ e M_φ , espressi in scala φ sono rispettivamente, il punto di mezzo di ogni classe ed il diametro medio calcolato mediante la formula $M_\varphi = \frac{\sum f m_\varphi}{100}$.

Questi primi tre parametri sono tutti rappresentativi della selezione.

Sono stati calcolati inoltre:

4) Skewness, o grado di simmetria della curva, che indica quantitativamente la tendenza di una distribuzione ad allontanarsi dalla forma simmetrica:

$$Sk_\varphi = \frac{1}{100} \sigma_\varphi^{-3} \sum f (m_\varphi - M_\varphi)^3$$

5) Kurtosis, o picco della curva, $K_\varphi = \frac{1}{100} \sigma_\varphi^{-4} \sum f (m_\varphi - M_\varphi)^4$ che misura l'acutezza della curva.

Per $K_\varphi > 3$, la curva si definisce « leptokurtic »

per $K_\varphi = 3$, si definisce « mesokurtic »

per $K_\varphi < 3$ infine si parla di curva « platyeurtic »

D'altra parte è noto dalla letteratura (27, 32, 48) che So di Trask, calcolato sui valori dei quartili, non è significativo quando le curve si

(1) $\varphi = -\log_a a$ dove a sono le dimensioni espresse in millimetri.

avvicinano ad una distribuzione normale per la quale è $Sk_{\varphi} = 0$, $K_{\varphi} = 3$.

Per ovviare a tale inconveniente Inman (27) ha introdotto il coefficiente σ_1 , che si avvicina maggiormente alla « deviazione standard » poichè è calcolato sull'ottantaquattresimo e sedicesimo percentile e risulta, per distribuzioni normali, molto più caratteristico e significativo di So nella descrizione geometrica della curva.

Inoltre poichè la deviazione standard σ_{φ} è funzione della pendenza della curva e la pendenza a sua volta dipende dalla selezione, lo stesso σ_{φ} può essere usato come coefficiente di assortimento in luogo di So e σ_1 . I valori di tali parametri sono trascritti nella tabella III, e riportati graficamente per tutta la serie nella fig. 8.

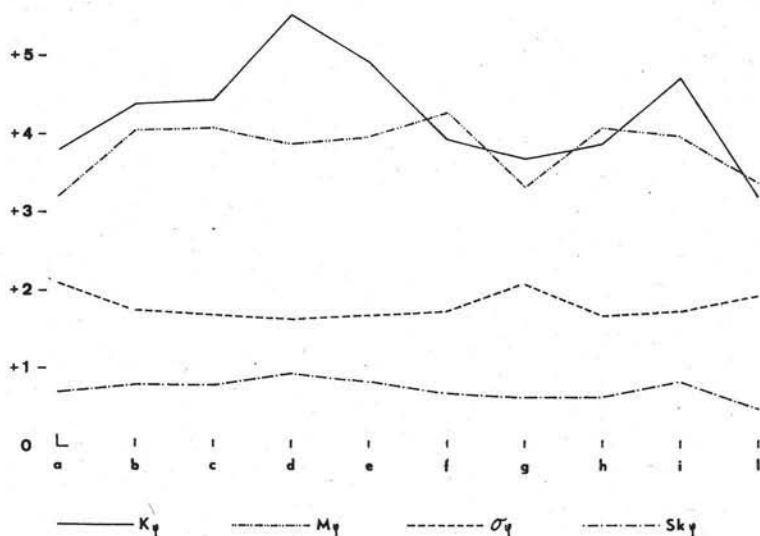


Fig. 8. — Variazione dei parametri: K_{φ} , M_{φ} , σ_{φ} , Sk_{φ} , dal tetto alla base della serie.

In tale diagramma non sono stati riportati per semplicità i valori relativi a σ_1 e So i cui andamenti sono analoghi a quelli di σ_{φ} .

Lungo tutta la serie, l'escursione dei valori di σ_{φ} , pur presentando piccole variazioni, manifesta tre massimi in corrispondenza dei campioni « a » (tetto della serie) « g » (settore medio inferiore) « l » (letto della serie). Questi campioni sono quelli per i quali il diametro massimo è di

250 micron; la minor selezione rispetto alle altre si spiega pertanto con la presenza di particelle aventi diametro superiore a 125 micron, che graficamente porta ad una ovvia minore pendenza della curva.

TABELLA III

	M_{φ}	σ_{φ}	Sk_{φ}	K_{φ}	S_o Trask	σ_i Inman
a	3.20	2.11	+ 0.70	3.81	2.11	2.05
b	4.06	1.73	+ 0.78	4.40	1.77	1.55
c	4.11	1.72	+ 0.78	4.46	1.72	1.53
d _t	4.06	1.84	+ 0.73	4.00	1.89	1.72
d _b	3.90	1.66	+ 0.94	5.53	1.63	1.30
e	3.99	1.72	+ 0.86	4.95	1.65	1.35
f	4.29	1.77	+ 0.70	3.97	1.84	1.64
g	3.35	2.11	+ 0.66	3.68	2.12	1.99
h	4.11	1.70	+ 0.67	3.91	2.03	1.62
i	3.97	1.75	+ 0.84	4.73	1.67	1.48
l	3.40	1.96	+ 0.52	3.19	2.61	2.02

Tenendo presente la scala di Cadigan (7), si può affermare che i sedimenti in esame, in base ai valori di σ_{φ} , possono essere classificati quasi tutti « moderatamente selezionati » (σ_{φ} tra 1.500 e 1.999) con una debole tendenza verso il gruppo dei « poveramente selezionati » (σ_{φ} tra 2.000 e 3.999) a cui in effetti appartengono solo i campioni « a » e « g ».

Esaminando i valori dello Skewness si nota che le variazioni sono limitatissime per tutta la serie e che, essendo positivi, la parte fine ha una selezione minore di quella grossolana.

Più sensibili le variazioni del Kurtosis che assume valori minimi in corrispondenza dei tre campioni sopraccitati. Poichè K_{φ} è maggiore di 3, le curve relative debbono essere definite « leptokurtic ». Se ne deduce che le classi dimensionali corrispondenti alla parte centrale della curva sono meglio selezionate delle classi dimensionali estreme considerate nell'insieme.

Inoltre dall'esame comparativo dei parametri suddetti si ricava, secondo quanto è riportato dalla letteratura (7), che valori bassi di Sk_{φ} e K_{φ} , accompagnati da particelle fini e quindi con alto valore di M_{φ} ,

suggeriscono una rielaborazione dei sedimenti dovuta a un basso livello di energia. Infatti, secondo diversi autori (23-57), i sedimenti vengono classificati in base alla loro energia di livello, distinta in alta, media e bassa, a seconda dell'intensità delle azioni che possono subire dagli agenti di trasporto; così, per esempio, si ritiene che il detrito di falda abbia una « energia di livello » molto « alta », mentre i sedimenti con una minima possibilità di rielaborazione hanno una « bassa energia di livello ».

Recentemente Cadigan (7) ha esaminato la possibilità di una relazione tra i valori reciproci del diametro medio M_{φ} e della selezione σ_{φ} , e le azioni tettoniche che hanno determinato il ringiovanimento delle terre emerse e quindi con la velocità di erosione e di sedimentazione.

Allo scopo l'autore sopracitato ha costruito il cosiddetto diagramma « V shaped » riportando σ_{φ} in ordinata e M_{φ} in ascissa.

Egli infatti ritiene, sulla base dell'esame statistico di numerosi sedimenti americani, che, preso per riferimento il punto rappresentativo del sedimento con selezione migliore (quindi σ_{φ} più basso), i sedimenti i cui punti sono localizzati a destra in alto rispetto al riferimento siano determinati da spinte tettoniche deboli e a maggiore intensità di sedimentazione, mentre i punti localizzati a sinistra in alto sono anch'essi caratterizzati da una maggiore intensità di sedimentazione, ma regolati da spinte tettoniche più forti.

Il sedimento a maggior selezione, preso per riferimento, può dirsi pertanto determinato da minori spinte tettoniche e da più bassa intensità di sedimentazione.

Anche se tali conclusioni hanno un valore solamente statistico, si è ritenuto interessante tentarne l'applicazione ai sedimenti in esame; è stato costruito pertanto il diagramma di fig. 9.

Da tale rappresentazione sembrerebbe di poter dedurre che il campione « d » sia quello generato in un ambiente con spinte tettoniche minori e valore più basso di intensità di sedimentazione, i campioni « a », « g », « l » suggerirebbero, rispetto a tutti gli altri, spinte tettoniche maggiori e valori più alti della intensità di sedimentazione.

Per meglio esaminare le condizioni di sedimentazione, è stato eseguito lo studio granulometrico della parte inferiore (campione « d » base) e della parte superiore (campione « d » tetto) di uno strato; i risultati delle due granulometrie e dei relativi parametri calcolati sono quelli riportati numericamente nella tab. I e III e graficamente sia

negli istogrammi di figura 4, sia nel diagramma di probabilità di figura 7.

Dall'esame di tale diagramma si riconosce una certa gradazione, evidenziata solamente dalla variazione del rapporto tra le particelle più grossolane e quelle più fini: la quantità di queste ultime è maggiore al tetto e minore alla base; non esiste infatti una reale diminuzione del

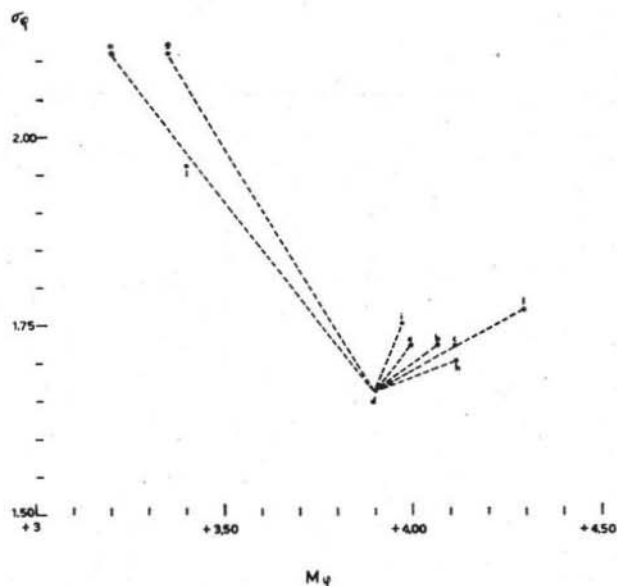


Fig. 9. — Confronto dei vari sedimenti riportando M_{ϕ} in ascissa e σ_{ϕ} in ordinata ed interpretazione tettonica secondo il concetto di Cadigan.

diametro massimo delle particelle, ma dalla base al tetto diminuiscono i valori del diametro medio, dello Skewness e del Kurtosis e aumentano parallelamente σ_1 , σ_{ϕ} e S_0 .

La diminuzione dei valori di Skewness e di Kurtosis verso il tetto dello strato indicano un'attenuazione delle anomalie dell'assortimento interno; l'aumento dei coefficienti σ_1 , σ_{ϕ} e S_0 , significativi di una diminuzione del grado di selezione, suggeriscono un aumento relativo delle particelle fini. Tale aumento è evidenziato dalla diminuzione di pendenza della curva, parallelamente ad una minore selezione; la curva è pertanto più regolare e la distribuzione si avvicina a quella normale, come testimoniano d'altra parte i valori dello Skewness e del Kurtosis.

Per spiegare questa distribuzione si può ipotizzare che da una corrente di torbidità a bassa densità, si siano depositate dapprima le particelle grosolane in quantità del tutto prevalente sulle particelle fini. Man mano che la sedimentazione procedeva nell'ambito della corrente, tale rapporto si spostava a favore del materiale più fino, che al termine del deposito prevaleva sullo scarso detrito grossolano tenuto ancora in sospensione dai moti turbolenti; le dimensioni massime dei granuli rimanevano sempre uguali a quelle dell'inizio del deposito. Nelle correnti torbide a bassa densità inoltre, con ogni probabilità, i movimenti dell'acqua si sovrappongono in modo sensibile all'azione della gravità, per cui le laminazioni interessano quasi sempre tutto lo strato dalla base al tetto, mentre per le correnti torbide ad alta densità tale fenomeno è ristretto al tetto dello strato.

3. - Caratteri mineralogici e petrografici

a) *Caratteri generali*

Macroscopicamente le arenarie in affioramento appaiono colorate in grigio con varie tonalità per incipiente alterazione: rossastre, rossastre-giallastre; biancastre: a taglio fresco presentano colorazione grigio verdastra.

La frattura è per lo più scheggiata negli strati dotati di maggiore compattezza nei quali prevalgono gli elementi elastici, mentre è irregolare o segue i piani di laminazione laddove la componente argillosa è più frequente.

Al microscopio si riconosce uno scheletro costituito principalmente da quarzo, feldspati, miche, calcite e dolomite detritica, selce e quarzo policristallino; gli spazi intercorrenti tra i vari individui sono riempiti da una matrice quasi esclusivamente argillosa-cloritica, mentre il cemento carbonatico conferisce alla roccia una maggiore compattezza.

Lo studio dei minerali leggeri ($d < 3,03$) è stato eseguito in sezione sottile al microscopio polarizzatore; i rapporti quantitativi sono stati determinati al tavolino integratore.

I granuli di quarzo risultano sempre estremamente angolosi ed il contenuto in argilla è sempre superiore al cinque per cento. Le arenarie in esame pertanto debbono essere considerate tessituralmente immature.

I minerali pesanti sono stati determinati come clasti ottenuti dalla disaggregazione della roccia e separati da quelli leggeri per separazione densimetrica in liquido di Thoulet.

Nei casi di particolare difficoltà nel riconoscimento si è proceduto per via roöntgenografica col metodo delle polveri.

b) *Minerali leggeri.*

Le specie mineralogiche riconosciute tra i minerali leggeri sono: quarzo, feldspati (plagioclasio, ortoclasio, microclino), miche (muscovite, biotite, sericite), cloriti (clinocloro e pennina), glauconite.

Quarzo: è incolore con abito irregolare, frattura scheggiata o concoide; si notano frequentemente, negli individui con dimensioni maggiori, fratture dovute probabilmente a pressioni tettoniche.

Contiene numerose inclusioni gassose, liquide e solide. La lucentezza è vitrea. L'estinzione è nella maggior parte dei casi ondulata.

E' uniassico negativo e la rifrazione è debole.

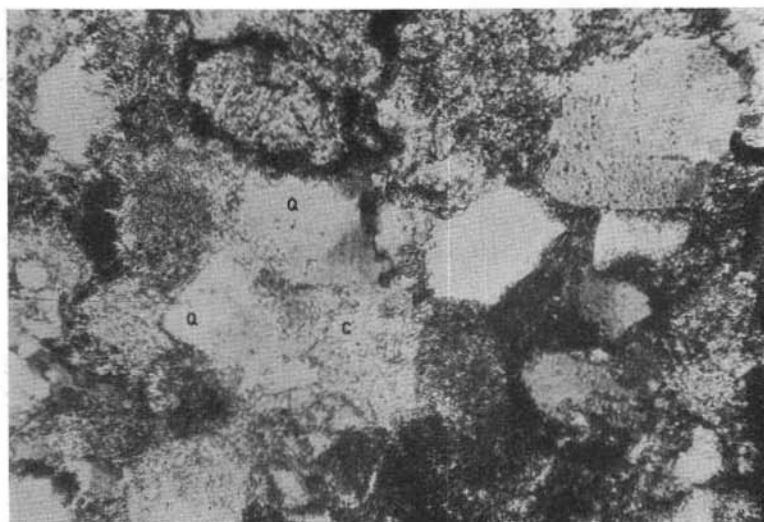


Fig. 10. — Fenomeni di dissoluzione nel quarzo. Nicols incr. 180 X.

In quasi tutti gli individui si manifestano fenomeni di dissoluzione (fig. 10), che possono talvolta interessare tutto il granulo, e determinare un'abito con numerose ed irregolari insenature, riempite da calcite neogenica. Pertanto solo di rado è possibile ricostruire la forma originaria

del granulo ed è impossibile determinarne il grado di arrotondamento al momento della sedimentazione: ne risulta infatti una notevole angolosità degli elementi che può essere per lo più attribuita a fenomeni post-deposizionali. Allo stesso fenomeno si deve con ogni probabilità lo stridente contrasto esistente tra il basso valore di arrotondamento del quarzo e quello molto più elevato di altri minerali (zircone e tormalina).

Nella roccia non si riscontrano fenomeni di contatto stilolitici, mentre sono osservabili rari microstiloliti (fig. 11) al contatto dei granuli di quarzo.

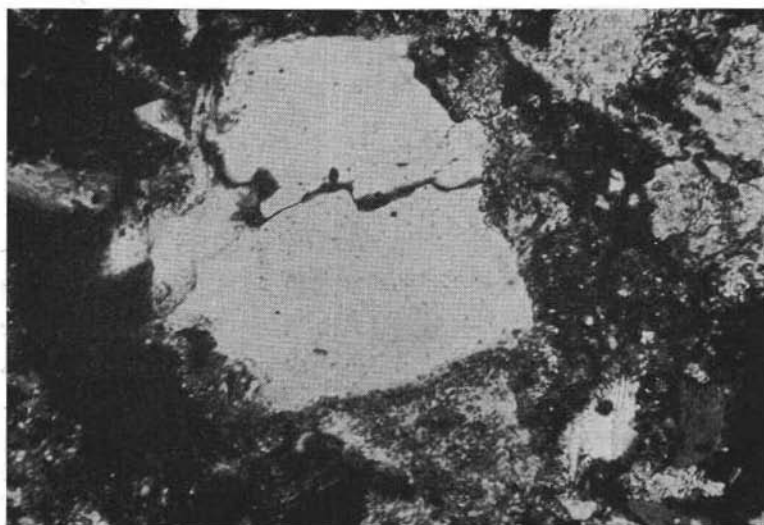


Fig. 11. — Contatto microstiliteico in un elasto di quarzo. Nicols iner. 200 X

Alla silice derivante dalla dissoluzione del quarzo potrebbe essere attribuita la genesi delle ooliti calcedoniose frequentemente riconosciute nelle arenarie. Tali ooliti infatti, con tutta probabilità, si sono formate in ambiente post-deposizionale perchè non si notano tracce di rimaneggiamento meccanico.

Plagioclasti: sono piuttosto rari, appaiono incolori per trasparenza con lucentezza vitrea; l'abito è irregolare od allungato; la frattura è indistinta e sub-concoide. L'alterazione è frequente in molti individui anche se non mancano clasti inalterati. Si presentano frequentemente

geminati secondo la legge dell'albite: gli angoli di estinzione massimi in zona simmetrica di tali geminati, determinati al tavolino universale, hanno valori compresi tra -9° e -17° . In tutti i campioni studiati, i valori di n_α e n_β sono sempre inferiori a quelli del balsamo, mentre n_γ è a volte superiore a volte inferiore; si tratta quindi di termini differenti ma sempre di tipo albitico od albitico-oligoclasico.

Ortoclasio: è molto raro, appare talvolta incolore con lucentezza vitrea, altre volte, ed è il caso più frequente, torbido per incipiente alterazione argillosa; a volte fra le inclusioni si riconoscono lamelle di muscovite; nella maggior parte dei casi l'abito è irregolare e solo raramente è prismatico. La birifrangenza è debole e l'angolo di estinzione a/a misurato sulla (010) è di 5° ; gli indici di rifrazione sono minori del balsamo.

Microclino: è estremamente raro; a luce parallela è incolore, spesso torbido per alterazione, l'abito è irregolare ed ha una sfaldatura perfetta secondo {001}. La birifrangenza è debole, l'angolo di estinzione misurato sulla (001) è di 15° . Si presenta con la caratteristica geminazione a graticcio, secondo la legge dell'albite e del periclino.

Muscovite: è la più frequente tra le miche; ha abito lamellare ed appare incolore, con nette tracce di sfaldatura secondo {001}, rispetto alle quali ha allungamento positivo. Le sezioni parallele a [001], ad abito prismatico allungato, sono spesso contorte e piegate.

Biotite: è piuttosto rara; presenta un'evidente pleocroismo $\alpha =$ giallo chiaro, $\beta = \gamma =$ bruno, ed è spesso più o meno alterata in clorite.

Clorite: si trova sia come minerale detritico a costituire con altri elementi lo scheletro dell'arenaria, sia unitamente a sericite, muscovite e minerali argillosi come componente della matrice.

Ha abito lamellare ed è pleocroica secondo lo schema $\alpha = \beta =$ verde, $\gamma =$ giallo verde, con colori di interferenza vivaci ed angolo di estinzione delle singole fibre di 5° ; le sezioni basali sono praticamente isotrope: si tratta presumibilmente di clinocloro. Altre volte, ed è il caso più frequente, il colore di interferenza è blu anomalo; l'estinzione in questo caso è retta: con tutta probabilità è pennina.

Durante la sedimentazione le miche, a causa del loro abito, si sono disposte con l'asse [001] normale o quasi alla superficie di stratificazione: come conseguenza, in tutte le sezioni sottili perpendicolari al

piano di stratificazione, esse si presentano sempre con l'allungamento orientato.

Glauconia: è rarissima, ha abito rotondeggiante, ed è generalmente costituita da minuti cristalli; il pleocroismo è secondo lo schema $\alpha = \text{verde}$, β e γ da verde chiaro a giallo verde.

Calcite: è il minerale più abbondante, costituisce il cemento sia in aggregati microcristallini, sia in cristalli idiomorfi di neoformazione. Essa forma inoltre il riempimento delle fratture che sono numerosissime. Nello scheletro sabbioso si presenta in granuli, piuttosto rari, distinguibili dalle forme appena elencate per le azioni meccaniche che hanno subito. Al solo polarizzatore appare per lo più incolore ma talvolta, specie nel cemento, presenta colorazioni rosate o grigiastre per pigmenti inclusi. I colori di interferenza sono elevati e la birifrazione è negativa. Usando la soluzione di Fairbanks (15) si è potuto riconoscere fra lo scheletro dell'arenaria alcuni rari clasti di dolomite.

I risultati dell'analisi quantitativa eseguita al tavolino integratore sono riportati nella tab. IV e sono stati utilizzati per classificare le arenarie secondo i criteri proposti da Folk (19) (1).

Come è noto, tale classificazione è una modificazione di quella proposta da Krynine, ed è basata sulla determinazione dei tre parametri seguenti: a) composizione mineralogica espressa in per cento di Q (quarzo + selce), F (feldispati), M (niche + frammenti di roccia); b) dimensioni dei clasti; c) maturità di tessitura.

Nella stessa tabella IV sono riportati i parametri usati per il diagramma triangolare Q, F, M di Folk (fig. 12). Le arenarie studiate sono pertanto riferibili per la maggior parte alle subgreywacke vere e proprie; solo i due campioni « h » ed « l », appartenenti alla parte inferiore della serie, sono da attribuirsi alle subgreywacke feldispatiche.

Dall'analisi planimetrica si può inoltre dedurre l'estrema scarsità dei feldispati; il rapporto feldispati/frammenti di roccia, infatti, è sem-

(1) La nomenclatura usata nel presente lavoro è quella di Folk e vale pertanto solo nell'ambito della sistematica proposta da tale Autore, che è sembrata la più efficace per mettere meglio in risalto i vari caratteri dei sedimenti. Infatti tale sistematica definisce dimensionalmente il sedimento secondo gli intervalli di classe di Wentworth, usati anche nell'analisi granulometrica. Gli altri parametri introdotti nella classificazione (composizione mineralogica e maturità tessiturale) completano il quadro delle caratteristiche della roccia.

TABELLA IV

Compos. minerar.	a	b	c	d	e	f	g	h	i	l
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Quarzo	22.6	17.0	20.5	19.2	17.5	18.7	21.0	22.4	21.0	14.6
Selce	9.0	5.0	3.6	3.3	3.5	2.7	3.2	2.7	4.4	1.4
Feldspati	1.4	1.0	0.8	1.2	0.5	0.9	1.1	4.9	0.6	2.7
Frammenti di roccia	3.0	0.9	1.1	1.9	1.7	1.3	2.2	5.9	1.9	2.0
Miche	2.2	2.8	1.7	1.9	2.3	2.4	1.0	3.8	1.0	2.7
Calcite e dolom. detr.	1.3	0.8	0.4	0.7	0.7	0.3	—	1.7	0.2	0.1
Cemento e matrice	60.5	72.5	71.9	71.8	73.8	73.7	71.5	58.6	70.9	76.5
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Parametri di Folk										
Quarzo + Selce (Q)	82.8	82.3	86.9	81.9	82.6	82.4	84.8	63.3	88.0	68.3
Feldspati (F)	3.7	3.9	2.8	4.5	2.0	3.5	3.7	12.3	2.2	11.4
Miche + fram. di roccia (M)	13.5	13.8	10.3	13.6	15.4	14.1	11.5	24.4	9.8	20.3

pre inferiore ad una fatta eccezione per i campioni « l » e « b »; questo dovrebbe indicare, secondo Pettijohn (50) la prevalenza di rocce superficiali nella composizione delle rocce madri. Tale supposizione consiglia, per la determinazione dell'indice di maturità mineralogica, il rapporto $\frac{Q + \text{selce}}{\text{Feld} + \text{fram. roccia}}$ o addirittura $\frac{\text{selce}}{\text{fram. roccia}}$. Tali valori riportati nella tabella V indicano una maturità mineralogica elevata

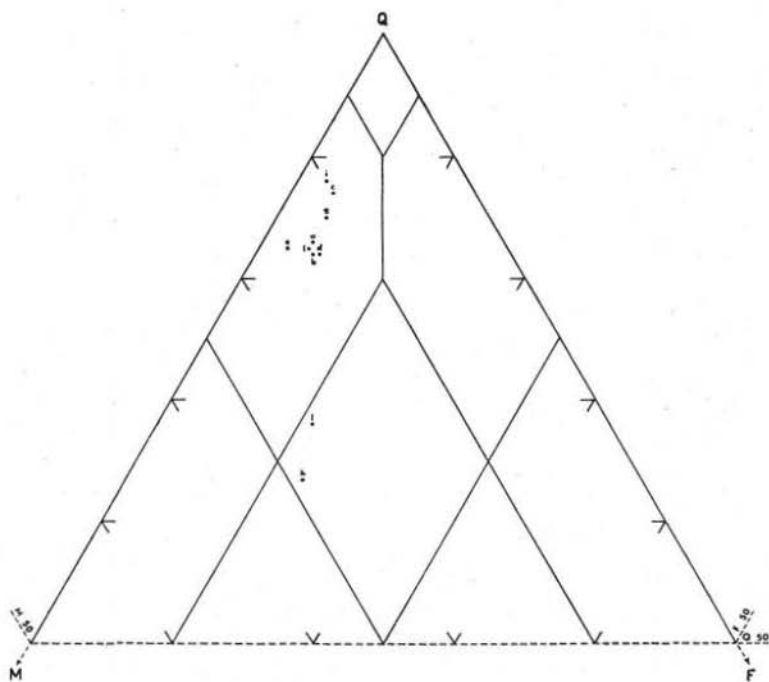


Fig. 12. — Classificazione delle arenarie secondo Folk.

rispetto a quella tessiturale proposta da Folk; infatti per quest'ultimo, essendo il contenuto in argilla superiore al cinque per cento ed i granuli di quarzo estremamente angolari, le arenarie in esame sono, come si è già detto, tessituralmente immature.

Questa discordanza si può spiegare in due modi:

1) Le greywacke e le subgreywacke richiedono per la loro formazione un ambiente nel quale erosione, trasporto e deposito siano estre-

mamente rapidi; in queste condizioni l'alterazione chimica e meccanica dei materiali non si è potuta esplicare in modo completo.

La carenza dei feldspati, e quindi l'alto indice di maturità mineralogica (Pettijohn), è dunque da attribuirsi con ogni probabilità ad una maturità preesistente nelle rocce madri.

TABELLA V

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
F/ Fr. roccia	0.48	1.15	0.68	0.66	0.30
Q + selc.					
Feld + Fr. roccia	7.23	11.51	12.40	7.28	9.79
Selece					
F. roccia	3.05	5.66	3.10	1.80	2.14
	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>h</i>	<i>i</i>	<i>l</i>
F/ Fr. roccia	0.70	0.47	0.82	0.34	1.31
Q + selc.					
Feld + Fr. roccia	9.60	7.28	2.32	10.17	3.39
Selece					
F. roccia	2.06	1.41	0.45	2.38	0.68

2) L'azione delle correnti di torbida che hanno provocato un arricchimento in argilla, e i fenomeni di dissoluzione del quarzo, che hanno portato a valori estremi l'angolosità dei suoi elasti, possono spiegare invece l'imaturità tessiturale secondo i concetti di Folk e questo specie quando si paragoni tale estrema angolosità con l'alto arrotondamento dello zirconio e della tormalina.

Con i dati ottenuti dall'analisi granulometrica si è ricavata la tabella VI nella quale vengono riportate le percentuali in peso della sabbia, del silt e dell'argilla.

Tali valori riportati nel diagramma triangolare di Folk (fig. 13) nel quale, appunto, i vertici sono costituiti dalla sabbia, dal silt e dalla argilla, ci permettono di completare la classificazione secondo questo autore.

TABELLA VI

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
Sabbia	67.88	50.12	44.51	61.23	54.44
Silt	22.38	41.33	46.91	31.65	37.28
Argilla	9.74	8.55	8.58	7.12	8.28
	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>h</i>	<i>i</i>	<i>l</i>
Sabbia	34.22	64.08	48.82	55.97	57.27
Silt	55.79	26.43	44.30	35.56	36.67
Argilla	9.99	9.49	6.88	8.47	6.06

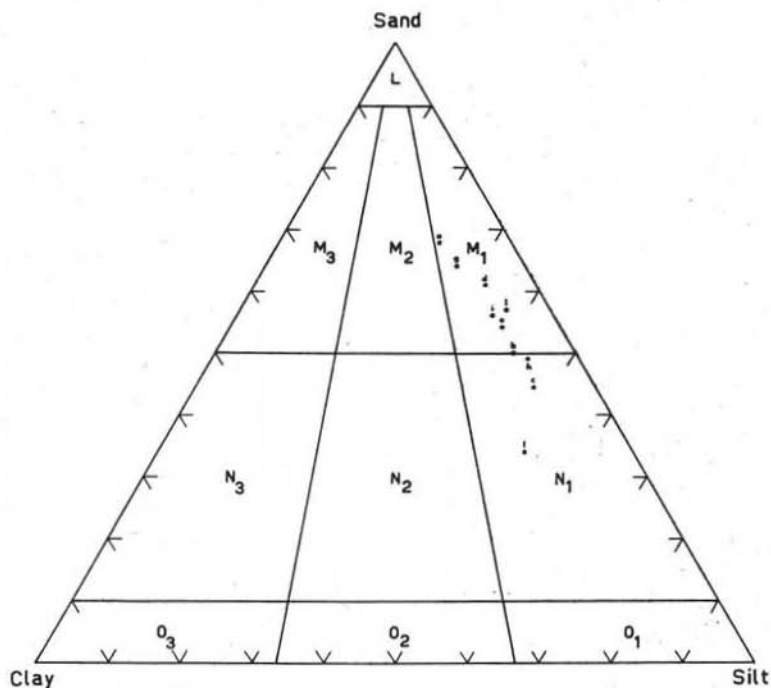


Fig. 13. — Triangolo di classificazione dimensionale secondo Folk (1954): dove L = sabbia, M₁ = sabbia siltosa, M₂ = sabbia fangosa, M₃ = sabbia argillosa, N₁ = silt sabbioso, N₂ = fango sabbioso, N₃ = argilla sabbiosa, O₁ = silt, O₂ = fango, O₃ = argilla.

Il campione « h » risulta quindi una subgreywacke feldispatica siltosa-arenacea, i campioni « f » e « c » delle subgreywacke siltose-arenacee, il campione « l » una subgreywacke feldispatica arenacea-siltosa, ed i rimanenti delle subgreywacke arenacee-siltose.

c) Minerali pesanti

Tra i minerali pesanti sono state riconosciute le seguenti specie: picotite, zircone, titanite, tormalina, rutilo, granati ed epidoto.

Picotite: questo minerale assume nelle arenarie in esame una notevole importanza per l'alta frequenza che caratterizza tutta la formazione. La determinazione è stata eseguita oltre che col metodo ottico anche roentgenograficamente.

Osservata col solo polarizzatore, è di colore bruno, o bruno caffè, a volte è interamente trasparente altre volte è opaca al centro: la frattura è indistinta e concoide; la lucentezza è da vitrea a metallica. Anicols incrociati è perfettamente isotropa.

L'analisi roentgenografica è stata eseguita con il metodo delle polveri usando la radiazione K_{α} del rame ($\lambda = 1.539$).

Nella tabella VII ho riportato i valori di d_{hkl} del minerale esaminato e quelli di alcuni spinelli ricavati dalla tabella A.S.T.M. Confrontando i valori riportati sia come successione sia come intensità, si nota un notevole accordo tra le righe dello spinello in esame e quelle della magnesiocromite naturale e dello spinello alluminifero.

Il valore del parametro calcolato ($a_0 = 8.141 \text{ \AA}$) è intermedio tra quello della magnesiocromite naturale ($a_0 = 8.277 \text{ \AA}$) e quello dello spinello alluminifero ($a_0 = 8.0800 \text{ \AA}$).

Poichè la picotite ha una formula simile a quella della magnesiocromite naturale con un contenuto di ferro ed alluminio maggiore, la seconda sostituzione dovrebbe determinare una forte diminuzione del valore del parametro della cella elementare, mentre il ferro causerebbe solo un lieve aumento. Questo spiegherebbe il valore intermedio del parametro della cella elementare calcolato.

Secondo Krumbein e Pettijohn la picotite testimonia una provenienza sia da rocce ignee basiche ed ultrabasiche, sia da rocce di origine metamorfica.

Zircone: alcune volte si presenta in forme idiomorfe prismatiche terminate da facce di piramidi, altre volte notevolmente arrotondate [.6 — .7 della scala di Krumbein (33)]. E' trasparente con lucentezza

TABELLA VII

Spinello arenarie $a_0 = 8.141 \text{ \AA}$		Magnesio- cromite nat. A.S.T.M. 9/353 $a_0 = 8.277 \text{ \AA}$		Magnesio- cromite sint. A.S.T.M. 10/351 $a_0 = 8.333 \text{ \AA}$		Magnetite A.S.T.M. 11/614 $a_0 = 8.3963 \text{ \AA}$		Cromite Fe'' A.S.T.M. 4/0759 $a_0 = 8.348 \text{ \AA}$		Spinello A.S.T.M. 5/0672 $a_0 = 8.0800 \text{ \AA}$	
d_{hkl}	I	d_{hkl}	I/I ₁	d_{hkl}	I/I ₁	d_{hkl}	I/I ₁	d_{hkl}	I/I ₁	d_{hkl}	I/I ₁
—	—	4.76	20	4.813	65	4.85	40	4.83	50	4.76	4
2.885	m	2.92	20	2.945	13	2.966	70	2.95	50	2.858	40
2.455	fff	2.49	100	2.512	100	2.580	100	2.51	100	2.436	100
—	—	—	—	2.406	13	2.419	10	—	—	2.333	3
2.032	d	2.07	50	2.083	55	2.096	70	2.08	50	2.021	58
—	—	—	—	1.912	5	—	—	1.91	75	—	—
1.658	dd	1.687	5	1.701	3	1.712	60	1.71	25	1.649	10
1.565	f	1.593	60	1.603	40	1.614	85	1.61	75	1.555	45
1.443	ff	1.466	70	1.4731	55	1.483	85	1.49	75	1.429	58
—	—	—	—	1.4089	13	1.327	20	1.33	10	1.366	3
—	—	—	—	1.3176	1	—	—	—	—	—	—
1.241	ddd	—	—	1.2711	13	1.279	30	1.28	50	1.278	2
—	—	—	—	1.2563	9	1.264	10	—	—	1.232	9
—	—	—	—	1.2028	9	1.2112	20	1.21	25	1.218	1

da adamantina a vitrea; incolore nella maggior parte dei casi, alcune volte è bruno con leggero pleocroismo: ω = bruno, ϵ = bruno chiaro. Le inclusioni, per lo più gassose, sono disposte parallelamente all'allungamento. Gli indici di rifrazione sono molto alti, la birifrangenza forte è uniassica positiva.

Titanite: a volte si presenta con forme idiomorfe, ma più comunemente ha abito e frattura irregolare; solo raramente si distingue la geminazione secondo {100}; ha colore giallo bruno o bruno.

Il pleocroismo si nota nelle varietà che presentano una colorazione più intensa ed è secondo lo schema: α = quasi incolore, β = giallo pallido, γ = bruno.

Nella maggior parte dei casi è torbida e parzialmente alterata in leucoxeno.

I colori di interferenza sono spesso anomali, ultra blu o rossi; la dispersione assiale $r > v$ è facilmente osservabile; la birifrangenza è positiva.

Tormalina: ha abito prismatico con frattura concoide e striature parallele all'asse principale; più raramente si notano granuli notevolmente arrotondati (.6— .7 della scala di Krumbein (33)). Appare trasparente con lucentezza tra la vitrea e la resinosa. Il pleocroismo, più intenso nelle varietà brune, è secondo lo schema: ω = giallo bruno, quasi nero; ϵ = giallo pallido, giallo scuro.

Nelle altre varietà può essere:

ω = verde, ϵ = bruno; ω = blu verde, ϵ = giallo; ω = giallo pallido, ϵ = incolore. La birifrazione è forte ed è uniassica negativa.

Rutilo: fra il residuo dei minerali pesanti, il rutilo si presenta con due abiti distinti: uno prismatico aciculare, striato parallelamente all'asse verticale, l'altro irregolare con frattura subconcoide o concoide.

La maggior parte degli individui incontrati è geminata polisinteticamente secondo {101} e raramente si incontrano geminati a ginocchio {101}.

Le varietà rosso-brune hanno generalmente abito prismatico.

Il pleocroismo evidente nella varietà rosse e brune è ω = rosso bruno, ϵ = rosso scuro. La lucentezza è vitrea e la birifrangenza estrema.

Granato: comunemente ha forma irregolare con frattura che di solito è subconcoide e con angoli rientranti molto pronunciati.

Di colore rosa pallido o più comunemente incolore, presenta non di frequente tracce di fenomeni di dissoluzione; la lucentezza è da vitrea a resinosa e l'indice di rifrazione è molto alto. L'isotropia è perfetta e solo raramente si nota una leggera birifrangenza anomala. Le inclusioni e le trasformazioni di tipo cloritico sono rare.

Epidoto: ha abito irregolare, frattura indistinta, lucentezza vitrea e perfetta sfaldatura basale.

Caratteristici di questi epidoti sono i colori di interferenza verde rosso-porpora che si osservano negli individui più chiari. E' biassico negativo.

Pochi sono i granuli limpidi, essendo la maggior parte opaca per incipiente alterazione. Quando è stato possibile determinare il pleocroismo esso è risultato essere α = incolore, β = giallo verde, γ = incolore.

Fra i minerali opachi ha importanza preponderante la pirite neogenica che si presenta in cubi o in pentagonidodecaedri con lucentezza metallica e colore giallo chiaro.

d) *Distribuzione qualitativa e quantitativa dei minerali pesanti.*

I valori ottenuti, considerando un numero di granuli sempre superiore a mille per ogni campione, sono riportati, espressi in percentuale, nella tabella VIII e sono diagrammati nella figura 14.

Le differenze qualitative riguardano solo i granati e l'epidoto; infatti il primo è presente nei campioni (« c-d-e-g-h-l ») ed il secondo nei campioni (« a-e-f-h-l »).

Da un attento esame della distribuzione quantitativa si può dedurre quanto segue:

la costante presenza della picotite, che denota una provenienza da rocce basiche od ultrabasiche, caratterizza tutta la formazione ed in particolare si può notare che essa diminuisce regolarmente dal tetto alla base; parallelamente si nota, sempre nello stesso senso, un'aumento dello zircone, titanite, tormalina e rutilo e, anche se con irregolarità, del granato e dell'epidoto, che si presentano con maggiore frequenza nei campioni situati verso la base della serie. Il granato poi è caratterizzato da tre punte massime nei campioni « e » « h » ed « l ».

TABELLA VIII

	a %	b %	c %	d %	e %	f %	g %	h %	i %	l %
Picotite	68.7	76.1	82.0	69.1	59.6	49.4	71.6	30.3	43.0	18.4
Zircone	13.4	12.4	10.7	16.2	17.0	29.4	7.9	30.5	31.7	20.3
Titanite	2.2	4.5	2.5	4.1	3.6	7.5	5.1	11.2	10.6	6.9
Tormalina	7.3	2.5	1.7	2.8	2.0	5.6	6.8	14.3	4.7	11.8
Rutilo	8.1	4.5	2.8	6.5	6.1	6.9	7.9	7.8	10.0	11.3
Granato	—	—	0.3	1.3	10.7	—	0.7	5.6	—	30.1
Epidoto	0.3	—	—	—	1.0	1.2	—	0.3	—	1.2

Un fenomeno che può essere considerato anomalo è la distribuzione dell'epidoto: questo è, fra i minerali pesanti riconosciuti, quello che presenta la minore stabilità alle soluzioni interstiziali, nel senso enunciato da Pettijhon e confermato da altri Autori. Dall'esame dei dati analitici ottenuti risulta una maggiore frequenza del minerale verso la

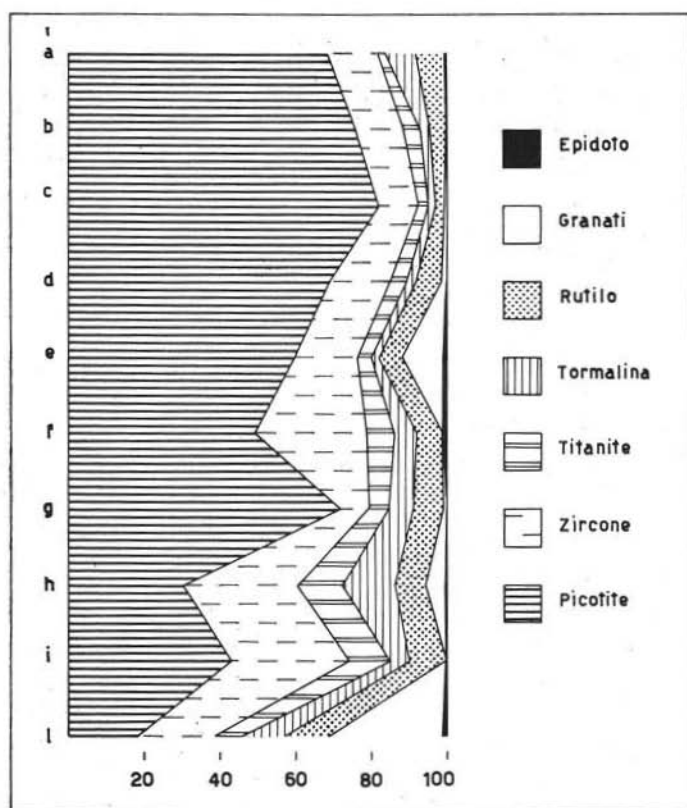


Fig. 14. — Distribuzione quantitativa dei minerali pesanti dalla base « l » al tetto « a » della serie.

base della serie, anche se la percentuale di esso è sempre bassa e le sue variazioni sono minime.

L'oscillazione dell'epidoto notata nelle « arenarie di Ostia » è per il momento, dati i pochi elementi a disposizione, difficilmente interpretabile; si potrebbe però cercarne una spiegazione nel concetto espresso

da Krynine (31) e da Van Andel (3) e cioè che le vicissitudini tettoniche possano aver condizionato in modo determinante la composizione mineralogica, mentre le soluzioni interstiziali abbiano avuto un effetto del tutto subordinato.

Lo zircone, come è già stato precedentemente affermato, presenta un aumento dal tetto alla base della formazione: la sua frequenza, nel « complesso di base », è sempre piuttosto alta (circa il dieci per cento), però in quattro campioni (« f » - « h » - « i » - « l ») assume delle percentuali particolarmente elevate.

Tale fenomeno non è in relazione ad un parallelo aumento della percentuale delle particelle fini (125-50 micron) tra le quali lo zircone presenta il suo dominio, in quanto la frequenza in queste classi dimensionali è dello stesso ordine di grandezza od addirittura inferiore a quella delle altre sabbie. Quindi si deve pensare ad una vera e propria variazione della composizione mineralogica quantitativa di tali sedimenti. Questo è messo in evidenza nella tabella IX.

TABELLA IX

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
	%	%	%	%	%
Zircone	13.4	12.4	10.7	16.2	17.0
125-50 μ	26.19	50.71	45.10	63.01	56.77
	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>h</i>	<i>i</i>	<i>l</i>
	%	%	%	%	%
Zircone	29.4	7.9	30.5	31.7	20.3
125-50 μ	36.37	32.08	49.30	56.84	24.61

Da notare inoltre la presenza, fra lo zircone e la tormalina, di individui notevolmente arrotondati, (.6 — .7 della scala di Krumbein) il che porta alla conclusione che essi provengano da formazioni sedimentarie e che siano stati sottoposti ad un elevato numero di cicli sedimentari: questo vale specie per lo zircone, che per le sue dimensioni tende ad essere trasportato in sospensione e che quindi necessita di azioni molto prolungate per raggiungere i valori di arrotondamento riscontrati nelle sabbie in esame.

Conclusioni

Il « complesso di base » è costituito da laminiti di primo e secondo ordine e da turbiditi così come descritte da Lombard (41): infatti in tutta la formazione vi si trovano alternati sottili strati per lo più siltosi-arenacei della potenza di 1-2 cm (laminiti di primo ordine) e strati arenacei più potenti (potenza media 30-35 cm) alternati con argille o argille siltose (laminiti di secondo ordine); le laminazioni sono presenti sia negli strati arenacei sia nelle argille sia nelle argille siltose.

Sia le laminiti di primo ordine sia quelle di secondo presentano la caratteristica sequenza oscillante; a differenza delle turbiditi la cui sequenza è positiva ⁽¹⁾. Il trasporto e la sedimentazione di entrambi questi depositi debbono essere attribuiti a correnti di torbida aventi però una densità bassa nel caso delle laminiti ed una alta in quello delle turbiditi. Queste ultime presenti in tutta la serie sono però più frequenti nella parte superiore e sono caratterizzate da una gradazione molto evidente, dalla presenza di frammenti di rocce e dai valori più elevati delle dimensioni massime dei clasti.

Per quanto risulta dalle osservazioni e dagli studi compiuti sugli strati arenacei, le condizioni di sedimentazione che si verificano al termine della deposizione di uno strato dovuto a corrente torbida ad alta densità appaiono uguali a quelle che intervengono durante tutta la deposizione della laminite, originata da una corrente torbida a bassa densità.

In relazione poi alle azioni tettoniche che condizionano l'erosione delle rocce madri, dalle quali hanno avuto origine questi sedimenti, appare valida l'ipotesi che la loro intensità aumentasse man mano che procedeva la sedimentazione. Come conseguenza infatti riscontriamo dalla base al tetto della formazione un aumento dell'apporto detritico e delle dimensioni massime dei clasti, una maggiore frequenza di turbiditi e, per quanto riguarda i valori sperimentali, una variazione di σ_p e di M_p che non si oppone all'ipotesi su esposta.

⁽¹⁾ Si intende per sequenza positiva la successione regolare e completa di tutte le strutture sedimentarie caratteristiche degli strati depositi da correnti torbide: si parla invece di sequenze oscillanti quando tale successione è incompleta.

Le condizioni chimiche che sussistevano al momento della sedimentazione possono essere ipotizzate secondo Adams considerando la presenza della pirite che indicherebbe un ambiente riducente; inoltre la coesistenza di pirite e di calcite, secondo Krumbein e Garrels sarebbe caratteristica di condizioni definite da un $Ph > 8,0$ e da un $Eh < -0.3$.

Anche per quanto riguarda la natura delle rocce madri si possono fare alcune ipotesi: la provenienza da rocce sedimentarie preesistenti è testimoniata come già detto dalla presenza dello zircone e della tormalina notevolmente arrotondati, ma la maggior parte del materiale doveva provenire da rocce ignee basiche ed ultrabasiche e da rocce metamorfiche, il cui apporto alla sedimentazione doveva addirittura aumentare con il procedere di essa e questo è dimostrato dalla picotite che non solo è sempre presente ma è più frequente al tetto che non alla base della serie; le sue caratteristiche morfoscopiche escludono poi che essa sia stata sottoposta a più cicli sedimentari.

Indicativo a questo riguardo è anche lo studio dei minerali leggeri dei campioni « l » ed « h » situati alla base della serie; tali campioni hanno un contenuto di feldspati tale che il loro punto rappresentativo cade, nella sistematica di Folk, nel campo delle subgreywacke feldspatiche. Anche questo fa supporre una minore influenza dell'apporto da rocce basiche ed ultrabasiche nelle prime fasi della sedimentazione.

Confrontando i dati ottenuti nel presente lavoro dallo studio dei minerali pesanti con quelli riportati da Gazzi per la pietraforte, si nota una notevole analogia nella composizione mineralogica qualitativa; si riscontrano però sensibili differenze quantitative, dato che, nella pietraforte studiata da tale Autore, la picotite è assente in due campioni su cinque e raggiunge un massimo del 7.2%; l'epidoto inoltre nella pietraforte è completamente assente mentre in quelle esaminate in questa sede la picotite è sempre predominante e l'epidoto pur scarso è talvolta presente.

Questi due caratteri sono sufficienti per differenziare le due formazioni, anche se occupano la medesima posizione stratigrafica e non solo giustificano, ma confermano, la denominazione di « complesso di base » data da Zanzucchi (61) alle « arenarie di Ostia » e la distinzione di esse da altre formazioni coeve.

B I B L I O G R A F I A

- (1) ALIMEN H., *Roches gréseuses à ciment calcaire du Stampién. Etude pétrographique*. 1944, Soc. Géol. France Bull. 5ser., vol. 14, pp. 307-329.
- (2) ALLEN J. R., *Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England*. Jour. Sed. Petr., 1962, vol. 32, n. 4, pp. 657-697.
- (3) ANDEL T. H. VAN, *Origin and classification of cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of western Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geologists Bull., 1958, vol. 42, pp. 734-763.
- (4) ANELLI M., *L'Eocene nella vallata del Parma*. 1908, Boll. Soc. Geol. It., vol. 27.
- (5) ANELLI M., *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino Parmense*. Gior. di Geol. di Bologna, 1935, vol. 10.
- (6) BARBIERI F., ZANZUCCHI G., *La stratigrafia della valle di Roccaferarra*. 1963, Atti Soc. Sc. Nat.
- (7) CADIGAN R. A., *Geologic interpretation of grain-size distribution measurements of Colorado Plateau sedimentary rocks*. Jour. of Geology, 1961, vol. 69, n. 2.
- (8) CADIGAN R. A., *Geologic interpretation of grain-size distribution measurements of Colorado Plateau sedimentary rocks: a reply*. Jour. of Geology, 1962, vol. 70, n. 3, pp. 376-377.
- (9) CAROZZI A. V., *Microscopic sedimentary Petrography*. 1960, J. Wiley and Sons. Inc. Publishers.
- (10) CIPRIANI C., *Ricerche sui minerali costituenti le arenarie: II. Sulla composizione mineralogica della frazione sabbiosa di alcune arenarie « Macigno »*. 1958, Atti soc. Tosc. di Scienze Nat., Vol. LXV.
- (11) CIPRIANI C., *Ricerche sulle arenarie: III. La composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione del Macigno*. 1961, Periodico di Mineralogia. Anno XXX, n. 1.
- (12) DAPPLES E. C., *Stages of diagenesis in the development of sandstone*. Geol. Soc. Am. Bull., 1962, vol. 73, pp. 913-934.
- (13) DOUGLAS D. J., *Interpretation of the results of mechanical analyses*, Jour. Sed. Petr., 1946, vol. 16, n. 1, pp. 19-40.
- (14) ELTER P. SCHWAB E., *Geologia della regione fra Vara e Magra (Appennino Ligure-Toscana)*. 1957, Boll. Soc. Geol. It., Vol. LXXVI.
- (15) FAIRBANKS E. E., *A modification of Lemberg's staining method*. Am. Min. 10 (1925), pp. 126-127.
- (16) FRIEDMAN G. M., *Distinction between dune, Beach and river sands from their textural characteristics*. Jour. Sed. Petr., 1961, Vol. 31, n° 4, pp. 514-519.

- (17) FRIEDMAN G. M., *On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones.* Jour. of. Geology, 1962, Vol. 70, n. 6, pp. 737-753.
- (18) FOLK R. L., *Stages of textural maturity in sedimentary rocks.* Jour. Sed. Petrology, 1951, vol. 21, pp. 127-130.
- (19) FOLK R. L., *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature.* Jour. Geology, 1954, Vol. 62, pp. 344-359.
- (20) FOLK R. L., *Of Skewnesses and sands.* Jour. sed. Petr., 1962, Vol. 32, n. 1, pp. 472-473.
- (21) GANDOLFI G., GAZZI P., *Significato sulla distribuzione dei minerali pesanti nelle arenarie fra il passo della Porretta e Castiglione dei Popoli (Appennino Tosco-Emiliano).* 1961, Acta Geol. Alpina.
- (22) GAZZI P., *Ricerche sulla distribuzione dei minerali pesanti nei sedimenti arenacei dell' Appennino Tosco-Romagnolo.* 1961, Acta Geologica Alpina, pp. 1-24.
- (23) GILBERT G. K., *The transport of debris by running water.* 1914, U. S. Geol. Survey paper 86.
- (24) GRENDER G. C., *Note on measurement of grain size in Phi units.* Jour. Sed. Pet., 1961, Vol. 31, n. 4, pp. 608-609.
- (25) HERING O. H. e W. ZIMMERLE, *Simple method of distinguishing zircon, monazite, and xenotime.* Jour. Sed. Petr., 1963, vol. 33, n. 2.
- (26) HUBERT J. F., *A zircon-tourmalina-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones.* Jour. Sed. Petr., 1962, Vol. 32, n. 3, pp. 440-450.
- (27) INMAN D. L., *Measures for describing the size distribution of sediments.* 1952, Jour. Sed. Petr., Vol. 22, pp. 125-145.
- (28) KLEIN G. de VRIES, *Analysis and review of sandstone classifications in the North American Geological literature, 1940-1960 -* Geol. Soc. of Am. Bull., 1963, vol. 74, n. 5, pp. 555-576.
- (29) KRYNINE P. D., *Graywacke and the petrology of the Bradford oil field.* Ann. Assoc. Petroleum. Geol. Bull., 1941, vol. 25, pp. 2071-2074.
- (30) KRYNINE P. D., *Paleogeography and tectonic significance of graywacke.* Geol. Soc. Am. Bull., 1941, Vol. 52, p. 1916.
- (31) KRYNINE P. D., *Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle.* Pan. Am. Ing. Minas y Geol. Ann. Cong., 1942, pp. 536-561.
- (32) KRUMBEIN W. C., *Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve.* 1938, Jour. Sed. Petr., Vol. 18, pp. 84-90.
- (33) KRUMBEIN W. C., *Measurement and geologic significance and roundness of sedimentary particles.* Jour. Sed. Petr., 1941, vol. II, pp. 64-72.
- (34) KRUMBEIN W. C., PETTIJOHN F. T., *Manual of sedimentary petrography.* 1938, D. Appleton-Century Co. New York.

- (35) KUENEN Ph. H., *Marine geology*. 1950, Wiley and Sons, Ney York.
- (36) KUENEN Ph. H., *The diference between sliding and turbidty flow*. Deep Sea Research, 1956, Vol. 3, pp. 134-139.
- (37) KUENEN Ph. H., *Experimental abrasion 3. Fluviatile action on sand*. Am. Jour. Sci., 1959, Vol. 257, pp. 172-190.
- (38) KUENEN Ph. H. e MENARD H. W., *Turbidity currents, graded and non graded deposits*. Jour. Sed. Petr., 1952, vol. 22, n. 2, pp. 83-96.
- (39) KUENEN Ph. H. e MIGLIORINI, *Turbidity currents as a cause of graded bedding*. Jour. of Geology, 1950, vol. 58, n. 2, pp. 91-127.
- (40) LERBEKMO I. F. e PLATT R. L., *Promotion of pressure solution of silica in sandstones*. Jour. Sed. Petr., 1962, vol. 32, n. 3, pp. 514-519.
- (41) LOMBARD A., *Laminites a structure of flysch-type sediments*. Jour. Sed. Petr. 1963, vol. 33, n. 1, pp. 14-22.
- (42) MC MANUS D. A., *A criticism of certain usage of the phi-notation*. Jour. Sed. Petr., 1963, vol. 33, n. 3, pp. 670-674.
- (43) MEZZADRI G., *Petrografia di alcune arenarie dell'Alto Appennino parmense*. 1963, Mem. Soc. Geol. It., Vol. IV.
- (44) MIDDLETON V. G., *Size and sphericity of quartz grains in two turbidite formations*. Jour. Sed. Petr., 1962, vol. 32, n. 4, pp. 725-742.
- (45) MILNER H. B., *Sedimentary Petrography*. Vol. 1° e 2°, 1962, George Allen e Urwin LTD, London.
- (46) MIRSKG A., *Mechanical analysis and heavy minerals, Morrison and Cloverly formations, southern Big Horn Mountains Wyoming*. Jour. Sed. Pet., 1961, vol. 31, n. 4, pp. 571-585.
- (47) MIRSKY A. e TREVES S. S., *Heavy minerals of the Pre-Morrison Jurassic rocks. Lucero Uplift, northwestern, New Mexico*. Jour. Sed. Petr. 1963, vol. 33, n. 2.
- (48) OTTO G. H., *A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments*. 1939, Jour. Sed. Petr., vol. 9, pp. 62-76.
- (49) PETTIJOHN F. I., *Classification of sandstones*, Journ. Geology, 1954, vol. 62, pp. 360-365.
- (50) PETTIJOHN F. I., *Sedimentary rocks* (2 ed.). New York, Harper and Brothers 1957.
- (51) PETTIJOHN F. I., *The term graywacke*. Jour. Sed. Petr., 1960, vol. 30, p. 627.
- (52) POTTER P. E., PETTIJOHN F. I., *Paleocurrents and basin analysis*. 1963, Springer-Verlag, Berlin.
- (53) SHROCK R. R., *Sequence in layred rocks*. 1948, McGraw-Hill, London.
- (54) SPENCER D. W., *The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments*. Jour. Sed. Pet., 1963, vol. 33, n. 1, pp. 180-190.
- (55) TAAR W. A., *Terminology of sliceous sediments*. Rept. Comm. Sed. 1937-1938. Not. Research Council, pp. 8-27.

- (56) TANNER W. F., *Geologic interpretation of Grain-Size distribution measurements of Colorado Plateau sedimentary rocks: Discussion*. Jour. of. Geology, 1962, vol. 70, n. 3, p. 375-376.
- (57) TWENHOFEL W. H., *The rate of Deposition of sediments: a major factor connected with the alteration of sediments after deposition*. 1942, Jour. Sed. Petr., vol. 12, n. 3, pp. 99-110.
- (58) TWENHOFEL W. H., *Principles of sedimentation* (2 ed.). 1950, New York, McGraw-Hill Book Co.
- (59) TWENHOFEL W. H. e TYLER S. A., *Methods of study of sediments*. 1941, McGraw-Hill, London.
- (60) WINCHELL A. N., *Elements of optical mineralogy*, 5ª edizione John Wiley and Sons. London.
- (61) ZANZUCCHI G., *Studio geotettonico sul Flysch della Val Baganza (Parma)*. 1961, Boll. Soc. Geol. Itl., vol. LXXX, Fasc. III.
- (62) ZANZUCCHI G., *La geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., 1963, vol. IV.