

LE ARENARIE DEL FLYSCH DI ALBIDONA (CALABRIA NORD-ORIENTALE)

ROSANNA DE ROSA, LUANA GALLO

Dip. Scienze della Terra, Univ. della Calabria, 87030 Castiglione Cosentino Stazione (Cosenza)

RIASSUNTO. — La formazione del flysch di Albidona, di età Eocene superiore-Oligocene, affiora nell'area del confine calabro-lucano e rappresenta la porzione strutturalmente più elevata dell'Unità del Cilento. La formazione è costituita da una sequenza torbiditica calcareo-arenaceo-marnosa deposta durante le ultime fasi di costruzione della catena alpina.

Lo studio preliminare delle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche della formazione è stato eseguito attraverso l'analisi di alcune sezioni localizzate nei pressi di Albidona e Casalnuovo Lucano, dove la sequenza in esame risulta ben esposta e raggiunge spessori fino a 2360 m. In base alle informazioni acquisite la successione studiata risulta caratterizzata essenzialmente da depositi di piana di bacino, con locali intercalazioni di frane sinsedimentarie. La presenza di depositi di slumping entro le torbiditi di piana suggerisce l'esistenza di un bacino confinato lateralmente da ripide scarpate continentali o di faglia. Ai depositi di piana si intercalano spessi corpi carbonatici e non carbonatici di notevole continuità laterale. La presenza di megatorbiditi in depositi flyscioidi viene spiegata come dovuta a giganteschi flussi gravitativi, connessi con eventi sismici di eccezionale magnitudine, che possono anche non essere in relazione al sistema di alimentazione delle torbiditi sottili in cui sono intercalati.

La definizione della composizione principale è stata ottenuta mediante analisi modale di 37 campioni arenacei rappresentativi dell'intera formazione. I risultati dello studio petrografico hanno messo in evidenza una bimodalità degli apporti terrigeni e l'esistenza di intensi fenomeni di dissoluzione ed alterazione post-deposizionale dei clasti dello scheletro. Apporti litarenitici e litarenitico-feldspatici caratterizzano i livelli medio-basali della formazione. Apporti arkosici ed arkosico-litici ne caratterizzano invece i livelli medio-sommitali. Nei livelli intermedi della formazione si alternano strati a composizione litarenitica e arkosica a testimonianza dell'esistenza, nello stesso momento deposizionale, di aree sorgenti indipendenti e litologicamente distinte. Il sopraggiungere di apporti arkosici viene spiegato con la progressiva avanzata di falde cristalline costituite da gneiss e granito sulle falde di epimetamorfiti della catena in formazione.

L'assenza di granuli terrigeni nei megastrati carbonatici e l'assenza di granuli carbonatici intrabacinali nei megastrati e negli strati arenacei testimonia l'esistenza di due aree di provenienza indipendenti.

ABSTRACT. — The Albidona formation (Eocene sup.-Oligocene) is a turbidite sequence outcropping along the Calabro-Lucano border. These sediments are made up of a calcareous-arenaceous-marly turbiditic beds which represents the upper portion of the Cilento Unit. This formation was deposited during the latest phases of the Alpine deformation.

Sedimentological analysis has shown that the sequence is largely made up of basin plain sediments wherein some slumping phenomena occurred. The interbeds of calcareous and/or arenaceous megaturbidites occurring at different time intervals in the sequence, are probably due to high magnitude earthquakes.

Petrographic analysis show that:

- 1) the composition of the terrigenous grains is bi-modal;
- 2) the basal portion of the sequence is composed of litharenitic and litharenitic-feldspatic sandstone;
- 3) the upper part shows arkosic and arkosic-lithic composition;
- 4) both arkosic and litharenitic sediments occur in the intermediate portion of the sequence.

Geological evidence suggest that this change in composition was probably caused by overthrusting of a gneissic-granitic nappe above epimetamorphic units.

Introduzione

Il flysch di Albidona è una sequenza sinorogena, costituita prevalentemente da torbiditi sottili a cui si intercalano torbiditi arenacee e calcaree di notevole spessore e continuità laterale.

Questa formazione rappresenta la porzione strutturalmente più elevata dell'Unità del Cilento (AMODIO MORELLI et al., 1976) ed affiora lungo una larga fascia dell'Appennino meridionale compresa fra Trebisacce e Battipaglia (fig. 1).

SELLI (1962) considera il flysch di Albidona, di età Langhiano superiore-Elveziano inferiore, trasgressivo sulle Formazioni del Saraceno e delle Crete Nere, con carattere



Fig. 1. — Distribuzione schematica degli affioramenti dell'Unità del Cilento (da AMODIO-MORELLI et al., 1976) ed ubicazione delle sezioni studiate.

di « mesautoctono ». Secondo OGNIBEN (1969, 1973) questo flysch fa parte del Complesso Liguride e « completa la successione eugeosinclinale presentando tipici caratteri di deposito sinorogeno da rapida erosione di cordigliera in corrugamento, con chiara successione di avvicinamento allo stadio di orogenesi ». Studi successivi, condotti da HACCARD et al. (1972), AMODIO MORELLI et al. (1976) considerano l'Unità del Cilento come la parte superiore del Complesso Liguride descritto da OGNIBEN (1969). Secondo questi Autori l'intera successione è caratterizzata da una evoluzione da « facies di preflysch tipo black-shales a flysch con caratteri di marcata prossimalità ». Recentemente BONARDI et al. (in stampa) propongono un tentativo di ricostruzione palinspatica del settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano, in cui la formazione del bacino di sedimentazione dell'Unità del Cilento potrebbe essere giustificata da una faglia trascorrente.

L'unico studio specifico sul flysch di Albidona è stato eseguito da VEZZANI (1970) che, sulla base di studi stratigrafici, biostratigrafici e petrografici, definisce questa formazione come una sequenza flyscioide di età Eocene inferiore-Eocene medio costituita da

« subgrovacche calcarifere » nella parte inferiore della formazione e da rocce a composizione intermedia tra quella delle « subgrovacche » ed « arkosi » nella parte superiore.

I risultati di uno studio biostratigrafico condotto sul flysch del Saraceno da DE BLASIO et al. (1978) attribuiscono a questa formazione un'età Eocene medio-superiore. In base a tale attribuzione il flysch di Albidona, stratigraficamente più giovane, potrebbe assumere un'età Eocene superiore-Oligocene.

In questo contesto geologico appare evidente l'importanza di condurre studi sedimentologico-petrografici su queste formazioni. Scopo di questo lavoro è la definizione petrografica della formazione del flysch di Albidona che per la sua posizione strutturale riveste particolare interesse nello studio dei bacini sedimentari appenninici formati nelle ultime fasi di costruzione della catena alpina.

Inquadramento sedimentologico e stratigrafico

È stato eseguito uno studio preliminare delle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche del flysch di Albidona attraverso l'analisi di alcune sezioni ben esposte, loca-

lizzate nei pressi di Albidona e di Casalnuovo Lucano.

In figura 2 è riportata la rappresentazione schematica della sezione studiata sul versante sinistro del Fiume Saraceno e lungo il Canale Franciardi che si correla, nella parte mediana, con la serie studiata nei pressi del centro abitato di Casalnuovo Lucano.

La mancanza di uno studio tettonico-stratigrafico esteso a tutta l'area di affioramento della formazione limita, alla sola zona esaminata, le informazioni sedimentologiche e paleogeografiche ottenibili dall'analisi delle facies, e non consente una definizione in grande della geometria del bacino e delle aree fonti.

Sulla base dei dati acquisiti il bacino di sedimentazione del flysch di Albidona risulta essenzialmente caratterizzato da sequenze di frangia di conoide e da depositi di piana di bacino con locali intercalazioni di frane sin-sedimentarie, costituiti da torbiditi arenacei sottili e da potenti spessori di peliti (fig. 3)



Fig. 3. — Sequenze di piana di bacino costituite da torbiditi arenacei sottili e da potenti spessori di peliti (Canale Franciardi).

a cui si intercalano potenti spessi corpi torbiditici arenacei e carbonatici (fino a 40 m), caratterizzati da una notevole continuità laterale. L'importanza tettonico-stratigrafica di megaeventi torbiditici intercalati in depositi flyscioidi è ben documentata in letteratura sia in bacini oceanici moderni che in bacini antichi (RICCI LUCCHI, 1978; RUPKE, 1976; JOHNS et al., 1981).

I megastrati carbonatici (fig. 2) compaiono essenzialmente nella parte mediana della formazione e sono intercalati in torbiditi sottili. Uno di questi, osservato in dettaglio perchè ben esposto, ha uno spessore di 20 m; alla base presenta un microconglomerato gradato dello spessore di 50 cm, costituito principalmente da bioclasti, e si continua verso l'alto in una micrite omogenea (fig. 2, strato *d*). Il primo megaevento arenaceo (fig. 2, strato *c*) si riscontra nella fascia intermedia della sequenza flyscioidi ed ha carattere erosivo su sequenza di frangia di conoide. Lo strato presenta un conglomerato basale non organizzato di spessore da zero a qualche metro, parzialmente gradato, con elementi di circa 5-10 cm che eccezionalmente raggiungono i 40-50 cm. Al conglomerato segue un intervallo di circa 10 m privo di gradazione, ricco in matrice, nella parte alta del quale è presente un livello a grossi inclusi di peliti e pacchi marnoso-arenacei di flysch di Albidona

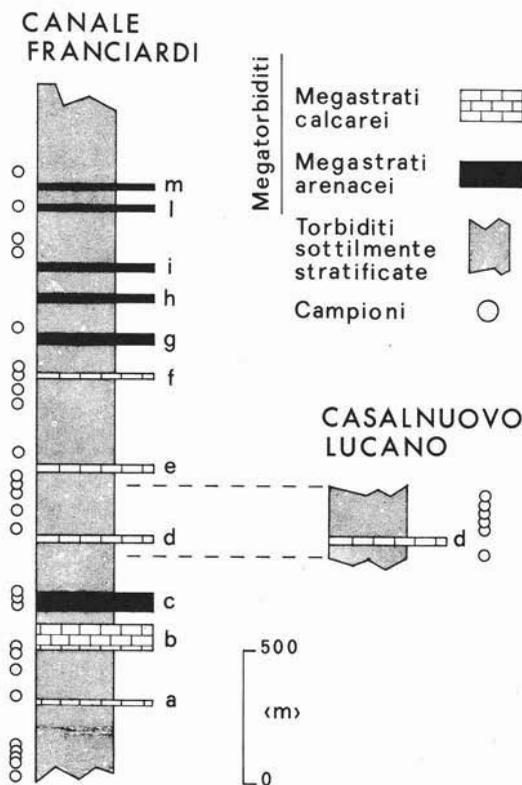


Fig. 2. — Rappresentazione schematica delle sezioni stratigrafiche studiate.



Fig. 4. — Porzione medio-basale di un megastrato arenaceo in cui è incluso un pacco di strati arenaceo-marnosi di 5-6 m di diametro. (Sezione di Canale Franciardi, strato C, figura 2).

aventi una dimensione massima di 5-6 m (fig. 4). La sedimentazione continua con circa 20 m di sabbie grossolane prive di strutture, apparentemente povere in matrice, che passano verso l'alto gradualmente a livelli con laminazione parallela decimetrica, localmente ondulata a grande scala, a cui seguono circa 15 m di peliti. Nel complesso un simile megastrato può essere considerato come il deposito di una gigantesca corrente torbida con regime di flusso prevalentemente turbolento nella metà superiore e ad alta concentrazione nella parte inferiore, in analogia con quanto osservato da JOHNS et al. (1981). Proseguendo nella serie aumenta il numero di megastrati arenacei mentre diminuiscono, fino a scomparire, le megatorbiditi carbonatiche. Nella parte alta della formazione i megastrati arenacei presentano caratteri tipici di un regime di flusso parzialmente turbolento, in cui i granuli sono in parte

sostenuti da urti collisionali. Il megastrato *m* (fig. 2), esaminato in dettaglio, ha base non erosiva, su cui comunque si rinvengono controimpronte frondescenti e da impatto di oggetti; segue un deposito sabbioso grossolano di 10 m, massivo, abbastanza organizzato, povero in matrice, con inclusi marnosi spessi di 1-2 dm di diametro. I ciottoli (2-3 cm), inclusi nella matrice sabbiosa, presentano una leggera embriocatura. A questo intervallo seguono, con passaggio abbastanza graduale, 10 m di deposito ancora massivo con inclusi essenzialmente marnosi che, a 20 m dalla base, si organizzano in un livello caotico caratteristico.

I dati finora acquisiti, pur essendo limitati arealmente, permettono di inquadrare la deposizione del flysch di Albidona come avvenuta in una piana di bacino allungata e lateralmente confinata nella quale arrivano alternativamente apporti extrabacinali non carbonatici e intrabacinali carbonatici dando origine a torbiditi sottili o a megastrati. L'eccezionale volume dei megastrati può essere messo in relazione con giganteschi eventi sismici capaci di mobilitare enormi quantità di materiali e probabilmente legati all'intensa attività tettonica che caratterizza le fasi di costruzione della catena appenninica durante la sedimentazione dei depositi studiati.

Allo stato attuale delle ricerche non è noto se i depositi di piana di bacino fossero collegati ad un apparato di conoide sottomarina. L'esistenza di un bacino di piana confinato lateralmente da ripide scarpate continentali o di faglia è suggerita dalla presenza di depositi di slumping entro le torbiditi sottili di piana. L'assenza di granuli terrigeni nei megastrati carbonatici originati da detrito di una probabile piattaforma e l'assenza di granuli carbonatici intrabacinali nei megastrati e negli strati arenacei induce a ritenere l'esistenza di due aree di provenienza indipendenti.

Metodi

Lungo le sezioni di Canale Franciardi e Casalnuovo Lucano sono stati prelevati, ad intervalli abbastanza regolari, 37 campioni arenacei, di cui due raccolti nella porzione sabbiosa del megastrato *c* (fig. 2) ed uno da un pacco di strati arenacei in esso inglobato (campione 35, tabella 1). Su tutti i campioni,

ubicati stratigraficamente in figura 2, sono state eseguite analisi qualitative, per lo studio dei frammenti di roccia, e quantitative, per la determinazione della composizione principale. Analisi qualitative sono state eseguite, inoltre, su campioni carbonatici rappresentativi prelevati a vari livelli nella successione.

Le analisi modali sono state eseguite in accordo alla metodologia proposta in ZUFFA (1980), nella quale il criterio base adottato per il conteggio dello scheletro detritico è quello di separare i frammenti litici a grana fine (costituiti da singoli cristalli aventi dimensioni $< 0,0625$ mm) dai frammenti litici a grana grossa (costituiti da singoli cristalli aventi dimensioni $\geq 0,0625$ mm). Per ciascuna sezione sottile sono stati conteggiati almeno 500 punti.

Nel corso dell'analisi modale, allo scopo di quantizzare la presenza di diffusi fenomeni di sostituzione da parte della calcite sui clasti terrigeni dello scheletro, è stata introdotta nello schema classificativo, per evitare errori di attribuzione, la voce « spatite di alterazione su minerale incognito (Sx) » nella quale sono stati compresi tutti quei clasti in cui la sostituzione carbonatica era tale da impedirne il riconoscimento.

I granuli di dimensioni comprese fra $0,0625$ e $0,016$ mm sono stati assegnati ad una classe separata e non identificati otticamente.

Composizione principale

I risultati analitici, riportati in tabella 1, evidenziano globalmente il carattere essenzialmente extrabacinale non carbonatico degli apporti terrigeni.

Nelle arenarie studiate i granuli dello scheletro risultano, infatti, essenzialmente costituiti da:

- Quarzo poco arrotondato con locali margini di dissoluzione, parzialmente interessato da fenomeni di sostituzione carbonatica. Alcuni clasti quarzosi si presentano ricchi di inclusioni micacee di probabile origine da filoni di margini residuali. Nei frammenti di roccia, esclusivamente quarzosi, i singoli individui hanno estinzione ondulata e contorni suturati tipici di metamorfiti di basso grado.
- Feldspati spesso alterati, caratterizzati da spinti fenomeni di sostituzione da parte

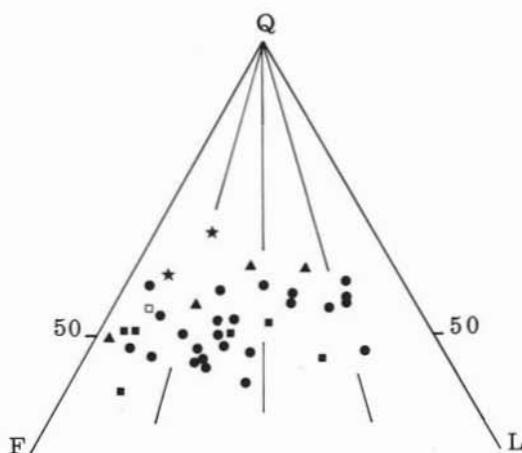


Fig. 5. — Composizione principale delle arenarie del flysch di Albidona: Q = quarzo; F = feldspati; L = frammenti di rocce non carbonatiche a grana fine ($< 0,0625$ mm) + frammenti di rocce carbonatiche. ● = Canale Franciardi; ■ = Casalnuovo Lucano; ★ = Megastrati; ▲ = Campioni isolati; □ = Incluso megastrato sez. Tolla.

di carbonati, essenzialmente costituiti da plagioclasti albitici e subordinatamente da ortoclasio micropertitico e microclino. K-feldspati e plagioclasti sono presenti anche in frammenti di roccia a grana grossa probabilmente riferibili a micrograniti, la cui origine magmatica è testimoniata dalla presenza di strutture di implicazione di quarzo-feldspato e da contorni ipidiomorfi dei cristalli. Associati a miche e granuli quarzosi i feldspati costituiscono inoltre frammenti di micascisti e gneiss.

- Frammenti di roccia a grana fine riconducibili a tre gruppi principali. Un primo gruppo comprende quasi totalmente frammenti di basso grado metamorfico di derivazione pelitica e pelitico-arenacea costituiti da shale, slate e filladi minute e da metavulcaniti caratterizzate da frequenti residui strutturali blastoporfirici. Un secondo gruppo, quantitativamente meno importante, è costituito da frammenti di vulcaniti acide, di composizione riolitico-dacitica, con pasta di fondo felsitica e fenocristalli di quarzo e feldspato. Un terzo gruppo riunisce essenzialmente frammenti di rocce microgranulari a quarzo e feldspato idiomorfi riconducibili a strutture di reazione aplitiche, e frammenti subvulcanici a struttura granofi-

TABELLA 1
Composizione principale: risultati dell'analisi modale

CRITERI CLASSIFICATIVI			CODICE	CANALE FRANCIARDI																
TESSITURALE	GENETICO	CHIMICO		CLASSI PETROGRAFICHE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13			
SCHELETRO (0.0625 - 2) mm	extra- bacinale	non carbona- tico	NCE	Quarzo	42.4	26.5	36.2	41.2	36.0	43.4	39.2	37.7	27.8	30.0	26.0	28.7	18.7			
				K-feldspati	0.6	0.2	1.4	4.2	1.0	4.8	1.8	4.1	6.2	1.4	2.5	1.9	1.4			
				Plagioclasti	5.4	14.2	7.4	5.8	6.0	8.4	5.2	9.5	16.1	17.6	22.2	25.0	12.3			
				R. Vulcaniche acide	1.0	1.0	1.8	0.8	2.6	1.2	1.0	1.0	0.4	0.6	0.6	1.4	0.2			
				R. Vulcaniche intermedie	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
				Filladi	5.6	2.5	9.0	8.0	6.6	4.8	5.2	5.8	2.0	0.8	0.8	1.4	2.0			
				Slate	11.6	4.9	12.6	7.8	11.0	6.6	7.2	4.5	4.1	0.2	0.4	1.0	1.6			
				L Porfiroidi	0.4	-	1.0	2.4	-	2.8	1.6	-	1.0	-	-	-	-	-	-	
				Argilloscisti (shale)	4.2	1.0	5.6	4.2	0.8	3.2	6.0	1.8	3.1	0.2	1.2	0.2	0.6			
				Serpentinoscisti	0.2	-	0.2	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
				R. Microgranulari	0.2	0.2	0.4	0.2	1.0	0.2	1.8	0.2	1.0	0.2	-	2.0	0.2			
				Selci	-	-	-	0.2	-	-	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	
				Miche e cloriti	4.0	3.7	4.6	3.0	4.2	2.2	4.8	3.1	2.7	9.6	5.5	4.7	4.7			
Altri minerali	1.8	1.2	0.2	0.4	0.6	0.6	0.4	0.6	0.4	2.4	1.8	-	0.6							
COMPONENTI INTERSTIZIALI	cemento	carb.	CCm	Spatite	9.0	19.1	12.0	12.8	18.8	12.4	12.0	7.7	27.8	23.8	22.6	12.9	32.4			
				Spatite di alterazione su minerale incognito	8.0	17.2	3.2	3.4	5.8	5.0	6.0	16.4	4.7	12.4	12.0	15.6	17.4			
				Quarzo	-	0.5	-	-	1.0	0.4	0.6	0.8	-	-	-	-	0.5	0.4		
					Fillosilicati	-	-	-	-	0.2	1.0	0.4	-	-	-	-	-	-	-	
					Ossidi di ferro	-	-	-	-	0.2	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	
				extrabac. o intra- bac.	carb.	LC	Clasti micritici di incerta origine	0.2	-	-	0.4	0.2	-	0.2	0.2	-	0.4	0.4	0.2	
							Monocristalli di incerta origine	0.4	-	0.2	0.4	0.4	-	-	0.4	-	-	0.8	-	-
							non carb.	NCI	Glauconite	tr	tr	-	tr	-	-	tr	tr	tr	tr	0.2
				Ossidi di ferro	-	-			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
				carb.	CI	Intraclasti			-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	0.2	-	0.8
						Fossili	0.8	0.5	tr	-	0.2	tr	0.6	0.8	-	tr	-	2.9	2.7	
						Peloidi	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	0.2	-	
				scheletro siltoso extrabac. non differenz. composizionalmente	NCE	Silt	Silt	2.0	7.1	2.6	1.4	2.8	2.2	1.4	2.4	1.6	-	2.2	0.4	2.7
100.0	100.0	100.0	100.0				100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0		

TABELLA 1 - Composizione principale: risultati dell'analisi modale

(continua)

rica.

— Frammenti carbonatici extrabacinali ed intrabacinali in percentuali poco rilevanti presenti in genere in quasi tutte le sezioni, mentre assente o quasi l'apporto intrabacinale non carbonatico.

La componente interstiziale in tutte le sezioni esaminate risulta costituita da cemento carbonatico ed in minor misura da ortomatrice, nel senso di DICKINSON (1970), rappresentata da materiale fangoso ricristallizzato di natura generalmente fillosilicatica.

In base alla classificazione di FOLK (1974) le arenarie studiate rientrano nel campo delle arkosic e arkosic litiche e delle litareniti e litareniti feldspatiche (fig. 5).

Il diagramma di figura 6, che vede riportati in ascisse i valori degli indici di provenienza ed in ordinata l'ubicazione stratigrafica dei campioni studiati, mostra l'esistenza di una chiara evoluzione qualitativa degli apporti terrigeni da litarenitici, nella parte basale, ad arkosic, nella parte sommitale del bacino di sedimentazione in esame. La por-

zione intermedia della sequenza risulta invece caratterizzata dalla presenza contemporanea di campioni arkosic e litarenitici, intercalati tra loro nello stesso corpo deposizionale. I megastrati arenacei hanno composizione arkosica e la stessa provenienza presentano i pacchi di arenaria in essi inglobati. L'evoluzione composizionale degli apporti terrigeni osservata può essere spiegata con la progressiva avanzata di falde cristalline costituite da gneiss e graniti sulle falde di epimetamorfiti della catena in formazione.

Diagenesi

Le osservazioni ottenute dall'analisi ottica indicano che la litificazione dei sedimenti studiati è avvenuta in un ambiente diagenetico particolarmente attivo. Ciò è reso evidente dagli intensi fenomeni di sostituzione carbonatica post-deposizionale che interessano i clasti terrigeni dello scheletro. Sui campioni arenacei di Canale Franciardi, allo scopo di

TABELLA 1
Composizione principale: risultati dell'analisi modale

(segue)

CANALE FRANCIARDI										CASALNUOVO LUCANO						ISOLATI				MEGASTRATI			
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
1134	1136	993	994	992	991	990	989	988	987	986	1219	1222	1225	1229	1230	1231	1214	1215	1210	1176	1179	1168	1191
42.9	29.4	36.3	28.3	36.3	41.4	37.1	34.2	39.0	36.6	38.8	39.8	39.6	34.3	36.4	18.8	30.6	46.0	48.0	39.6	29.4	31.4	42.2	39.9
3.4	7.6	7.8	6.0	13.2	6.8	4.6	5.3	12.8	8.3	12.1	12.2	10.9	1.6	5.8	3.5	14.5	2.3	1.8	7.4	7.0	10.3	4.2	10.3
10.5	16.2	15.9	10.9	14.0	12.9	18.8	14.6	15.0	20.5	17.7	21.6	22.8	13.3	15.4	3.9	23.9	7.5	14.2	15.8	21.6	12.6	10.6	12.3
2.1	1.0	1.4	0.4	1.5	1.1	0.7	0.6	0.4	0.8	0.8	0.6	0.4	1.2	0.2	1.1	0.2	0.8	1.2	-	-	0.2	0.2	0.6
-	-	-	-	0.2	-	0.4	0.4	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8.4	4.4	6.0	7.2	11.8	2.7	4.2	5.3	1.8	5.9	7.8	1.4	1.7	3.1	7.7	5.9	2.2	8.6	5.6	3.6	0.8	1.6	1.6	1.0
6.3	4.4	2.9	3.6	4.7	4.4	4.4	3.7	2.8	3.1	1.8	0.4	0.2	7.0	3.1	3.9	1.2	5.2	3.2	1.6	0.4	0.6	2.0	0.4
0.2	-	0.4	0.2	0.7	0.4	0.7	-	-	1.0	-	0.4	0.2	1.2	0.2	0.2	0.4	1.2	0.6	0.4	tr	tr	-	0.2
2.3	0.4	2.4	2.8	2.2	1.1	2.0	0.6	-	0.8	2.6	0.6	-	1.7	1.4	3.5	1.4	3.0	-	2.6	-	0.6	1.0	0.9
-	-	-	-	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0.8	0.6	0.4	0.4	1.0	0.4	1.1	-	0.6	2.0	-	0.6	0.6	1.9	1.2	-	0.4	0.6	1.8	0.6	-	-	0.4	0.4
-	-	1.2	-	-	-	-	-	0.2	0.2	-	-	-	0.2	-	-	-	-	1.0	-	-	0.2	0.2	-
3.4	2.2	7.2	17.4	3.2	1.9	4.8	3.3	2.6	2.0	2.0	3.0	3.9	0.6	4.5	5.0	3.6	3.2	3.0	2.4	6.2	3.9	2.4	1.1
0.4	0.4	1.2	0.9	-	0.2	0.2	-	-	2.0	0.2	-	-	-	0.2	0.4	-	0.6	-	-	0.4	0.4	-	0.2
-	0.2	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	tr	0.2	-	-	0.2	tr	-	-	-	-	-	-
-	0.8	-	-	tr	tr	-	tr	0.2	0.2	0.2	-	tr	-	-	0.2	-	tr	-	tr	tr	tr	tr	-
-	-	-	-	-	0.9	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
-	0.6	-	-	0.5	0.2	tr	-	-	0.2	-	tr	-	0.4	-	0.2	-	-	-	0.4	-	0.4	-	-
1.1	4.6	-	0.2	0.2	1.7	0.2	tr	0.4	1.0	1.0	tr	tr	7.4	0.8	1.5	0.4	0.2	3.4	0.2	0.2	1.6	1.4	1.1
-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	0.2	-	0.2	-	0.4	0.2	0.9
1.0	0.4	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	0.2	0.4	-	0.2	0.7	-	0.2	-	-	0.4	-	-	-
0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	0.8	-	-	0.2	0.2	-	-
6.1	17.2	7.2	4.7	4.7	14.1	12.2	8.1	16.6	11.1	1.6	7.0	12.1	20.5	11.2	35.8	11.7	11.0	7.0	18.3	21.0	25.9	22.6	21.1
4.4	8.2	5.3	2.3	-	8.0	4.1	20.1	4.4	4.1	3.0	5.6	4.8	2.1	5.9	5.7	5.3	3.4	4.4	3.6	7.0	4.3	6.0	5.6
0.5	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	0.2	0.2	0.6	0.2	0.2	-	0.4	-	-	0.4	0.2
0.4	-	1.2	2.8	3.7	-	-	1.0	-	2.0	-	0.4	-	-	0.6	1.1	1.0	0.4	-	0.8	0.2	0.2	0.6	0.2
-	-	1.4	4.2	-	0.4	0.6	-	-	0.2	3.8	0.8	0.4	-	0.2	0.2	0.4	0.2	-	0.4	0.2	0.4	-	0.4
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.0	0.6	-	1.6	-	0.8	1.6	-	-	2.0	1.4	2.0	0.6
1.3	0.2	0.4	3.0	0.7	0.4	1.7	1.4	1.2	0.6	3.8	0.4	0.6	1.0	0.6	0.4	-	-	0.4	-	-	-	0.2	-
0.4	0.4	0.2	-	-	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	0.8	1.8	4.2	0.6	1.8	0.8	-	0.8	2.0	1.0	2.4
2.7	0.4	1.2	4.7	1.2	1.3	0.9	1.2	2.0	1.2	0.6	2.0	0.4	1.5	0.6	3.1	1.0	1.0	3.6	1.6	2.0	1.4	1.0	0.2
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

valutare l'entità delle sostituzioni, durante lo svolgimento delle analisi modali è stata annotata la composizione ed il numero dei granuli interessati da sostituzione carbonatica parziale o totale. I clasti maggiormente interessati da tale sostituzione sono, in ordine decrescente, k-feldspati, plagioclasti e quarzo.

Confrontando le percentuali di feldspati non alterati (K , P) con la spatite di alterazione su minerale incognito (Sx), entrambi rapportati al totale dei clasti sostituiti, è possibile osservare come all'aumentare del contenuto in feldspati non alterati diminuisca la quantità di granuli interessati da sostituzione (fig. 7). La correlazione negativa ottenuta suggerisce che la quasi totalità dei minerali incogniti, presenti nelle arenarie studiate, abbia composizione feldspatica. In aggiunta, confrontando fra loro le percentuali di k-feldspato e plagioclasti alterati (Ka , Pa) risulta evidente come la quantità di feldspati totali alterati sia in maggioranza rappresentata dal k-feldspato (fig. 8).

Supponendo che la totalità della « calcite

di alterazione su minerale incognito » sia costituita all'80 % da feldspati e al 20 % da quarzo (fig. 9), è possibile costruire un nuovo diagramma QFL tenendo conto dell'intera frazione scheletrica come se non fossero intervenute modificazioni diagenetiche. Lo spostamento dell'area complessiva occupata dai campioni non è tale da produrre variazioni classificative.

Tutti i campioni esaminati presentano un grado di compattazione molto spinto, testimoniato da fenomeni di compenetrazione dei granuli non carbonatici accompagnata da tipiche strutture di deformazione di carico (BATHURST, 1971).

Il cemento carbonatico presenta un alto grado di cristallinità e risulta caratterizzato da tipiche giunzioni facciali triple e da locali contatti stiloliticci legati a fenomeni di « pressure-solution » (DUNNINGTON, 1967).

A testimonianza di un ambiente post-deposizionale particolarmente attivo va sottolineata inoltre l'esistenza di discrete quantità di quarzo neogenico (probabilmente legato alla dissoluzione dei feldspati) e di orli di

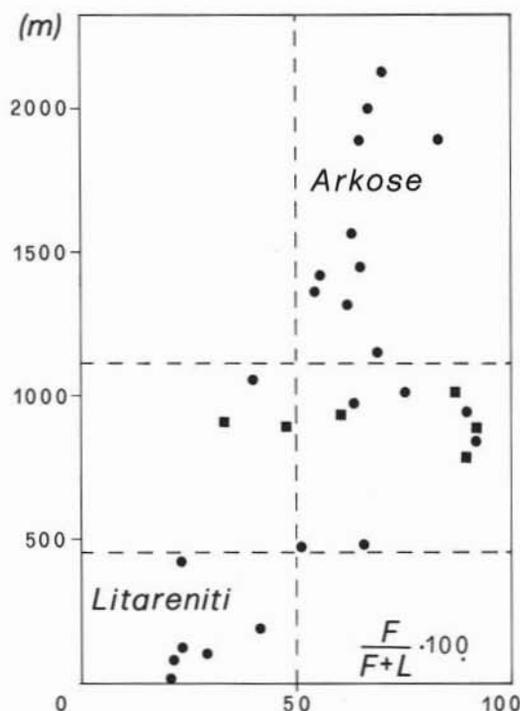


Fig. 6. — Valori degli indici di provenienza rispetto all'ubicazione stratigrafica dei campioni studiati.

● = Canale Franciardi; ■ = Casalnuovo Lucano.

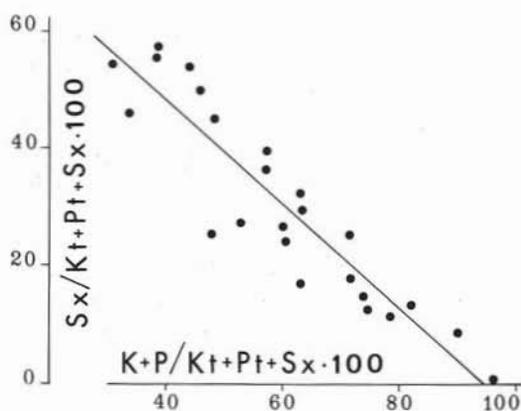


Fig. 7. — Correlazione tra i contenuti in spatite di alterazione su minerali incogniti (S_x) e feldspati non alterati ($K + P$). Le due variabili S_x e ($K + P$) sono espresse come percentuale sulla somma totale k-feldspati (K_{tot}) + plagioclasti (P_{tot}) + spatite di alterazione su minerali incogniti (nS_x).

accrescimento secondari su clasti detritici quarzosi.

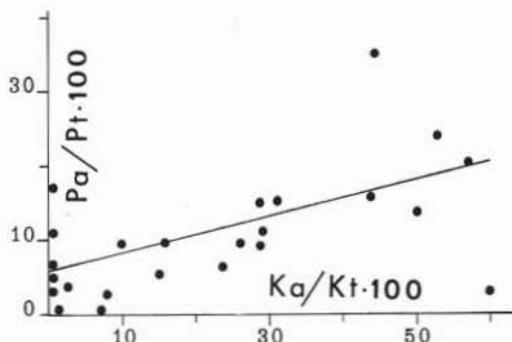


Fig. 8. — Correlazione fra contenuti in plagioclasti alterati (P_a) e k-feldspati (K_a) in calcite espressi come percentuale su plagioclasti totali (P_{tot}) e su k-feldspati totali (K_{tot}).

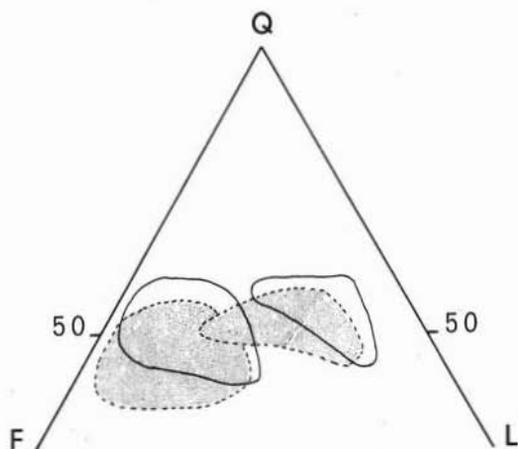


Fig. 9. — Composizione principale delle arenarie di Canale Franciardi studiate tenendo conto dello scheletro non alterato (*linea continua*) e dello scheletro non alterato + scheletro alterato (*linea tratteggiata*).

Conclusioni

La formazione di Albidona, di età Eocene superiore-Oligocene, affiora nell'area del confine calabro-lucano e costituisce una successione torbiditica calcareo-arenaceo-marnosa deposta durante le ultime fasi di costruzione della catena alpina.

I risultati dello studio petrografico hanno messo in evidenza una bimodalità degli apporti terrigeni e l'esistenza di intensi fenomeni di dissoluzione ed alterazione post-deposizionale dei clasti dello scheletro. Apporti litarenitici e litarenitico-feldspatici caratterizzano i livelli medio-basali della for-

mazione. Apporti arkosici ed arkosico-litici ne caratterizzano invece i livelli medio-sommali. Nei livelli intermedi della formazione si alternano strati a composizione litarenitica e arkosica a testimonianza dell'esistenza, nello stesso momento deposizionale, di aree sorgenti indipendenti e litologicamente distinte. Il sopraggiungere di apporti arkosici viene spiegato con la progressiva avanzata di falde cristalline costituite da gneiss e granito sulle falde di epimetamorfiti della catena in formazione.

L'analisi delle facies sedimentarie, nell'area esaminata, indica che la sequenza torbiditica è stata deposta in una piana di bacino lateralmente confinata durante un periodo di

intensa attività tettonica. Eventi sismici di eccezionale magnitudine provocano la sedimentazione, a più livelli della successione, di megastrati torbiditici carbonatici e non carbonatici dotati di elevata continuità laterale, che possono non essere in relazione con i sistemi deposizionali attivi.

I materiali che hanno dato origine ai megastrati non carbonatici provengono da aree di alimentazione extrabacinali ed hanno composizione arkosica. I megastrati carbonatici intrabacinali provengono verosimilmente da una piattaforma non interessata da apporti terrigeni.

Lavoro eseguito con il contributo del M.P.I., 1981-82 (60 %).

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO-MORELLI L., BONARDI L.G., COLONNA V., DIATRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, pp. 1-60.
- BATHURST R. (1971) - *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier Publ. Co., New York, pp. 321-360.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E., ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semiquantitative palynostatic restoration*. Boll. Soc. It., 101, in stampa.
- CROOK K.A.W. (1980) - *Classification of arenites*. Am. Jour. Sci., 258, pp. 419-428.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V., RUSSO M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della formazione del Saraceno nell'area-tipo (Calabria nord-occidentale)*. Riv. It. Paleont., 84, pp. 947-972.
- DUNNINGTON H.V. (1967) - *Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs*. Word. Petr. Congr. Proc., Mexico, 2, pp. 339-352.
- FOLK R.L. (1974) - *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill's Brookstore, pp. 182.
- HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, pp. 309-342.
- JOHNS D.R., MUTTI E., ROSELL J., SEGURET M. (1981) - *Origin of a thick redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain*. Geology, 9, pp. 161-164.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, pp. 453-783.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Rom., 12, pp. 243-585.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain: the Marnoso-Arenacea of the Northern Appennines*. Geologic En Mijnbouw, 57, pp. 559-576.
- RUPKE N.A. (1976) - *Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees*. Sedimentology, 23, pp. 43-65.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, pp. 737-789.
- VEZZANI L. (1970) - *Il flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Rom., 9, pp. 101-126.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. of Sed. Petr., 50, 1, pp. 21-29.