GORTANIA - Atti Museo Friul. Storia Nat.	4	5-30	Udine, 1.IX.1983	ISSN: 0391-5859

P. COMIN CHIARAMONTI, C. PIRINI RADRIZZANI, D. STOLFA, M.L. ZUCCHI STOLFA

CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DI ALCUNI TERMINI CARBONATICI DEL CARSO TRIESTINO (M. LANARO - CEDAS)

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF A TRIESTE KARST CARBONATE SEQUENCE (MT. LANARO - CEDAS)

Riassunto breve — La successione stratigrafica M. Lanaro-Cedas (di età compresa tra l'Aptiano ed il Cuisiano), facente parte della piattaforma carbonatica del Carso Triestino, è stata scelta per l'effettuazione di uno studio interdisciplinare geochimico, mineralogico, petrografico e paleontologico col fine di taratura metodologica per una migliore definizione paleoambientale.
Parole chiave: Geochimica, Mineralogia, Petrografia, Biostratigrafia, Paleoecologia, Aptiano-Cuisiano, Carso Triestino.

Abstract — *The Aptian-Cuisian stratigraphic sequence of Mt. Lanaro-Cedas (NE Italy), belonging to the Trieste Karst carbonate rocks, has been chosen to carry out an interdisciplinary geochemical, mineralogical, petrographical and paleontological study with the aim of a methodological calibration for a better palaeoenvironmental definition.*
Key words: *Geochemistry, Mineralogy, Petrography, Biostratigraphy, Palaeoecology, Aptian-Cuisian, Trieste Karst.*

Introduzione

Questo studio si inserisce nella ricerca Litosfera "Progetto Carso"[1] in corso di sviluppo presso l'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli Studi di Trieste e riguarda affioramenti di una successione stratigrafica nell'area del M. Lanaro-Cedas (fig. 1).

Tale successione è stata analizzata dal punto di vista geochimico, mineralogico-petrografico e paleontologico.

1) Lavoro eseguito con il contributo M.P.I. 40% (1981) — Litosfera "Progetto Carso".

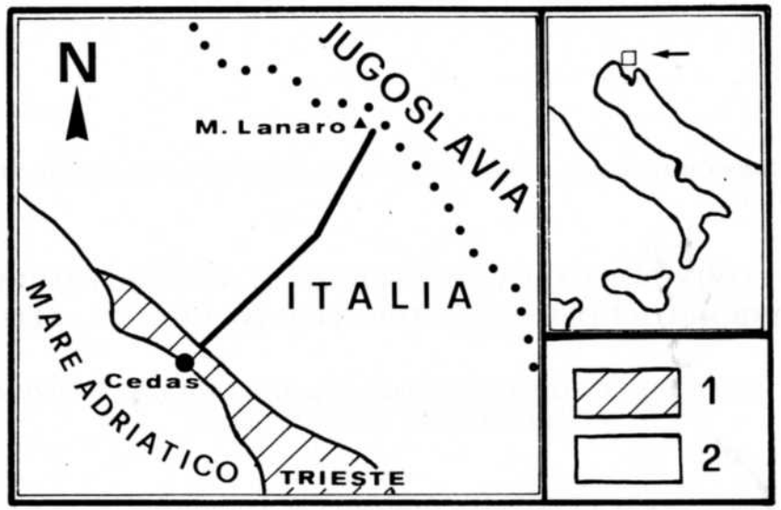


Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata. 1: flysch; 2: rocce carbonatiche.
- *Location of studied area. 1: flysch sediments; 2: carbonate rocks.*

I risultati ottenuti, sia pur in via sperimentale e per un primo approccio a scopo di taratura, hanno confermato l'importanza dell'indagine interdisciplinare per le relazioni paleoecologiche intercorrenti tra ambienti di sedimentazione ed organismi ad essi legati.

Lungo l'allineamento M. Lanaro-Cedas è stata individuata una successione stratigrafica abbastanza chiara e con discreta esposizione; la campionatura ha interessato la parte basale, media e superiore delle litofacies affioranti. I punti di campionatura sono una trentina, le sezioni sottili esaminate sono un centinaio.

Partendo dai livelli più antichi le successioni considerate sono:

A) calcare nerastro e grigio con lenti dolomitiche (Aptiano-Albiano-Cenomaniano p.p.) così suddiviso: Ai (Aptiano-Albiano), Am (lenti dolomitiche), As (Cenomaniano p.p.)
B) calcare brecciato di Monrupino (Cenomaniano)
C) calcare a Radioliti principale (Turoniano)
D) calcare inferiore di Aurisina (Turoniano-Senoniano p.p.)
E) calcare a Foraminiferi (Senoniano)
F) calcare superiore di Aurisina (Senoniano)
G) calcare a Nummuliti ed Alveoline (Paleocene-Eocene inferiore).

Queste denominazioni non hanno significato formazionale in quanto sono tuttora in fase di revisione; i termini usati si riferiscono agli AA. precedenti ed in particolare a STACHE (1889).

Quest'ultimo Autore, la cui terminologia resta a tutt'oggi quella più frequentemente riportata in tutti i lavori sul Carso, distingue in modo semplificato le seguenti unità:

1) unità dolomitica inferiore — Untere Dolomitstufe (Cretacico inf.)
2) unità calcarea inferiore — Untere Kalkstufe (Cretacico inf.)
3) livello dolomitico superiore — Obere Dolomitstufe (Cretacico inf.)
4) calcare litorale di Monrupino — Repen Strandkalk (Cretacico sup.)
5) radiolitico principale — Hauptradiolitenkalkstufe (Cretacico sup.)
6) calcare inferiore di Aurisina — Untere Nabresinastufe (Cretacico sup.)
7) calcare nero lamellare — Schwarze Plattenkalke (Cretacico sup.)
8) calcare superiore di Aurisina — Obere Nabresinastufe (Cretacico sup.)
9) calcare a Miliolidi e Characee — Milioliden und Characeenkalk (Paleogene)
10) calcare nummulitico inferiore — Unterer Nummulitenkalk (Paleogene)
11) calcare superiore ad Alveoline e Nummuliti — Haupt Alveolinen und Nummulitenkalk (Paleogene).

Metodo di studio

Per quanto riguarda le indagini geochimiche gli elementi presi in considerazione sono: Ca, Mg, Al, Fe, Mn, Zn, P, Cl, Na, K, Ba e Sr. Le analisi chimiche, tranne che per C organico, H ed N, sono state condotte soltanto sulla frazione solubile, in HNO_3 al 3% per Cl^- e in HCl al 2% per tutti gli altri elementi, in considerazione della scarsa quantità di residuo insolubile presente nei campioni studiati. Dei componenti maggiori, Ca e Mg sono stati determinati mediante titolazione con E.D.T.A., mentre la CO_2 è stata determinata, gas volumetricamente, mediante il calcimetro di Dietrich-Fruhling. I dati risultano dalla media di almeno due determinazioni sullo stesso campione. La precisione per il Ca è in genere attorno allo 0.5%, sempre comunque migliore dell'1%. Per il Mg, dato il tenore molto basso di questo elemento, la precisione è inferiore, almeno di un ordine di grandezza rispetto a quella del Ca, tranne che per i campioni di dolomia in cui è dello stesso ordine del Ca.

Gli elementi in tracce: Na, K, Sr, Fe, Mn, Zn, Ba e Al sono stati determinati mediante spettrofotometria di assorbimento atomico, con una precisione attorno al 10% per l'Al, al 20% per il Ba ed al 5% per gli altri elementi.

P_2O_5 e Cl sono stati determinati colorimetricamente con una precisione rispettivamente attorno al 5% ed al 10%.

Mediante combustione e separazione gas cromatografica è stato determinato il contenuto in C organico, H ed N del residuo insolubile. Il residuo insolubile, in HCl al 2%, è stato determinato ponderalmente.

L'analisi mineralogico-petrografica è stata condotta sulle sezioni sottili e sul residuo insolubile mediante l'osservazione microscopica e mediante diffrazione di raggi X (metodo delle polveri). Le fasi carbonatiche sono state prima identificate mediante tecniche di colorazione secondo WARNE (1962) e poi determinate mediante diffrazione di raggi X.

L'analisi granulometrica (sabbia-silt-argilla) e quella mineralogica del residuo insolubile sono state condotte secondo i metodi classici (FOLK, 1968). La composizione mineralogica della frazione sabbiosa del residuo insolubile è stata determinata al microscopio, mentre quella del silt e dell'argilla è stata determinata mediante raggi X (PERRY & HOWER, 1970).

I dati inerenti queste indagini sono riportati nelle tabelle 1, 2 e 3 e nelle figure 2 e 3[2].

Lo studio paleontologico si è esplicato esclusivamente sulle microfacies.

Descrizione delle microfacies

Procedendo dal basso verso l'alto si ha:

A) calcare nero e nerastro con lenti dolomitiche (Aptiano-Albiano-Cenomaniano p.p.).

La microfacies è costituita sia da pelmicrite fossilifera con interspazi a calcite spatica, sia da biomicrite con calcite diffusa intervallate talvolta da dolomia e dolomicrite. Gli organismi sono rappresentati in prevalenza da Miliolidi, Ophthalmididi con presenza di Ostracodi che assumono talvolta una disposizione isoorientata. Presenti, nella parte inferiore, sia pure con frequenza

2) Nelle tabelle e nei grafici sono riportati i valori inerenti i campioni più rappresentativi.

LITOFACIES	ETA'	CAMPIONI	COMPONENTI TESSITURALI (Vol. %)								GMR
			MICRITE	TOTALE GRANULI	FOSSILI & BIOCLASTI	PELLETS	LUMPS	COATED GRAINS	INTRA-CLASTI	SPARITE	
G	PALEOCENE - EOC. INF.	24	10.0	48.5	42.5	1.0	-	trac.	5.0	41.5	4.8
		23	75.0	21.0	19.0	trac.	trac.	trac.	2.0	4.0	.3
		22	84.5	9.0	8.5	trac.	trac.	trac.	.5	6.5	.1
		21	83.5	9.0	6.5	-	1.0	-	1.5	7.5	.1
		20	16.0	15.5	12.0	1.0	trac.	-	2.5	68.5	1.0
F	SENONIANO	19	13.0	29.0	15.0	5.5	1.5	-	7.0	58.0	2.2
		18	83.0	10.0	4.0	2.5	1.0	.5	2.0	7.0	.1
		17	45.5	8.5	6.5	1.0	-	-	1.0	46.0	.2
E	TURONIANO - SENONIANO p.p.	16	10.5	39.5	32.5	1.0	trac.	-	4.0	50.0	4.0
		15	67.0	26.0	23.0	trac.	-	-	3.0	7.0	.4
D		14	81.5	4.0	2.0	.5	-	.5	1.0	14.5	< .1
		13	90.0	4.5	3.0	.5	-	trac.	1.0	5.5	< .1
		12	56.0	34.0	24.5	1.5	.5	-	7.5	10.0	.6
C		11	81.0	10.5	5.5	.5	-	.5	4.0	8.5	.1
		10	86.5	11.5	10.5	.5	-	trac.	.5	2.0	.1
B	CENOMANIANO	9	8.0	40.5	39.0	-	-	-	1.5	51.5	5.0
As		8	79.0	14.5	4.5	.5	trac.	trac.	9.5	6.5	.2
		7a	86.0	8.0	5.0	-	-	-	3.0	6.0	.1
		7	85.5	7.5	5.0	-	-	-	2.5	7.0	.1
Am		6 5 4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ai	APTIANO-ALBIANO	3	79.5	14.5	9.0	2.5	-	.5	1.5	6.0	.2
		2	88.5	11.0	4.5	1.0	1.0	-	1.5	.5	.1
		1	89.0	10.5	5.0	2.0	-	-	2.0	.5	.1

Tab. 1 - Principali caratteristiche litologiche della successione stratigrafica.
- *Main lithological features of the stratigraphic sequence.*

Camp.	1	2	3	4	5	6	7	7a	8	9	10	11	12
CaO	54.10	53.82	54.67	31.40	32.84	33.04	55.22	55.20	55.42	55.21	55.22	55.19	55.18
MgO	.80	1.22	.80	20.87	19.69	19.22	.20	.20	.20	.40	.40	.40	.40
CO_2	43.32	43.49	43.71	47.29	47.07	46.74	43.54	43.54	43.77	43.76	43.82	43.71	43.73
I.R.	1.59	1.26	.56	.37	.31	.91	.77	.80	.40	.26	.55	.37	.44
Totale	99.81	99.79	99.74	99.93	99.91	99.91	99.73	99.74	99.79	99.63	99.99	99.67	99.75
Al	40	43	37	86	97	138	34	25	22	-	19	37	12
Fe	21	35	21	14	17	28	21	14	21	7	10	45	11
Mn	18	24	16	8	9	10	13	11	59	7	9	14	10
Zn	7	6	4	2	2	3	3	3	6	7	3	3	5
Ba	69	56	58	27	40	45	69	74	67	81	73	73	73
Sr	320	297	788	114	177	135	382	315	286	423	251	285	430
K	54	41	68	47	41	32	27	32	27	32	41	51	27
Na	267	178	148	193	215	96	111	126	59	141	104	215	178
Cl	90	81	43	98	95	82	50	17	30	3	12	49	38
P_2O_5	64	54	44	20	36	44	244	104	338	16	8	46	-
Camp.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
CaO	55.03	55.23	55.38	55.09	55.30	55.38	55.20	55.36	55.03	55.06	55.20	54.66	
MgO	.50	.40	.20	.59	.12	.20	.40	.30	.40	.40	.40	.40	
CO_2	43.71	43.77	43.71	43.93	43.54	43.66	43.82	43.82	43.59	43.59	43.69	43.27	
I.R.	.51	.38	.44	.16	.81	.53	.41	.32	.62	.59	.44	1.31	
Totale	99.75	99.78	99.73	99.77	99.77	99.77	99.83	99.80	99.64	99.64	99.73	99.64	
Al	61	45	14	33	-	-	39	29	-	10	6	-	
Fe	49	38	21	11	10	17	31	11	115	24	17	184	
Mn	11	10	9	8	8	9	13	8	11	11	8	1508	
Zn	4	4	5	6	30	55	11	11	139	76	12	15	
Ba	67	85	88	79	81	73	79	81	81	74	81	81	
Sr	247	262	342	474	241	190	210	250	483	484	418	510	
K	45	51	27	66	41	41	13	37	27	32	27	51	
Na	148	163	119	237	126	96	96	126	163	141	104	134	
Cl	19	36	37	49	27	45	30	23	24	28	45	17	
P_2O_5	18	10	10	-	-	4	12	16	34	16	8	2560	

Tab. 2 - Analisi chimiche della frazione solubile. -CaO, MgO, CO_2 e R.I. (residuo insolubile) in peso %, tutti gli altri in ppm.
- *Chemical analyses of the soluble fraction. -CaO, MgO, CO_2 and I.R. (insoluble residue) as weight %; others as ppm.*

limitata, esemplari di ?*Nezzazata* sp., *Cuneolina tenuis* VELIČ & GUSIČ, mentre nella parte superiore compaiono saltuariamente esemplari di *"Rotalina"*, resti di Alghe e rari Oogoni di *Chara*.

Nelle microfacies a mosaico dolomitico si hanno solo tracce residuali di elementi organici.

Col termine *"Rotalina"* si intendono gli esemplari di Foraminiferi indicati in letteratura o come "Discorbina" o come "Rotalina" ed ancora non ben definiti.

B) calcare brecciato di Monrupino (Cenomaniano).

La microfacies è caratterizzata da una intrabiosparite con preponderanti resti di Molluschi (Rudiste s.l.).

	Ai APTIANO-ALBIANO	Am DOLOMIA	As + B CENOMANIANO	C,D,E TURONIANO SENONIANO p.p.	F SENONIANO	G PALEOCENE - EOCENE INF.
Sabbia (%)	5.6	3.5	3.3	2.8	4.9	10.0
Silt	32.1	29.5	26.4	26.9	16.7	45.2
Argilla	62.3	67.0	70.3	70.3	78.4	44.8
C	8.4	28.5	25.8	22.4	36.5	38.0
H	0.8	2.2	2.1	2.2	3.5	3.5
N	.3	.7	1.0	1.0	1.4	1.6
Sabbia (Vol.%)						
Quarzo	44.6	79.1	25.7	38.6	60.1	32.8
Feldispati	7.8	-	.4	.1	.1	4.0
Muscovite	-	2.1	.3	5.8	1.3	1.3
Min. Opachi	22.2	.1	54.8	7.6	15.4	15.0
Anfiboli	-	.1	-	.4	.7	.4
Granati	3.0	.1	.2	-	-	-
Apatite	.5	-	.1	.1	-	1.0
Zircone	1.6	-	.1	.1	.2	-
Rutilo	-	-	-	.2	-	-
Tormalina	1.0	-	.1	.2	.1	-
Clorite	3.1	8.4	1.2	28.8	7.9	4.8
Limonite	8.1	4.6	10.5	5.3	9.9	20.5
Serpentino	.2	-	-	.2	-	-
Glauconite	-	-	-	.1	-	-
Elementi indet. e grumi	7.9	5.5	6.6	12.5	4.3	20.2
Silt (p.p.10)						
Quarzo	6.9	9.0	7.0	5.0	4.4	6.0
Muscovite	.8	.5	.5	1.0	1.9	-
Clorite	.3	-	.5	tr.	2.3	-
Ossidi e idrossidi di Fe-Al	2.0	.5	2.0	3.0	1.4	3.0
Feldispati	-	-	-	1.0	-	1.0
Argilla(p.p.10)						
Illite	8.5	7.0	9.0	9.0	6.5	5.0
Clorite	-	-	.5	.5	1.5	.5
Caolinite	-	-	-	tr.	.5	2.0
Montmorillonite**	-	-	-	.5	1.5	2.0
Quarzo	1.5	3.0	.5	-	-	.5

Tab. 3 - Principali caratteristiche mineralogiche, C organico, H ed N del residuo insolubile (medie per gruppi).
** Principalmente strati misti illite-montmorillonite.
- *Main mineralogical features, organic C, H and N of the insoluble residue (groups averages).*
** *Mainly mixed layers of illite-montmorillonite type.*

C) calcare a Radioliti principale (Turoniano).

La microfacies è caratterizzata prevalentemente da una micrite fossilifera con presenza di pellets.

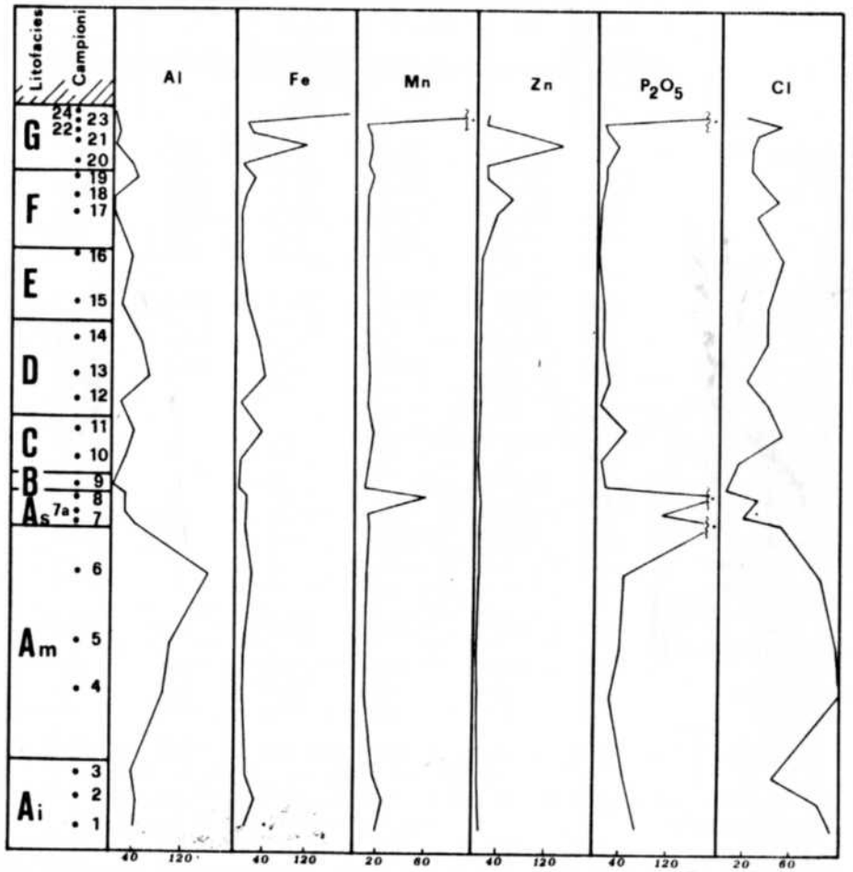


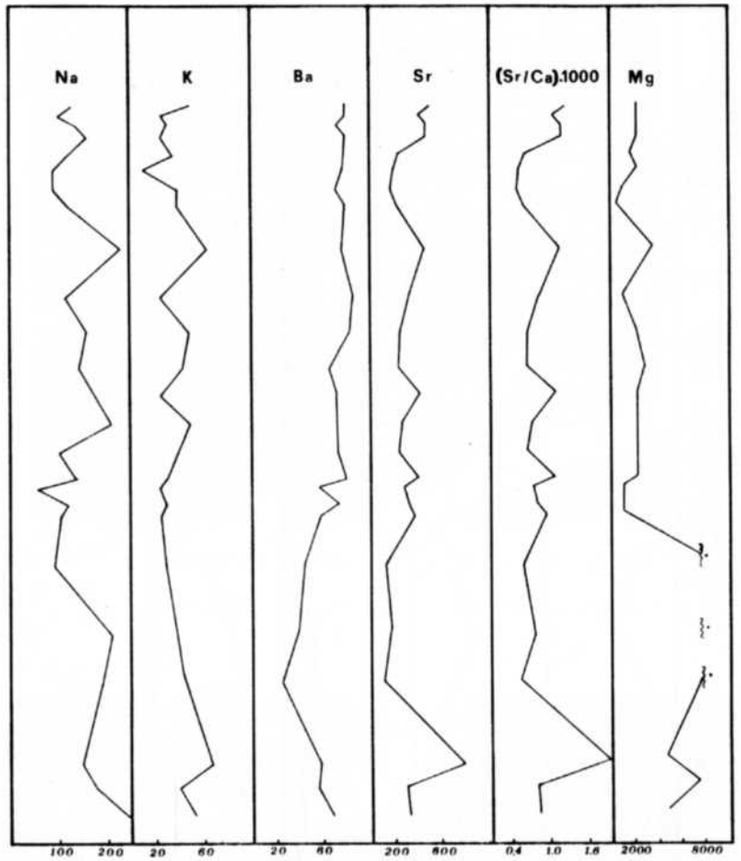
Fig. 2 - Distribuzione degli elementi (in ppm) e rapporto (Sr/Ca) x 1000 nella successione stratigrafica.
- *Elements distribution (ppm) and (Sr/Ca) x 1000 ratio for the stratigraphic sequence.*

L'associazione microfaunistica si fa più ricca e varia e comprende esemplari di Miliolidi, Ophthalmididi, *Cuneolina* gr. *C. pavonia parva*, rari Ostracodi, frammenti di Rudiste e resti di Alghe.

D) calcare inferiore di Aurisina (Turoniano-Senoniano p.p.).

La microfacies è caratterizzata da una micrite fossilifera.

L'associazione faunistica, poco varia nei termini inferiori, diventa più abbondante verso l'alto e comprende sempre Miliolidi, Ophthalmididi, Textularidi, esemplari di "Rotalina", Ostracodi e resti algali.



E) calcare a Foraminiferi (Senoniano).

La microfacies è costituita da intrabiomicrite talvolta ricristallizzata.

L'associazione è costituita da: frammenti di Rudiste, esemplari di *Nummoloculina* sp. e *Accordiella conica* FARINACCI, sempre presenti, con buona frequenza, Miliolidi ed in misura più limitata Ophthalmididi, Textularidi, esemplari di "Rotalina" e resti di Alghe.

F) calcare superiore di Aurisina (Senoniano).

La microfacies è costituita da prevalenti micriti fossilifere con intercalazioni di intrabiosparite.

L'associazione microfaunistica, oltre a contenere le faune segnalate per la

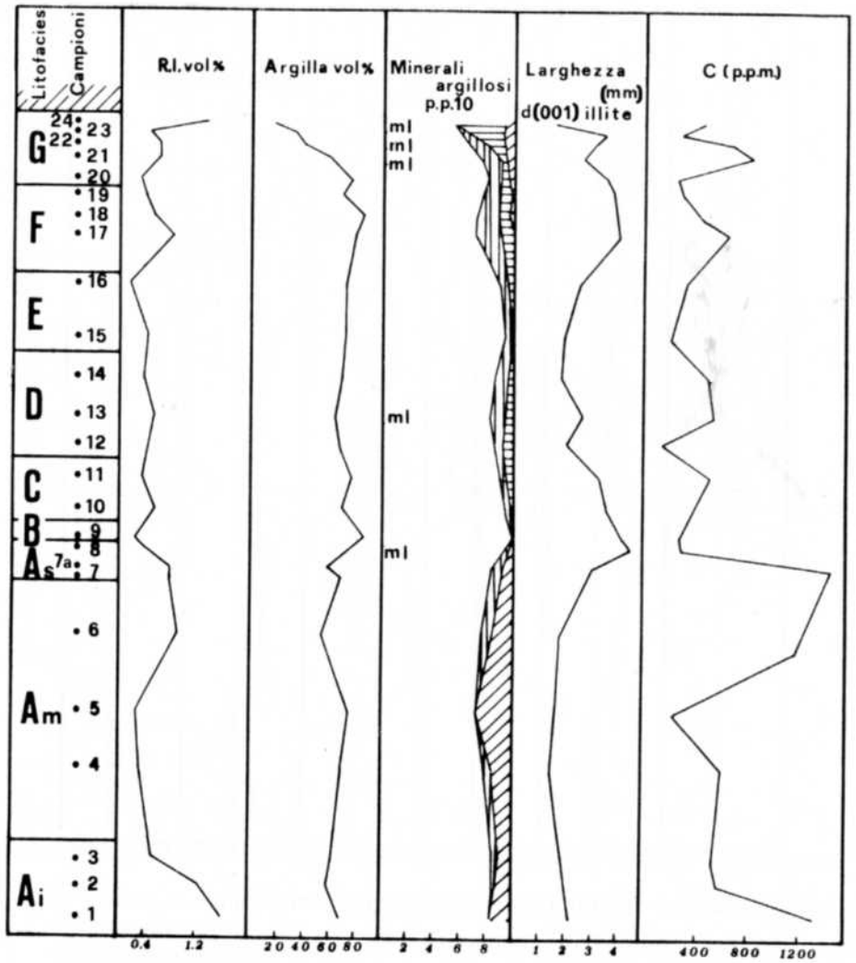


Fig. 3 - Variazioni di parametri significativi riguardanti il residuo insolubile in HCl al 2% (R.I.).
Carbonio organico (C) del R.I. espresso in ppm rispetto al campione totale.
Argilla: % relativa al R.I.-ml.: strati misti disordinati illite-montmorillonite.
□ illite ▩ caolinite *kaolinite* ▥ clorite *chlorite* ▨ quarzo *quartz*
- *Variation of some significant parameters regarding the residue insoluble in 2% HCl (I.R.).*
Organic carbon (C) of I.R. expressed as ppm relative to the whole sample. Clay: weight % relative to I.R.. ml: disordered illite-montmorillonite mixed layers.

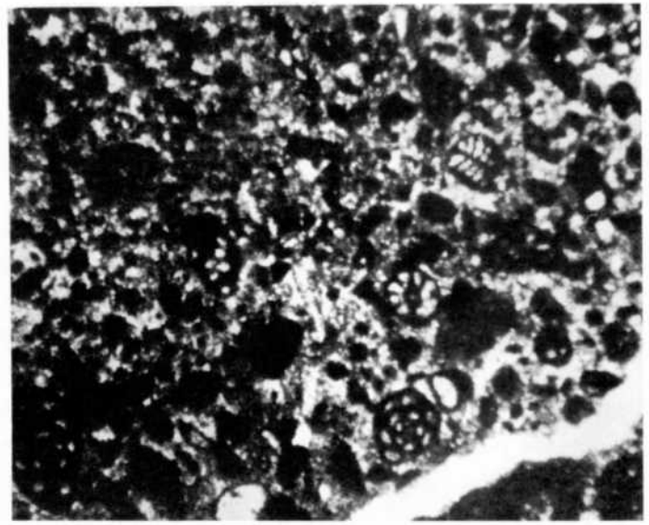


Fig. 4 - Associazione a Miliolidi. *Cuneolina tenuis* e ?*Nezzazata* sp. litofacies Ai, camp. n. 3, x 35.
- *Association with Miliolidi.* Cuneolina tenuis *and ?*Nezzazata *sp. lithofacies Ai, sample 3, x 35.*

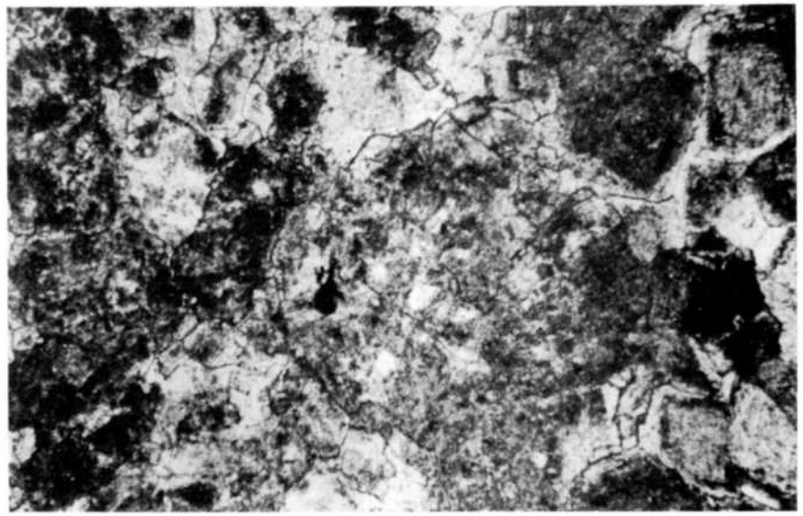


Fig. 5 - Dolomicrite. Litofacies Am, camp. n. 5, x 35.
- *Dolomicrite. Litofacies Am, sample 5, x 35.*

litofacies precedente (E), si arricchisce di esemplari di *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), probabile presenza di *Pseudolituonella* sp. e probabile ?*Prealveolina* sp..

G) calcari a Nummuliti ed Alveoline (Paleocene-Eocene inf.).

La microfacies dei livelli inferiori è caratterizzata da micrite fossilifera, a tratti biosparite.

L'associazione microfaunistica è costituita essenzialmente da: Miliolidi, esemplari di "Rotalina", Textularidi, Ataxophagmididi e resti algali; subordinariamente, si associano nei campioni più bassi, *Fabiania* sp. ed in quelli superiori *Coskinolina liburnica* STACHE, probabile *Pseudocrysalidina* sp. e *Microcodium* sp..

Sporadicamente sono presenti esemplari di Characee.

Questi campioni, per le loro caratteristiche rientrano, più propriamente nel litotipo calcare a Miliolidi e Characee, non sempre facilmente distinguibile sul terreno. I campioni successivi invece hanno le caratteristiche proprie dei calcari a Nummuliti ed Alveoline con microfacies costituita da intrabiosparite con intercalazioni di micrite fossilifera.

L'associazione è caratterizzata dalla costante presenza di Miliolidi, Operculine, Assiline, Nummuliti ed Alveoline; nei livelli sottostanti sono stati determinati *Cuvillierina* sp., *Disticoplax* sp. e, tra le Alveoline: *A. ellipsoidalis* SCHWAGER, *A.* cf. *A. dolioliformis* SCHWAGER, *A. leupoldi* HOTTINGER e *A. (Glomoalveolina)* cf. *A. lepidula* (SCHWAGER). Nei livelli sovrastanti sono state riconosciute: *A. triestina* HOTTINGER, *A. levantina* HOTTINGER, *A. corbarica* HOTTINGER, *A.* aff. *A. schwageri* CHECCHIA-RISPOLI, *A.* gr. *A. decipiens*, *A.* gr. *A. canavarii*, *A.* gr. *A. subpyrenaica* e *A. (Glomoalveolina)* cf. *A. minutola* REICHEL.

Osservazioni generali

Tenendo sempre presente che la campionatura in esame, eseguita lungo la linea M. Lanaro-Cedas, aveva come scopo principale l'analisi interdisciplinare orientativa su basi geochimiche, mineralogico-petrografiche e paleontologiche, i risultati ottenuti hanno fornito dati ugualmente significativi per osservazioni sia biostratigrafiche sia paleoecologiche generali e per ulteriori ipotesi di lavoro.

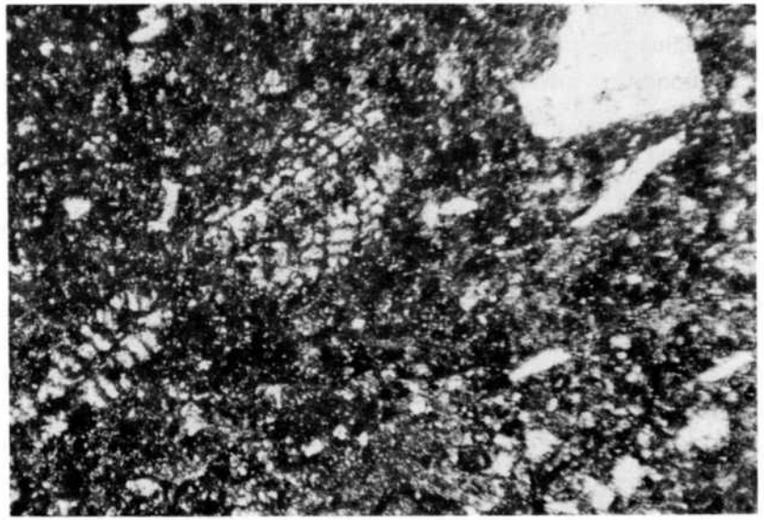


Fig. 6 - *Cuneolina* gruppo *C. pavonia parva*. Litofacies C, camp. n. 10, x 35.
- Cuneolina *group* C. pavonia parva. *Lithofacies C, sample 10, x 35.*

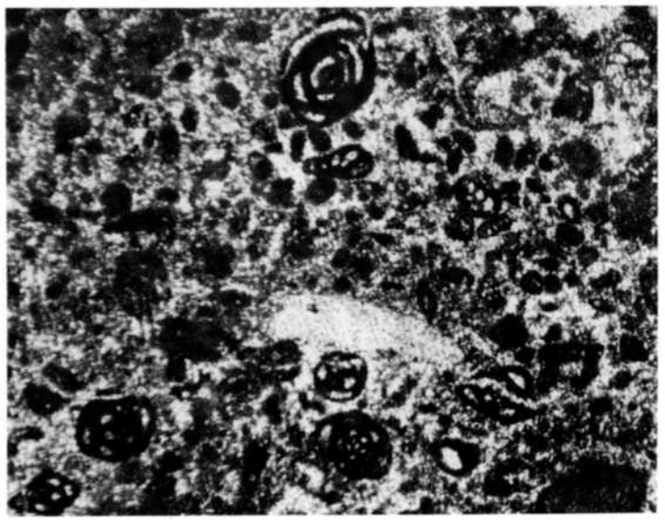


Fig. 7 - Associazione a Miliolidi e Ophthalmididi. Litofacies D, camp. n. 14, x 35.
- *Association with Miliolidi and Ophthalmididi. Lithofacies D, sample 14, x 35.*

— *Significato degli organismi*

L'indagine paleontologica condotta su numerose sezioni sottili, sia pur su una campionatura speditiva, permette di trarre alcune considerazioni: si è potuto constatare che nell'arco dell'intera successione, ad eccezione dei termini più alti, le associazioni microfaunistiche, pur con le debite oscillazioni, sono caratterizzate dalla costante presenza di alcuni gruppi (soprattutto Foraminiferi) quali: Miliolidi, Ophthalmididi, Ataxofragmididi, Textularidi ed Ostracodi. A queste associazioni si accompagnano, differenziate per le varie litofacies, forme più significative e qualificanti sia da un punto di vista cronostratigrafico che ambientale quali: *Cuneolina tenuis, Cuneolina* gr. *C. pavonia parva, Cuneolina* sp. (forme più evolute), *Accordiella conica, Dicyclina schlumbergeri, Pseudolituonella* sp., *Fabiania* sp., *Coskinolina liburnica* e varie specie di Alveoline. Un particolare significato, soprattutto dal punto di vista paleoambientale, assumono gli esemplari di "Rotalina" che risultano legate alle variazioni di salinità. Si è constatato inoltre che Miliolidi ed Ophthalmididi, costantemente presenti, hanno dimensioni ridotte nei termini inferiori della successione, mentre aumentano man mano che si sale verso quelli superiori.

— *Dati mineralogico-petrografici e geochimici*

I risultati dello studio petrografico condotto mediante conteggio di 1200 punti per sezione sottile sono riportati in tab. 1.

Su questi dati si basa la classificazione (secondo CHILINGAR et al., 1967 e FOLK, 1968) delle litofacies studiate ed il calcolo del rapporto granuli totali/micrite (GMR), indicativo della energia di fondo dell'ambiente di sedimentazione.

Le prove di colorazione ed i diffrattogrammi delle polveri hanno messo in evidenza soltanto la presenza di calcite a basso contenuto di Mg oltre alla dolomite dei campioni 4, 5 e 6 (Am).

La frazione insolubile, in HCl al 2%, è risultata in generale molto scarsa, presentando un intervallo di variazione da 0.16% a 1.59% ed un valore medio dello 0.6%. Questo dato è di per sé già indicativo di un ambiente di sedimentazione protetto, con apporti continentali praticamente trascurabili.

I risultati dello studio del residuo insolubile, dato il suo tenore generalmente molto basso, sono stati considerati suddividendo i campioni in sei gruppi, rispecchianti delle divisioni biostratigrafiche. In tab. 3 sono riportati

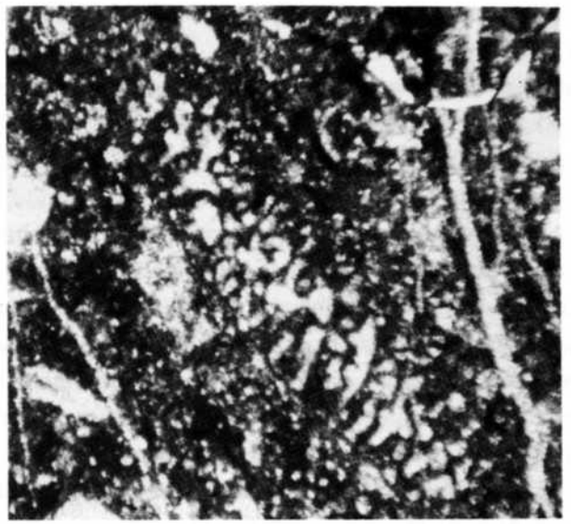


Fig. 8 - *Dicyclina schlumbergeri*. Litofacies F, camp. n. 17, x 35.
- Dicyclina schlumbergeri. *Lithofacies F, sample 17, x 35.*

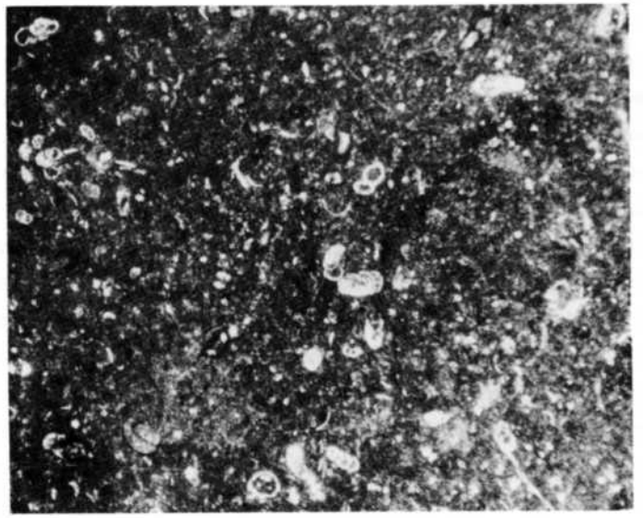


Fig. 9 - Associazione a "Rotalina". Litofacies G, camp. n. 20, x 35.
- *Association with "Rotalina". Lithofacies G, sample 20, x 35.*

i dati medi relativi e ciascun gruppo, mentre in fig. 3 sono stati diagrammati i dati ritenuti più significativi.

Per quanto riguarda la composizione granulometrica del residuo, prevale, in genere, salvo nell'ultimo gruppo (G) l'argilla, mentre il silt è nettamente subordinato, tranne nell'ultimo gruppo dove prevale, seppur di poco, sull'argilla.

La sabbia, sempre molto fine, è praticamente trascurabile e solamente nell'ultimo gruppo aumenta rispetto agli altri. Nella sabbia prevale in genere il quarzo, seguono solitamente i minerali opachi (per lo più magnetite, ematite e raramente cromite), clorite, particolarmente abbondante nei calcari del Turoniano-Senoniano p.p. (C, D, e E) ed i materiali limonitici. Nei calcari del Cenomaniano (As + B) prevalgono invece nettamente i minerali opachi (magnetite, limonite e occasionalmente pirite e/o marcasite).

Anche nel silt il minerale predominante è il quarzo, seguito da ossidi ed idrossidi di Fe e Al e miche.

Tra i minerali argillosi prevale quasi sempre nettamente l'illite con subordinati clorite, caolinite e montmorillonite.

Caolinite, materiale limonitico e lateritico, come pure gli strati misti, disordinati, illite-montmorillonite si trovano essenzialmente nei termini più alti della successione stratigrafica.

Il quarzo presenta inoltre la caratteristica di essere in assoluta prevalenza autigeno nei termini inferiori della successione (Ai, As, Am e B) e detritico in quelli superiori (F e G).

La sostanza organica determinata nel residuo insolubile risulta associata essenzialmente alle frazioni fini.

Per quanto riguarda la composizione chimica, dato il tenore molto basso del residuo insolubile, risulta immediato considerare gli affioramenti studiati come rocce carbonatiche praticamente pure. Nell'ambito di queste si distinguono i calcari, costituiti tutti, attualmente, da calcite a basso contenuto di Mg e le dolomie dei campioni 4, 5 e 6.

Calcari e dolomie, ciascuno nel proprio ambito, per quanto riguarda gli elementi maggiori, presentano una notevole omogeneità di composizione. Questo fatto rende essenziale il ricorso alle determinazioni degli elementi minori ed in tracce per una possibile differenziazione fra le varie litofacies. L'interpretazione della distribuzione di questi elementi dovrebbe risultare

semplificata dal tenore molto basso, spesso trascurabile, del residuo insolubile.

Ad un esame dettagliato le dolomie presentano delle differenze ascrivibili al diverso grado di dolomitizzazione che ha interessato il materiale carbonatico originario e che risulta leggermente maggiore nei termini più antichi. Infatti la frazione carbonatica risulta dolomitica per circa il 95% nel campione 4, 90% nel campione 5 ed 88% nel campione 6. La presenza di micrite residuale osservata in sezione sottile conferma i dati chimici.

In fig. 2 è riportata la distribuzione del Mg, per i vari termini della successione stratigrafica. Oltre il fenomeno della dolomitizzazione, si possono osservare variazioni, seppur contenute, nella concentrazione del Mg dei termini calcitici, rispetto al valor medio (2550 ppm Mg, escluse le dolomie). Queste variazioni sembrano dipendere essenzialmente dalla quantità e dal tipo delle fasi carbonatiche presenti nel sedimento originario e dalla diagenesi.

I valori maggiori per il Mg (ed il rapporto Mg/Ca) si hanno infatti, in ordine decrescente, per i campioni 2, 1, 3, 16, 13 che mostrano una presenza considerevole di organismi con guscio di "calcite ad alto contenuto di Mg" (es. Miliolidi), o, a parità di questo fattore rispetto ad altri campioni, una diagenesi meno spinta (dedotta dall'osservazione microscopica e dal rapporto Sr/Ca).

Un'analisi quantitativa approfondita di questi aspetti richiederà la disponibilità di dati molto precisi e di dettaglio riguardanti sia il contenuto di Mg che quello dei fossili, oltre alla conoscenza del valore esatto del coefficiente di distribuzione del Mg nella calcite (BAKER et al., 1982).

L'osservazione che il contenuto in Na di gusci e scheletri costituenti i sedimenti carbonatici è funzione, fra l'altro, della salinità dell'ambiente in cui si sono sviluppati (RUCKER & VALENTINE, 1961) ci ha indotti a prendere in considerazione questo elemento.

In genere l'interpretazione dei dati ottenuti non risulta facile ed immediata per la quasi costante presenza di alcuni fattori di complicazione non sempre esattamente valutabili. Fra i fattori più importanti vanno considerati: il cosidetto "effetto biologico" cioè il fatto che, a parità di salinità ambientale, organismi differenziati a diversi livelli tassonomici possono presentare contenuti di Na notevolmente diversi (LAND & HOOPS, 1973); il contributo, sempre difficile da valutare, della frazione non carbonatica e l'effetto della diagenesi

(LAND & HOOPS, 1973 e FRITZ & KATZ, 1972).

VEIZER et al. (1977) ritengono che il contenuto di Na nella frazione solubile delle rocce carbonatiche possa essere usato in generale come indicatore di paleosalinità, nonostante l'effetto diagenetico, in quanto le differenze originarie non verrebbero annullate. Anche i dati sperimentali recenti di WHITE (1978) confermano che la concentrazione del Na nella frazione solubile dei carbonati dovrebbe riflettere la storia delle soluzioni acquose durante la genesi e la diagenesi delle rocce carbonatiche. Nel nostro caso questo sembra essere vero con discreta approssimazione in quanto si osserva una sensibile correlazione positiva fra Na e Cl (coefficiente di correlazione lineare = 0.5) ed una buona generale corrispondenza con le osservazioni paleoambientali ottenute dai dati paleontologici.

Il dato che integra perfettamente quello del Na, anzi che è servito da controllo dello stesso, è il contenuto in cloro della frazione solubile. Questo elemento, raramente riportato fra i dati analitici riguardanti le rocce carbonatiche, in quanto ai livelli presenti è difficilmente determinabile con buona precisione, offre il vantaggio di una informazione più diretta e "pulita", e quindi più significativa, riguardo la salinità delle soluzioni che hanno interessato la storia genetica e diagenetica della roccia carbonatica.

Il Na infatti può essere presente anche in soluzioni a clorinità quasi nulla (si consideri il caso di gusci di organismi d'acqua dolce con considerevoli, in senso relativo, quantità di Na), oppure può derivare dal residuo insolubile e non dalle soluzioni che hanno interessato la storia della roccia carbonatica ed, infine, la diagenesi sembra influire sul Cl delle rocce carbonatiche in misura minore rispetto al Na, che del resto ha maggiori possibilità di reazione.

Per questi motivi la distribuzione del Cl è stata considerata come l'indice più rappresentativo delle variazioni di salinità dell'ambiente genetico e/o diagenetico delle rocce studiate.

Le discrepanze nella distribuzione del Na rispetto a quella del Cl sono da attribuire essenzialmente ai fattori citati in precendenza.

A conferma del comportamento relativamente ambiguo del Na, nel definire la salinità ambientale, sta la sua non equivalenza rispetto alla concentrazione del Cl riguardo al quale risulta sempre nettamente in eccesso, e la sua correlazione positiva piuttosto netta (specie per i campioni compresi nell'intervallo fra i campioni 10 e 19) col K (coeff. di corr. = 0.59). Quest'ultimo

elemento presenta anche una debole correlazione con il Cl (coeff. di corr. = 0.24), con il residuo insolubile e con il contenuto di illite della frazione argillosa. Complessivamente segue abbastanza bene il Na (probabilmente nel reticolo dei carbonati, specie aragonite), ma la sua distribuzione è determinata anche da altri parametri.

Come indicatore di salinità è molto meno sensibile, più aleatorio e grossolano del Na. Il K sembra quindi, almeno nel nostro caso, di scarsa utilità come parametro da usarsi nello studio paleoambientale.

Il comportamento dello Sr segue strettamente quello del Ca, che costituisce nella calcite ed aragonite, presentando livelli di concentrazione elevati relativamente ad un elemento in tracce. Lo Sr dimostra una notevole mobilità durante la diagenesi in conseguenza delle reazioni e trasformazioni cui prendono parte le diverse fasi carbonatiche. Questi fatti rendono lo Sr particolarmente utile nello studio della diagenesi nelle rocce carbonatiche e da questo punto di vista è senz'altro l'elemento più usato e studiato.

Anche nel nostro caso lo Sr è risultato il miglior tracciante dell'effetto diagenetico. Nell'analisi della distribuzione dello Sr facciamo riferimento al coefficiente di distribuzione dello Sr nella calcite di KATZ et al. (1972), che dovrebbe risultare il più vicino alla realtà, come confermato anche da BAKER et al. (1982) (per T $\simeq$ 25°C ad una concentrazione 0.1 mM di Sr nell'acqua di mare $K_{Sr} \simeq 0.055$). Per la nostra successione in generale si può dire, per i termini calcarei, che dove il rapporto Sr/Ca è minore, maggiore è stato l'effetto diagenetico.

Si può anche ragionevolmente affermare che per valori del rapporto Sr/Ca superiori a circa 1.2 (circa 480 ppm di Sr) la diagenesi deve essersi verificata in un sistema più o meno aperto all'acqua di mare (tanto più chiuso quanto più alto è il rapporto Sr/Ca, nel nostro caso per il campione 3), mentre per i valori inferiori la ricristallizzazione sarebbe avvenuta in un sistema aperto alle acque dolci, tanto in maggior misura quanto più basso è il rapporto Sr/Ca. A questo proposito è interessante esaminare l'effetto della diagenesi sui fossili presenti illustrato in fig. 10. Si può vedere come in base ai valori del rapporto Sr/Ca x 1000 e del contenuto in fossili (Vol. %) i diversi campioni si distribuiscono in 2 campi separati nettamente: uno comprendente 9 campioni con prevalenti macrofossili e l'altro di 13 campioni con microfossili soltanto. Questo fatto è chiaramente imputabile all'effetto diage-

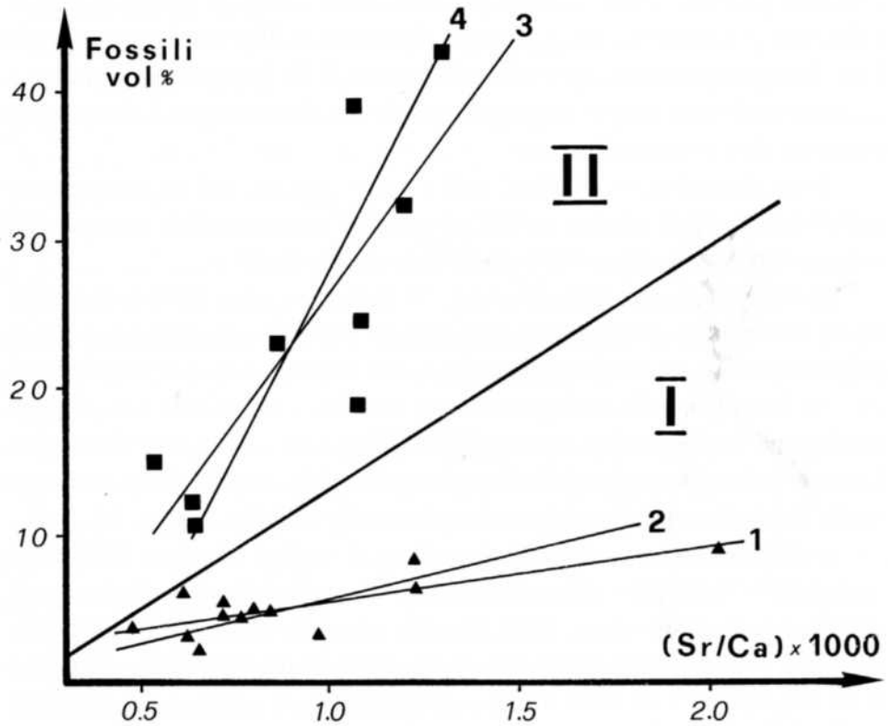


Fig. 10 - Correlazione fossili (vol. %) - (Sr/Ca) x 1000. I: campo con solo microfossili; II: campo con prevalenti macrofossili.

1) $Y = 3.792X + 1.905$ 3) $Y = 35.157X - 8.620$
2) $X = 0.161Y + 0.043$ 4) $X = 0.0204Y + 0.440$
$r = 0.781$ $r = 0.848$
$t = 4.147$ significativo al 99% $t = 4.233$

- Fossil (vol. %) - (Sr/Ca) x 1000 correlation. I: field with microfossils only; II: field with prevailing macrofossils.

1) $Y = 3.792X + 1.905$ 3) $Y = 35.157X - 8.620$
2) $X = 0.161Y + 0.043$ 4) $X = 0.0204Y + 0.440$
$r = 0.781$ $r = 0.848$
$t = 4.147$ significant at 99% $t = 4.233$

netico, che si manifesta in maniera più spinta sugli individui di maggiori dimensioni, prescindendo dalla loro collocazione sistematica, come confermato dall'osservazione microscopica.

Nel caso delle dolomie il contenuto di Sr molto basso è spiegabile con

l'intensità del fenomeno metasomatico. In base al rapporto Sr/Ca, alla tessitura cristallina, all'assetto lentiforme, all'ambiente di dolomitizzazione a salinità relativamente più elevata (probabilmente a tendenza ipersalina) le dolomie della litofacies Am dovrebbero rientrare in un tipo intermedio (transizionale) fra quello di diagenesi precoce e quello tardo diagenetico di VEIZER & DEMOVIČ (1974).

L'intervallo di variazione del Ba è piuttosto limitato (27-88 ppm, valore medio 70 ppm). Presenta una distribuzione caratterizzata da valori generalmente inferiori alla media nei termini più antichi (fino al campione 9), con un netto minimo in corrispondenza ai campioni di dolomia, mentre nei termini successivi i valori sono, in generale, superiori al valore medio.

È molto probabile che questa caratteristica della distribuzione del Ba sia imputabile ad una maggiore presenza, nei sedimenti originari, di organismi con guscio aragonitico e quindi con maggiori tenori di Ba, nei termini più alti. Questa interpretazione è in accordo sia con le osservazioni paleontologiche (presenza di Rudiste s.l. e di resti algali) sia con l'osservata correlazione con lo Sr (coeff. di corr. = 0.35). Rispetto allo Sr questo elemento presenta tuttavia una mobilità molto minore, per cui come indicatore del grado di diagenesi è molto meno sensibile e quindi meno utile. Risulta anche essere parzialmente in relazione con il contenuto di illite, ma non presenta una relazione significativa col residuo insolubile. Complessivamente non è stato nel nostro caso un "tracciante" geochimico particolarmente utile.

La distribuzione del P, escludendo i 4 campioni corrispondenti ai valori più alti, presenta dei valori di P_2O_5 in genere estremamente bassi.

Si notano tuttavia, mediamente, valori relativamente più elevati nei campioni più antichi fino alla litofacies As compresa, cui corrispondono valori in media più elevati del C organico e talvolta la presenza di pellets. Questi fatti fanno ipotizzare un maggior contributo al contenuto in P dei sedimenti carbonatici derivante essenzialmente dai resti (vegetali ed animali) della sostanza organica non fossilizzata. È interessante notare a questo proposito che il massimo relativamente notevole del P, del C organico, con presenza di pellets, si ha in corrispondenza della litofacies As rappresentativa nella sua parte terminale di un ambiente lagunare che stratigraficamente potrebbe essere correlato alle ittiofaune di Comeno citate dallo STACHE (1889) per il Carso di Monte S. Michele e che, nel nostro caso, non si sarebbero conservate.

Anche i massimi relativi, molto più bassi, per il P nell'intervallo successivo (escluso il campione 24) risultano collegati a contenuti maggiori di C organico e pellets e corrispondono ad episodi di tipo lagunare. In definitiva il contenuto di P, nel nostro caso, sarebbe dovuto essenzialmente alla sostanza organica non fossilizzata. Il valore eccezionale, solo in senso relativo, del P nell'ultimo campione va attribuito ad un arricchimento dovuto ad adsorbimento e concentrazione del P da parte di ossidi ed idrossidi di Fe e Mn formatisi in seguito ad un episodio di emersione (o in facies intertidale).

Lo Zn presenta valori uniformi e molto bassi fino al campione 16. Praticamente sono i valori che si possono ottenere dalla calcite pura direttamente precipitata o fissata dall'acqua di mare. Sembra che l'effetto diagenetico non abbia praticamente influito sulla concentrazione dello Zn in questi campioni. Un effetto diagenetico tipo "autoarricchimento" (PINGITORE, 1978) potrebbe essere la causa dell'arricchimento che si nota per i campioni dal 16 al 20, anche se il corrispondente aumento del Mn dovrebbe essere maggiore se il coefficiente di distribuzione del Mn nella calcite è quello proposto da PINGITORE (1978).

Questa spiegazione invece, allo stato attuale delle conoscenze, non sembra adatta (in relazione al dato dello Sr) a spiegare il tenore di Zn più elevato dei campioni 21 e 22. Tentativamente per questi due campioni, visto anche il massimo relativo del Fe in corrispondenza a valori invece normali per il Mn, si potrebbe pensare alla presenza di solfuri formatisi in un ambiente riducente di tipo lagunare segnalato tra i campioni 20 e 21 dai reperti paleontologici.

Complessivamente lo Zn non è risultato di alcuna particolare utilità in questa ricerca.

Anche il Mn presenta, tranne due picchi netti, valori estremamente bassi e piuttosto costanti. Sono valori tipici, tranne l'ultimo, attribuibili alla frazione carbonatica di un ambiente di piattaforma con acqua bassa, con abbondante fase aragonitica (STEHLY & HOWER, 1961) in cui il Mn non sostituisce sensibilmente il Ca (secondo FRIEDMAN, 1968, l'aragonite di ambiente marino contiene meno di 20 ppm di Mn).

La distribuzione del Mn, tranne per il campione 24, si può spiegare mediante l'effetto della diagenesi secondo lo schema proposto per lo Zn (PINGITORE, 1978), anche se il coefficiente di distribuzione proposto sembra più alto del reale. Il valore massimo del Mn, che cade in corrispondenza del

campione 24 come quello del Fe, è invece da attribuire alla presenza di ossidi di Mn (evidenziata dalla presenza di noduli di Mn di dimensioni dell'ordine del centinaio di micron) ed è indicativo di un probabile episodio di emersione (o di facies intertidale).

Il Fe anch'esso col massimo in corrispondenza del campione 24 conferma quanto detto per questo campione parlando di Mn. Del massimo relativo del campione 21 si è già discusso in relazione allo Zn. Essenzialmente si può dire che la distribuzione del Fe è attribuibile, nel nostro caso, per la gran parte agli apporti di ossidi ed idrossidi di Fe dalle zone emerse. Lo stesso discorso si pone, in termini generali, per l'Al.

Questi tre elementi e soprattutto Fe e Mn risultano particolarmente utili nell'evidenziare fenomeni di emersione, o facies intertidali, e (solo Fe e Mn) lo stato di ossidazione dell'ambiente genetico e/o diagenetico.

Conclusioni

Lo studio della successione stratigrafica campionata nell'area M. Lanaro-Cedas, oltre a dimostrare l'interesse e la validità di procedere sempre ad un'analisi interdisciplinare, ha fornito contributi di immediato utilizzo per la biostratigrafia e per la paleoecologia della piattaforma carbonatica del Carso Triestino.

In particolare si può rilevare che:

— I termini più bassi, affioranti in territorio italiano, sono ascrivibili all'Aptiano-Albiano, come già segnalato da CILIBERTO et al. (1983).

— L'assetto lentiforme della dolomia che presenta ancora micrite residuale con "fantasmi" di organismi.

— L'individuazione, nella parte alta della successione stratigrafica di almeno due lacune, una interessante il Cretacico terminale e l'altra il passaggio Paleocene-Eocene. L'entità di queste lacune va definita con il proseguo degli studi. Resta inoltre da verificare in dettaglio il significato dei depositi legati alla litofacies B (Monrupino) caratterizzata da calcari e brecce a Rudiste, che potrebbero indicare la presenza di fenomeni regressivi con lacune stratigrafiche ad essi legati.

— Con questa campionatura non sono stati trovati, a causa della ingente copertura vegetale, gli strati a *Keramosphaerina tergestina* STACHE. L'in-

dividuazione di questo orizzonte è importante in quanto ad esso è stato attribuito un valore di marker.

— L'insieme dei dati fornisce alcune informazioni di carattere paleoecologico circa l'evoluzione paleogeografica della piattaforma carbonatica del Carso Triestino: essa è avvenuta attraverso manifestazioni differenziate nel tempo, come indicano le facies studiate, con un succedersi di ambienti intertidali, tidali ad energia di fondo variabile e con episodi di transizione intercalati ad altri di piattaforma protetta.

— Il residuo insolubile, sempre molto scarso (valore medio 0.6%) caratterizzato da prevalenza di minerali argillosi ed abbondante sostanza organica, è indicativo di un ambiente di sedimentazione protetto con apporti continentali praticamente trascurabili ed a batimetria molto ridotta; questi dati sono in genere confermati dal basso GMR e dai dati della paleontologia.

— Il contenuto, in genere, molto basso del Mn associato alla frazione carbonatica è tipico di un ambiente di piattaforma interna e protetta.

— Dall'insieme dei risultati riguardanti gli elementi indicatori di paleosalinità risultano evidenti in generale delle frequenti oscillazioni di salinità (come del resto naturale in un succedersi di facies intertidali-tidali con episodi di transizione e di piattaforma protetta) che vengono a quantificare, almeno in senso relativo, i dati delle microfacies. Inoltre risultano particolarmente evidenti degli episodi di maggiore salinità relativa, molto più alta della media, nei termini più antichi della successione e negli episodi dolomitici. Nei termini superiori i valori si mantengono mediamente più bassi e le oscillazioni più contenute. Si ritengono i dati del Cl, rispetto a quelli del Na, maggiormente significativi nel definire questo parametro.

— La distribuzione del P, pur risultando in assoluto generalmente molto bassa, associata al dato del C organico, si è dimostrata uno dei parametri più utili nella definizione di alcune particolari situazioni paleoecologiche (facies di transizione lagunari).

Concentrazioni, relativamente elevate, di Fe e Mn che non presentano nessuna correlazione con il contenuto in argilla, sono da mettere in relazione a delle facies intertidali che devono essere state, almeno per brevi periodi, esposte all'azione degli agenti atmosferici.

— Il rapporto Sr/Ca, molto più dei dati riguardanti il Ba e il Mg, è risultato un parametro fondamentale nello studio del fenomeno diagenetico.

— Alcuni parametri, particolarmente interessanti, come Cl, Sr e P andrebbero esaminati, con estremo dettaglio, a scopo di taratura in ambienti attuali o in facies già ben definite.

Manoscritto pervenuto il 30.V.1983.

SUMMARY — The geochemical, mineralogical, petrographical and paleontological features of a sequence of carbonate rocks from the Trieste Karst (Mt. Lanaro-Cedas) are reported. The obtained data and in particular the geochemical behaviour of trace elements related to paleontological and mineralogical data lead to the following main conclusions:

1) the very low amount of insoluble residue (0.6% on the average), with prevailing clay minerals and abundant organic matter, points to a generally shallow marine environment with a negligible continental influx;
2) the low Mn content of the carbonate fraction can be related to typical inner shelf carbonate sediments;
3) some high Fe and Mn concentrations occur to intertidal facies which must have been at least periodically exposed to the atmosphere (intensive weathering with kaolinite from feldspars and lateritic matter production can be noted in the insoluble residue);
4) Na and above all Cl concentration variations are indicative of salinity fluctuations in the genetic and/or diagenetic palaeoenvironment of the studied rocks;
5) P concentration associated with that of organic C has shown to be a good indicator of lagoonal environment;
6) Sr/Ca ratio has resulted very effective in studying diagenetic phenomena;
7) the identification of some microfaunistic associations has been fundamental in the definition of palaeoenvironment and chronostratigraphy;
8) the age of the stratigraphic sequence range from Aptian to Cuisian;
9) at least two stratigraphic lacunae are present in the studied sequence.

Opere citate

BAKER P.A., GIESKES J.M. & ELDERFIELD H., 1982 - Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments - Evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr data. *Jour. Sed. Petrology*, 52: 71-82, Tulsa.

CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. & WOLF K.H., 1967 - Diagenesis of carbonate rocks: Developments in Sedimentology. *Elsevier Publ. Co.*, 8: 179-322.

CILIBERTO B., DEMARCHI G., FORTI F., PIRINI RADRIZZANI C. & PUGLIESE N., 1983 - Presenza di lenti dolomitiche alla base della successione cretacica (Aptiano-Albiano) nell'area di Monte Lanaro (Carso Triestino), in corso di stampa.

FOLK R.L., 1968 - Petrology of sedimentary rocks. *Hemphills, Austin*, pp. 170, Texas.

FRIEDMAN G.M., 1968 - Geology and goechemistry of reef, carbonate sediments and

waters, Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. *Jour. Sed. Petrology*, 38: 895-919, Tulsa.

FRITZ P. & KATZ A., 1972 - The sodium distribution of dolomite crystals. *Chem. Geol.*, 10: 237-244, Amsterdam.

KATZ A., SASS E., STARINSKY A. & HOLLAND B., 1972 - Strontium behavior in the aragonite-calcite transformation: An experimental study at 40-98 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 481-496, Oxford.

LAND L.S. & HOOPS G.H., 1973 - Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Jour. Sed. Petrology*, 43: 614-617, Tulsa.

PERRY E.A. & HOWER J., 1970 - Burial and diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Minerals*, 18: 165-177, London.

PINGITORE N.E., 1978 - The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications. *Jour. Sed. Petrology*, 48: 799-814, Tulsa.

RUCKER J.B. & VALENTINE J.W., 1961 - Salinity response of trace element concentration in *Crassostrea virginica*. *Nature*, 190: 1099-1100, London.

STEHLI F.G. & HOWER J., 1961 - Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *Jour. Sed. Petrology*, 31: 358-371, Tulsa.

STACHE G., 1889 - Die Liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte. *Abh. K.K. Geol. Reichsandst.*, 13: 1-170, Wien.

VEIZER J. & DEMOVIČ R., 1974 - Strontium as a tool in facies analysis. *Jour. Sed. Petrology*, 44: 93-115, Tulsa.

VEIZER J., LEMIEUX J., JONES B., GIBLING M.R. & SAVELLE J., 1977 - Sodium: Palaeosalinity indicator in ancient carbonate rocks. *Geology*, 5: 177-179, Boulder.

WARNE S.J., 1962 - A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. *Jour. Sed. Petrology*, 32: 29-38, Tulsa.

WHITE A.F., 1978 - Sodium coprecipitation in calcite and dolomite. *Chem. Geol.*, 23: 65-72, Amsterdam.

Indirizzi degli Autori — Authors' addresses:
— Prof. Piero COMIN CHIARAMONTI
— Dr. Dario STOLFA
Istituto di Mineralogia e Petrografia
dell'Università degli Studi
P.le Europa 1, I-34127 TRIESTE
— Prof. Camilla PIRINI RADRIZZANI*
— Prof. Maria Luisa ZUCCHI STOLFA
Istituto di Geologia e Paleontologia
dell'Università degli Studi
P.le Europa 1, I-34127 TRIESTE

* Prof. Camilla PIRINI RADRIZZANI attuale indirizzo:
Istituto di Geologia e Paleontologia
dell'Università degli Studi di Genova.