

Natura Nascosta	Numero 9	Anno 1994	pp. 1-32	Figure 15
-----------------	----------	-----------	----------	-----------

SCHEMA STRATIGRAFICO E TETTONICO DEL CARSO ISONTINO

Maurizio Tentor, Giorgio Tunis, Sandro Venturini

Riassunto.

In questo lavoro preliminare viene schematizzata la successione stratigrafica del Carso isontino e vengono tracciati alcuni significativi lineamenti tettonici. In questa fase della ricerca geologica sono stati riconosciuti alcuni importanti biorizzonti ed è stata per la prima volta documentata la presenza di depositi aptiani.

Abstract.

The stratigraphic section and the tectonic sketch of the Isontino Karst (Gorizia) are herein briefly described. Some important bioevents are recognized and for the first time, aptian deposits are described.

Premessa.

Il Carso isontino è la propaggine nordoccidentale del Carso triestino-sloveno ed è delimitato ad occidente dall' Isonzo e dalla pianura friulana, a NE dalla Valle del Vipacco e verso oriente dal confine italo-sloveno. Convenzionalmente e, per certi versi strutturalmente, la foce del Timavo separa il Carso isontino da quello triestino. Lo studio stratigrafico del Carso isontino è stato affrontato al fine di effettuare confronti con le aree marginali della Piattaforma Friulana e, per una verifica dell'assetto tettonico di questa importante area di cerniera tra i sistemi alpino e dinarico.

Studi precedenti.

L'unica opera geologico-stratigrafica di ampio respiro riguardante l'area in esame è la monografia di Martinis (1962), a cui si fa riferimento per la bibliografia antecedente. Pur rappresentando un' importante sintesi geologica, questa monografia risulta ovviamente datata dal punto di vista biostratigrafico.

Successivamente, Bignot (1972) e Cousin (1981) hanno descritto dettagliatamente la successione terziaria del Monte San Michele mentre la fascia meridionale tra Monfalcone ed il Villaggio del Pescatore è stata esaminata da Tentor et al. (1993) e

da Tarlao et al. (1993). Dal punto di vista strutturale risulta di particolare interesse l'analisi delle deformazioni tettoniche effettuata da Venzo e Fuganti (1965).

Stratigrafia.

Nel Carso isontino affiorano depositi di piattaforma carbonatica di età compresa fra l'Aptiano e l'Eocene inferiore. Modesti lembi flyschoidi dell'Ypresiano superiore (-Luteziano inferiore ?) sono presenti nei pressi di Poggio Terzarmata. In questo lavoro non è stata utilizzata la nomenclatura litostratigrafica proposta da Martinis (1962), in quanto il termine "Calcari di Monte San Michele" è risultato troppo generico e di scarsa utilità cartografica e stratigrafica. Inoltre, in accordo con le raccomandazioni della Commissione Stratigrafica Internazionale, si è ritenuto opportuno suddividere la successione in unità che non comprendessero al loro interno importanti lacune stratigrafiche.

Anche l'elevazione dei Calcari di Monte San Michele a rango di gruppo non è risultata praticabile, in quanto sulle pendici di questo monte affiorano estesamente le facies liburniche (Stache 1864), poco rappresentative del complesso carbonatico cretacico e trattate a loro volta a livello di gruppo dalla scuola slovena. Per inciso, presso la cima di Monte San Michele sono stati osservati interessanti fenomeni paleocarsici che contraddistinguono il passaggio Cretacico-Terziario. Quindi risulterebbe opportuna una diversa ubicazione della serie-tipo di riferimento per le facies di piattaforma carbonatica cretacica del Carso isontino.

Infine, la "Formazione dei Calcari del Carso triestino" (Cucchi et al., 1987) cade sostanzialmente in sinonimia con i Calcari di Monte San Michele, in quanto le due successioni presentano forti analogie e continuità di affioramenti. Di conseguenza, si è preferito, in via provvisoria, l'utilizzo di termini litostratigrafici che, pur non essendo per lo più stati definiti in modo canonico, provengono talora da una tradizione ormai secolare, sono stati consolidati dall'uso e rispondono meglio alle esigenze stratigrafiche. La successione stratigrafica viene così suddivisa, dal basso verso l'alto: Calcari di Cellina (Aptiano p.p.-Albiano); Formazione di Monrupino (Cenomaniano); Calcari di Aurisina (Turoniano-Senoniano inferiore); Gruppo "Liburnico" ("Strati di Vreme" del Maastrichtiano e "Strati di Cosina" del Paleocene inferiore); "Calcari a Miliolidi" (Paleocene medio-superiore); "Calcari a Nummuliti ed Alveoline" (Paleocene sommitale-Eocene inferiore p.p.). Chiude la successione il Flysch di Cormons, i cui livelli basali sono riferibili all'Eocene inferiore p.p. (Martinis, 1962).

Le figure 1 e 2 rappresentano la sintesi di numerosi spezzoni di serie ubicati nei pressi del Monte San Michele (dove affiorano i depositi maastrichtianopaleogenici) e lungo la strada statale n° 55 (che presenta buone esposizioni delle facies del Cretacico superiore tra Gabria e Bonetti, dell'Aptiano-Albiano tra il

Età	Unità	Litologia	Microfacies	Biofacies		
Senoniano inferiore	Calcarei di Aurisina ("Calcarei a Rudiste")		PKST - RDST foss. (Localm. breccie e calcari laminati neri)	Keram. tergestina, Dicycl. Accord. conica, Briozoi, N. apula, Dict. kiliani		
			PKST - WKST foss., talora floatstone a Rudiste e MDST.	Discorbidae, Aeolisaccus, Dicyclina, Minouxia, Moncham., Pseud. sphaer. Accordiella conica, Rudiste		
			WKST - PKST intracl. foss., pelletiferi (strutture di dissecc.)	Pseud. sphaer., Cuneolina Thaumot., Miliolidae		
			M-W, tal. pelletiferi	Monchormontia		
			Biot, diss., Calche, rizoliti	Microcodium		
			P pellet. - peloidale	Miliolidae		
			PKST - WKST foss., talora floatstone a Rudiste.	Moncham. apenninica Pseudocycl. sphaeroidea Rotaliidae, Rudiste, Thaumtoporella, Aeolisaccus		
			W-P foss. Silt vadoso	Aeolisaccus, N. picardi		
			P fini intracl. - foss.	Molluschi, Dicyclina, Echinidi, Briozoi, Calcisph.		
		Cenomaniano medio-superiore	Fino di Manrupino ("Membro dolomitico" "Chondrod.")		PKST fine - WKST	Calcisphaerulidae, Echinidi, Foram. planctonici, Spicole, Molluschi
	P-G-RDST foss., talora WKST			Chondrodonta, Rudiste, Chrys. gradata, Nezzazata B. balcanica, Vidalina		
	Floatstone foss. W, talora P, foss.			Chondrodonta, Cuneolina		
	Wfoss-pellet., dolom. (diss.)			Vercorsella ?		
	W-P, talora GRST foss.			Rudiste, Biplanata		
	W-P, talora dolomitizzati			Vidalina, Biconcava Pseudorhapydionina dubia B. balcanica, Chrysalidina Pseudolituonella reicheli		
	Dolomia medio-gross., bioturb.			Rudiste, Thaumtoporella B. balcanica, Spicole		
	W-P, talora dolomitizz., foss. (silt vadoso)			Pseudolituonella, Rudiste Chrysalidina gradata		
	Breccie dolomitiche			Ostracodi		
	Dolomie fini carsificate			Ostracodi, Nubecolariidae		
Abloniano superiore	C. C. e l i n o		Breccia silicizz.	Sabaudia, Dicyclina		
			PKST foss. (silt vadoso)	Neiraqia convexa		
			W-P-M (breccie, tal. silicizz.)	N. insolita, Chrysal.		
			Floatstone foss., Echinidi. (strutture di disseccamento)	Conicorbitalina Salenoporaaceae		
			WKST - PKST - MDST, intracl., fossilif., pelletiferi. Subord. breccie, talora con silicizzazione	Sabaudia, Chrysal., Serpulidae, Ostracodi, Glomospira, Cuneolina, Nubecolar. Microcodium		
			PKST - GRST foss.	Cribellapsis, Nummaloc.		
			WKST, tal. con dissecc.	Nezzazata, N. picardi Mesorb. texana texana		
			PKST foss.	Ovalveolina reicheli Charophyta Salpingorella dinarica Mesorb. texana parva		
		Faglia del Colle Nero				

Fig. 1 Serie ideale tra Iamiano ed il Villaggio del Pescatore, depurata da significative ripetizioni tettoniche.

Eto'	Unità	Litologia	Microfacies	Biofacies
Eocene inf.	Calcari	Facies marnosa	Flysch marnoso	Marozzello
	Calcareo Nummulitico e Alveolare		P-W, spesso ricristall.	Nummulites, Assilina, Operculina, Alveolina
Paleocene	Calcareo Milioliteo	M-W, sub. PKST, bioturbati, talora con caliche	PKST - GRST - WKST fossiliferi	Miliolidae, CosK. rajkai, Fallot. alvensis, Glomal. primaeva, Coralli., Dasycl.
	Cosina		Discorbidae, Ostracodi, Rotaliidae, Miliolidae, Charophyta, Microcodium	
Maestr. - Comp?	Gr. Liburnico "Vreme"	Caliche e fenom. carsici MDST, tal. W foss. bioturb. Rare breccie		Rhopydionina liburnica, Moncharmontia, Ostracodi, Discorbidae, Aeolisaccus, Lamellibranchi, Loffiteina
Senoniano inferiore	Calcarei di Aurisina ("Calcarei a Rudiste")	PKST fossiliferi, spesso ricristallizzati.		Fr. di Rudiste, Echinidi, Keramosph. tergestina
		PKST fini intracl.-foss.		A. conica, Moncharmontia
		PKST - floatstone		Rotaliidae, Nummofallotia, Minouxia, Discorbidae
		Rudstone a fram. di Rudiste		Rudiste, Cuneolina, Dicyclina, Rotaliidae, Miliolidae, Thaumtop., Accordiella conica, Rotarbinella scarsellai, Scandonea
		WKST (fenestrae)		Moncharmontia, Pseudocyclammina, Murgella, Rotaliidae
		WKST foss.		Moncharmontia, Pseudoc. sphaeroidea
		PKST foss.		Nezz. picardi
		Stromatolite		Thaumtop., Miliolidae
		Wackestone (fenestrae)		Rudiste, N. picardi
		WKST fossiliferi		Gasteropodi, Thaumtoporella
Turon.	Calcarei di Aurisina ("Calcarei a Rudiste")	Dolomia	PKST dolomitizzato	
			PKST - RDST foss.	
			PKST foss.	Calcisphaerulidae, Whiteinella?
			Dolomia	Braeckina balcanica, Chrysalidina gradata, Pseudorhopydion
			RDST - PKST foss.	dubia, Biconcava bentoni, Nezzozata, Pseudolituarella
Cenomaniano medio - superiore	Fne di Manrupino ("Calcarei a Chondrodonta")	PKST - GRST foss.		Miliolidae, Cuneolina, Chondrodonta,
		WKST (fenestrae)		Rudiste, Nerinee.
		GRST - RDST foss.		
		WKST fossiliferi		
		PKST, talora RDST fossiliferi, raramente GRST. Pres. di Spicole.		
	Dolomia			
	WKST foss.			
	Faglia di Micoli			

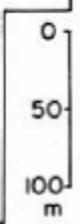


Fig. 2 Successione del Vallone del Carso goriziano a nord del Lago di Doberdò, tra Micoli e Gabria. La successione è stata depurata da modeste ripetizioni tettoniche.

Lago di Doberdò ed il raccordo con la strada statale n° 14, e nuovamente del Cretacico superiore fino a San Giovanni del Timavo), integrati da fitte campionature sui colli di Monfalcone (Rocca, Cima di Pietrarossa, Monte Sablici), al Villaggio del Pescatore, lungo la strada statale n° 202, tra Medeazza ed il Monte Ermada, tra Iamiano ed il Valico italo-sloveno di Brestovizza e tra Redipuglia, Doberdò e Cave di Selz. Infine, per tracciare lo schizzo geologico di fig. 3 sono stati esaminati numerosi campioni sparsi, prelevati anche oltre confine, nei pressi di Klarici (Brestovizza). Complessivamente sono state visionate circa 800 sezioni sottili panoramiche, preparate e conservate presso il laboratorio del Gruppo Speleologico Monfalconese A.D.F. di Monfalcone.

Descrizione della successione .

1) Calcari di Cellina _ (fig. 1)

Litologia: Nell' intervallo aptiano, sono presenti packstone-wackestone, raramente grainstone fossiliferi e mudstone, di colore grigio-scuro e brunastro. Localmente, si osservano strutture di disseccamento e microcarsiche.

L'intervallo albiano è costituito da wackestone-packestone-mudstone, intraclastici, fossiliferi, pelletiferi, di colore grigio e nerastro, sporadicamente dolomitizzati, ben stratificati. Subordinate breccie e brecciole, talora silicizzate, e, nella parte superiore, rari floatstone a Rudiste. Alla sommità è presente un orizzonte dolomitico con strutture paleocarsiche (cavità centimetrico-decimetriche riempite da calcite rossastra, siderite bruna e limonite ocracea) (fig. 4), sono osservabili locali strutture di disseccamento e silt vadoso.

Biostratigrafia: Nella parte basale dell' unità è da segnalare un orizzonte ricco di *Mesorbitolina texana parva*, sottostante a facies fangose scure con *Salpingoporella dinarica*, interrotte da sporadici episodi dulcicolo-salmastri ad oogoni di *Charophyta*. La successione aptiana è chiusa da un evento trasgressivo che ha originato i packstone-grainstone fossiliferi con *Ovalveolina reicheli* (fig.5) e *Sabaudia spp.*

Anche alla base dell' Albiano sono riconoscibili due orizzonti trasgressivi, contenenti *Mesorbitolina texana texana* (fig.6) e *Cribellopsis sp.*

Nella sovrastante successione albiana i bioeventi significativi sono rappresentati da una facies a *Serpulidae*, che sembra costituire un valido marker, e, nell' Albiano superiore, da un caratteristico floatstone a Lamellibranchi, Echinidi, *Conicorbitolina sp.* (fig.7), *Neoiraqia insolita* (fig.8), *Solenoporaceae (Marinella sp.)* (fig.9).

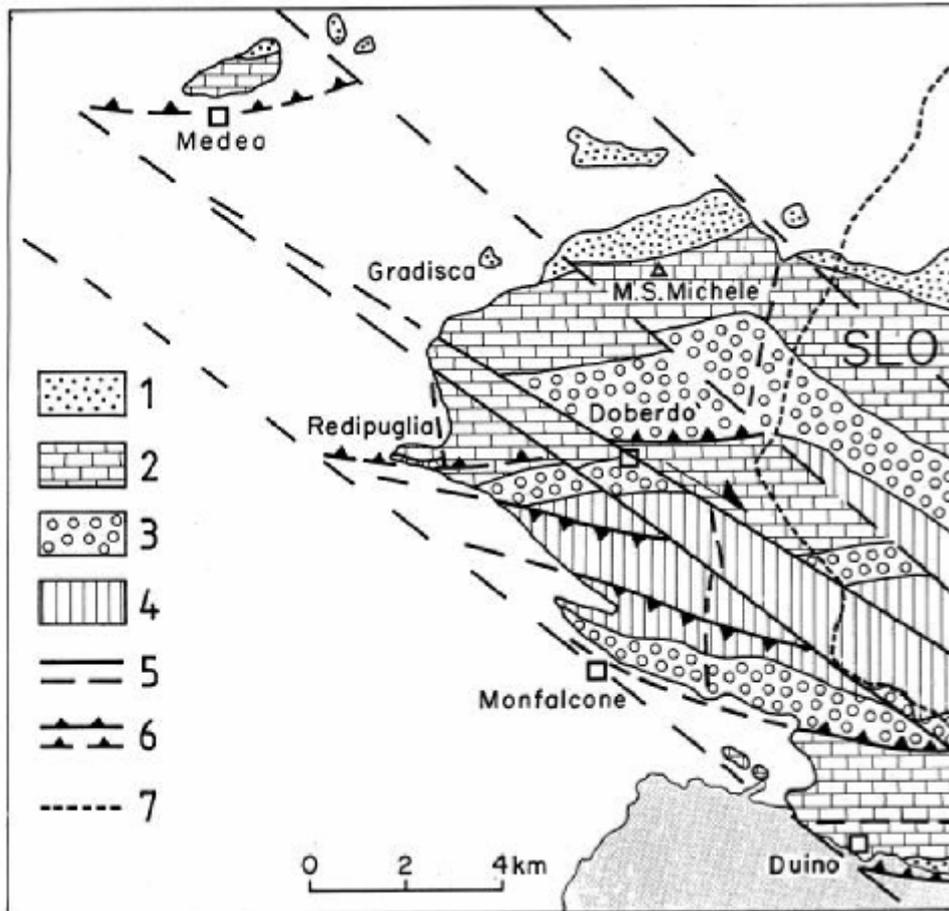


Fig. 3 Schizzo geologico del Carso goriziano. 1 Paleocene-Eocene inferiore. 2 Senoniano-Turoniano. 3 Cenomaniano. 4 Cretacico inferiore. 5 Faglie subverticali, talora con evidenze di movimento trascorrente. 6 Faglie ad angolo variabile, con movimenti a prevalente componente inversa. 7 Confine di Stato.



Fig. 4 Fenomeni carsici con riempimenti sideritico-lateritici. Sommità dell' Albiano. Bivio Sablici.

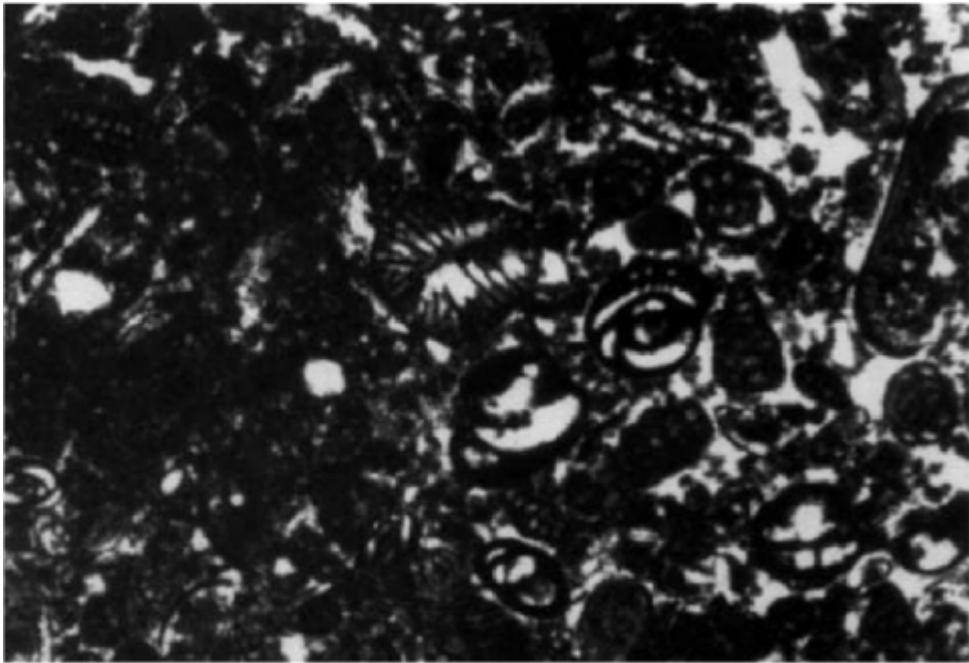


Fig. 5 Packstone-grainstone fossilifero con *Ovalveolina reicheli* e *Sabaudia* spp. Aptiano superiore. Comarie.

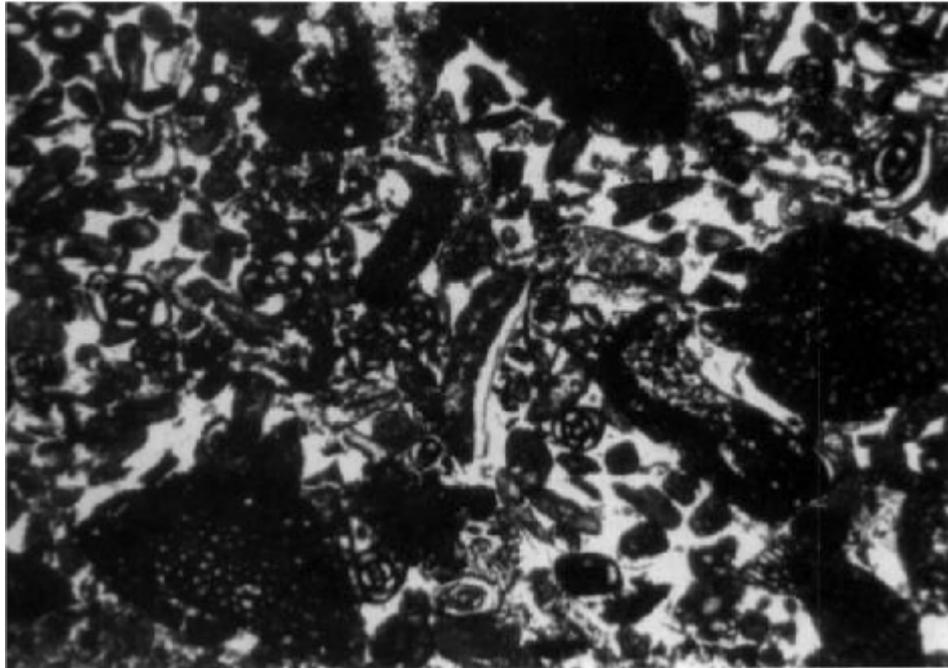


Fig. 6 Grainstone fossilifero con *Mesorbitolina texana texana*. Albiano inferiore. Iamiano (X 30).



Fig. 7 Packstone-floatstone fossilifero a *Conicorbitolina conica* e *Solenoporaceae*. Albiano superiore. Pietrarossa (X 30).

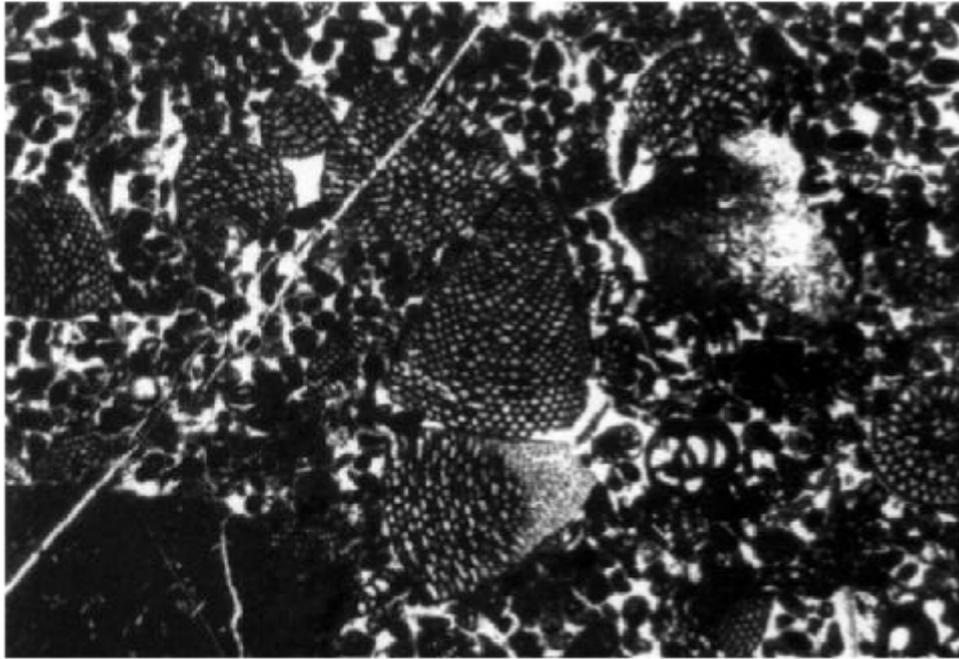


Fig. 8 Grainstone-packstone fossilifero con *Neiraqia insolita*. Albiano superiore. Medeazza (X 30).

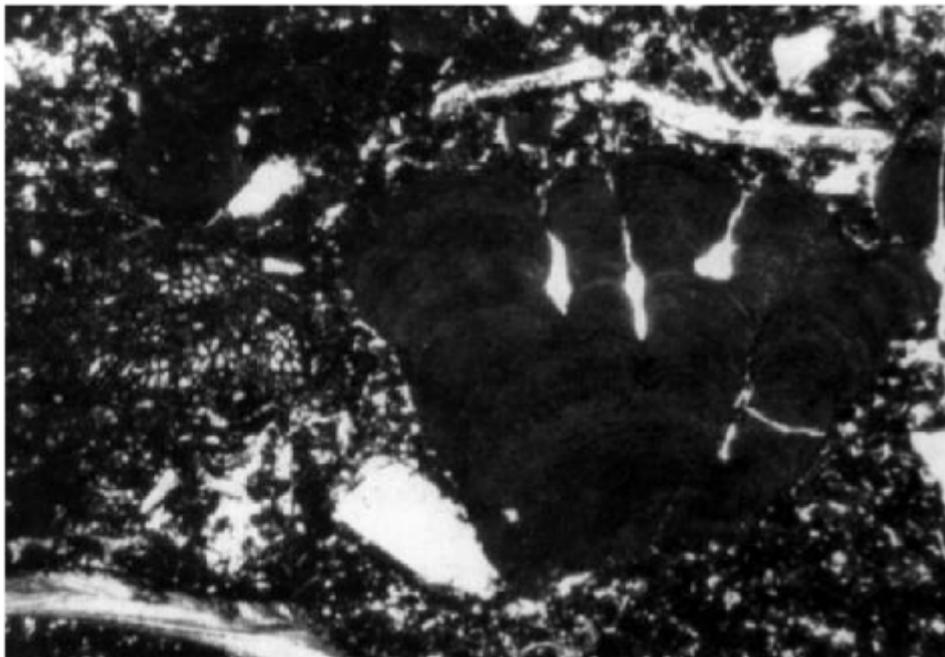


Fig. 9 Packstone-floatstone fossilifero con *Marinella* sp. Albiano superiore. Pietrarossa. (X 30)

Nella parte alta dell' Albiano sono, inoltre, da citare *Chrysalidina* sp., *Dicyclina* sp. e rarissime *Neoiraqia convexa*.

Età: La presenza di ottimi markers biostratigrafici ha consentito il riconoscimento dell' Aptiano medio-superiore e dell' Albiano. Questi markers sono per la prima volta segnalati nel Carso italiano e risulta particolarmente interessante il rinvenimento di *Mesorbitolina texana texana* nell' ambito della Piattaforma Friulana (cfr. Sartorio, 1992).

Ambiente: I Calcari di Celina mostrano prevalentemente facies fangose scure spesso con faune oligotipiche dominate da Ostracodi, cui si associano talora *Nubecolariidae*, *Miliolidae*, *Ophtalmidiidae*, *Ataxophragmiidae*, *Nezzazata* sp., etc.

Sono, inoltre, frequenti le strutture di disseccamento e le brecciole sopratidali, e localmente sono stati osservati *Microcodium* e probabili rizoliti. In linea generale, l'ambiente è di tipo lagunare ristretto, con frequenti episodi di emersione e subordinate fasi trasgressive a circolazione più aperta. I fenomeni di silicizzazione, tutt' ora non completamente chiariti, sono stati esaminati da Tentor et al. (1993).

In taluni casi, comunque, la silice sembra sostituire aggregati di cristalli solfatici (quarzi a "rosetta") (cfr. Carbone et al., 1978).

Affioramenti: Questa unità affiora in particolare a meridione e ad oriente del Lago di Doberdò (Monte Debeli, Monte Arupacupa, versante settentrionale del Colle della Rocca di Monfalcone e della Cima di Pietrarossa, dintorni di Iamiano). I depositi aptiani sono stati rinvenuti solamente a NE di Iamiano, in particolare tra Comarie ed il confine di Stato di Brestovizza. I fenomeni paleocarsici sono osservabili presso il raccordo della strada statale n° 55 con la strada statale n° 14, a N di Sablici, ed hanno inoltre dato origine al toponimo Cima di Pietrarossa (cfr. Cancian, 1976).

Riferimenti litostratigrafici: I Calcari di Cellina (Cuvillier et al., 1968) nell'area-tipo delle Prealpi Carniche comprendono le facies di piattaforma relativamente protetta del Giurassico superiore-Cretacico inferiore, precedenti ai radicali cambiamenti di regime sedimentario che hanno determinato la sedimentazione delle facies "aperte" dei Calcari di Monte Cavallo. Anche nel Carso isontino al passaggio Cretacico inferiore-Cretacico superiore si sono verificati eventi prevalentemente di origine tettonica e certamente di importanza regionale, che hanno interrotto la sedimentazione ciclica delle facies albiane. Nel quadro di una stratigrafia organica della Piattaforma Friulana viste le corrispondenze sedimentologiche e biostratigrafiche con la serie-tipo, in questa sede si è preferito riunire le facies interne del Cretacico inferiore in una sola unità litostratigrafica. La variazione più appariscente delle facies del Carso isontino (e di quelle probabilmente corrispondenti del Membro di Monte Coste del Carso Triestino; Cucchi et al., 1987) rispetto alla serie-tipo è rappresentata dal colore generalmente più scuro, probabilmente a causa di un modesto contenuto di materia organica. Ciò potrebbe testimoniare la "chiusura" ambientale che caratterizzava le aree più interne della piattaforma. In quest'ottica, il Membro di Monte Coste, scorporato dai

Calcari del Carso triestino, potrebbe essere considerato un' unità di rango inferiore dei Calcari di Cellina. Al momento comunque, le conoscenze geologiche riguardanti la Piattaforma Friulana e le discontinuità interne alle successioni (con tutta probabilità presenti anche nei Calcari di Cellina delle Prealpi) non sono sufficienti per tracciare un quadro litostratigrafico metodologicamente corretto e coerente con l'evoluzione sedimentaria.

2) **Formazione di Monrupino** (figg. 1 e 2)

Litologia: Alla base è presente un corpo di brecce dolomitizzate (fig. 10) di potenza superiore a 20 m, con sporadiche intercalazioni di lenti irregolari di mudstone-wackestone scuri ad Ostracodi. I clasti sono generalmente spigolosi, subordinatamente arrotondati, e solitamente sono costituiti da wackestone dolomitizzati ad Ostracodi, mudstone, mudstone laminati dolomitizzati, wackestone pelletiferi. La matrice si presenta come un packstone fine dolomitizzato, con rari Ostracodi. Al top di queste brecce, nei pressi di Case Sablici è stato osservato un dicco sedimentario riempito da breccia con clasti spigolosi biancastri e matrice dolomitizzata nerastra (fig. 11).

Segue un intervallo calcareo-dolomitico, costituito da wackestone-packstone fossiliferi, talora dolomitizzati, di colore grigio nerastro. Sono presenti ripetuti livelli a Rudiste.

L'orizzonte sovrastante, di oltre 30 m di spessore, è prevalentemente dolomitico. Si osservano banchi e strati di dolomia a grana medio-grossolana, grigiastri, con intercalazioni di wackestone-packstone scuri, talora con Rudiste. Alla sommità, sono presenti calcari nerastri fittamente stratificati, con liste di selce, con facies simili agli "Scisti di Comeno" (cfr. Martinis, 1962), ed infine wackestone fossilifero-pelletiferi, dolomitizzati, con strutture microcarsiche.

Il passaggio dal "membro dolomitico" al "Membro a Chondrodonta" viene tracciato in corrispondenza di una drastica riduzione dei livelli dolomitici riconoscibili in affioramento; indizi di dolomitizzazione osservabili al microscopio sono diffusi comunque anche nel membro superiore. Quest'ultimo è costituito da wackestone-packstone fossiliferi, talora grainstone-rudstone a Radiolitidi ed Ostreidi, di colore grigio (fig. 12).

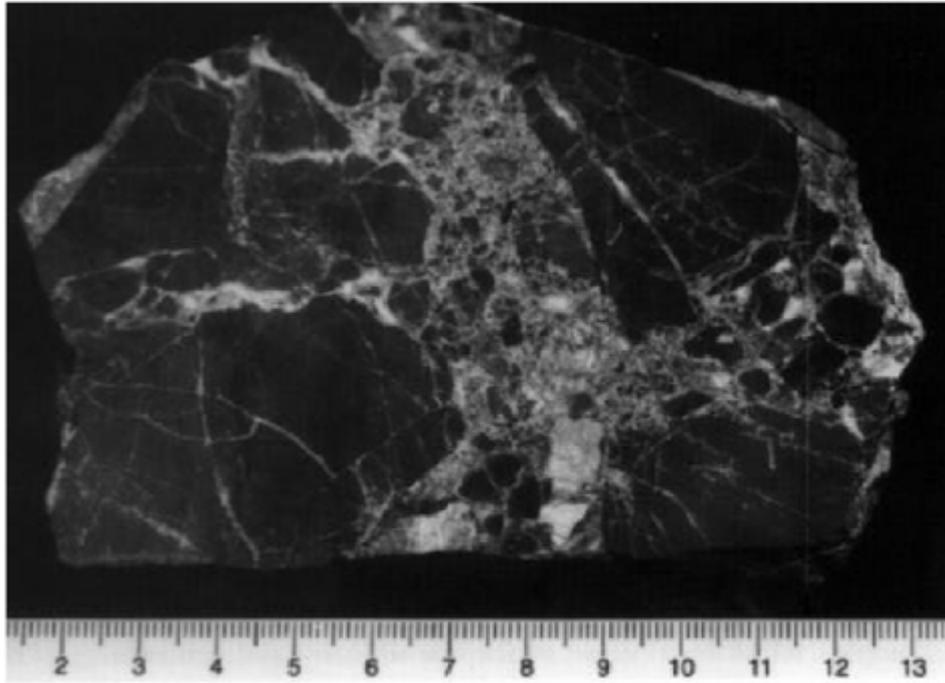


Fig. 10 Breccia dolomitizzata. Cenomaniano inferiore ? Sablici.

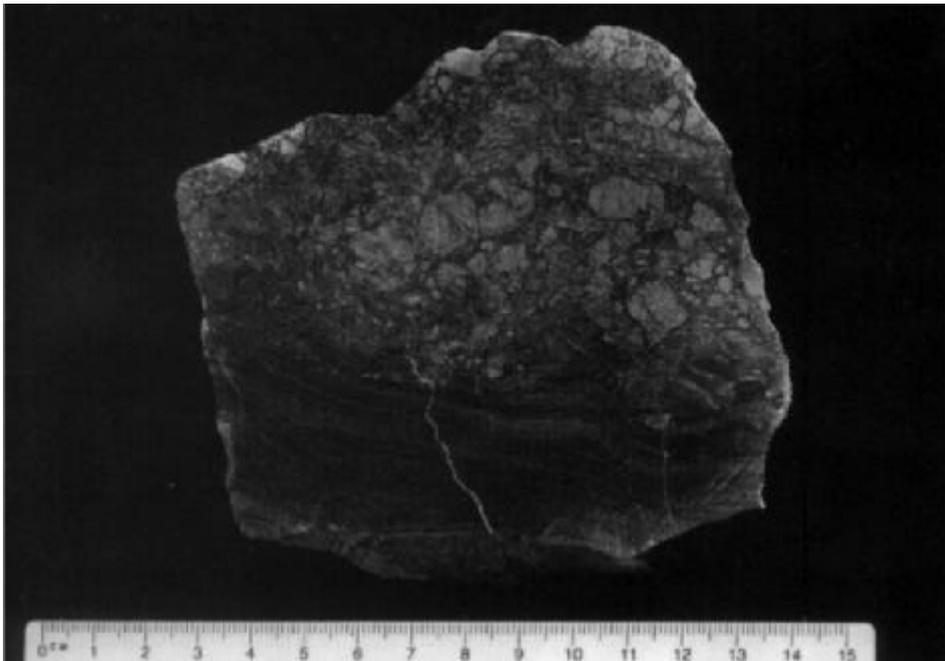


Fig. 11 Breccia di riempimento del dicco sedimentario di Sablici. Clasti dolomitici chiari con rari Ostracodi; matrice scura con pigmentazione dovuta a presenza di materia organica. Cenomaniano medio. Sablici.

Biostratigrafia: Le breccie basali non contengono faune cronostratigraficamente significative. Immediatamente sopra l'ultimo banco brecciato, è stata rinvenuta *Chrysalidina gradata* e dopo pochi metri è presente *Broeckina balcanica*. Superiormente si associano a queste forme *Pseudolituonella reicheli*, *Biconcava bentori*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Vidalina* sp., *Biplanata* sp., *Nezzazata* sp., *Radiolites* sp., *Chondrodonta* sp., etc.. I frequenti livelli a Rudiste consentono di distinguere facilmente i Calcari del Cellina dalla "Formazione di Monrupino". Infine, sono da segnalare spicole di Spugna nelle facies di tipo "Scisti di Comeno".

Età: I 20 metri basali sono riferiti dubitativamente al Cenomaniano inferiore. La restante parte dell'unità contiene associazioni tipiche del Cenomaniano medio - superiore. L'assenza di Orbitolinidi, pur in presenza di facies ecologicamente favorevoli, farebbe comunque escludere il Cenomaniano medio. La lacuna alla base dell'unità sembra quindi davvero ampia. I livelli a *Chondrodonta* del Carso isontino sono limitati al Cenomaniano superiore (-medio?), analogamente a numerose altre aree periadriatiche (vedi ad es. Gusic e Jelaska, 1993).

Ambiente: Sopra le facies dolomitizzate (dedolomitizzate?) e carsificate del top dei Calcari di Cellina, si sono deposte in trasgressione le breccie basali, con subordinate intercalazioni lentiformi di dolomie calcaree. Le facies brecciate sarebbero derivate da frequenti emersioni, smantellamenti e modesto trasporto in zone relativamente più depresse, in concomitanza con una fase tettonica di durata relativamente ampia.

Questa interpretazione ambientale deriva da un confronto con le facies brecciate della Formazione di Castro del Carnico lombardo (Jadoul et al., 1992); le evidenti analogie consentono di riprendere il modello sedimentario proposto dagli Autori suindicati. Un valido indizio di tettonica sinsedimentaria è rappresentato dal dicco sedimentario osservato al top delle breccie.

Superiormente, si è instaurato un ambiente di laguna con episodi ad alta energia e brevi emersioni. Sono in esame alcune tasche rossastre in dolomie calcaree al passaggio fra i due membri, per verificare se rappresentino un'importante stasi di sedimentazione.

Limiti: Il limite inferiore coincide con la regressione che ha carsificato il top dei Calcari di Cellina. Il limite superiore viene posto in corrispondenza di un importante evento trasgressivo che ha determinato il momentaneo annegamento della piattaforma. Questo evento si è concretizzato in un solo strato di packstone fine a *Calcisphaerulidae* e rari Foraminiferi planctonici nell'area settentrionale (Devetachi), mentre a S, presso il monumento al 65° Fanteria (lungo la S.S. 55), e soprattutto a SW, presso l'area sacra di Redipuglia, affiora un orizzonte di calcari fini biancastri di vari metri di spessore, con *Calcisphaerulidae*, Echinidi, piccoli Foraminiferi planctonici (tra cui rarissime *Rotalipora* sp. nel metro basale), spicole, sparsi Molluschi ed esili Coralli solitari. In linea teorica, il drastico cambiamento ambientale può aver ridotto significativamente i tassi di sedimentazione, con effetti analoghi a quelli osservabili in corrispondenza di una "drowning unconformity".

Affioramenti: Il corpo di breccia ed il membro dolomitico affiorano estesamente a S della Rocca di Monfalcone, della Cima di Pietrarossa e di Sablici, lungo la S.S. 55 e, nei pressi di Medeazza. Nell'area settentrionale, la base dell'unità è male esposta, a causa di problematiche tettoniche e di estese coperture; è stata probabilmente raggiunta dal sondaggio n. 2 pubblicato in Martinis (1975) ed ubicato poco a N di Doberdò. Questo pozzo, iniziato nelle facies del Cenomaniano superiore, ha intaccato alcuni orizzonti dolomitici. A metri 125-129 vengono segnalate alcune cavità di qualche centimetro di diametro, riempite da materiale rossastro in parte calcitico ed a metri 126,50-129 sono stati notati granuli di quarzo; questo livello sembra correlabile con la sommità dei Calcari di Cellina. Non sono, invece, state descritte breccie dolomitiche. Bancate dolomitiche intercalate a calcari con *Broeckina balcanica* sono state rinvenute anche nella grotta Za-Hrastici, situata circa un chilometro ad W del sondaggio n. 2.

Le facies a Rudiste e Chondrodonta sono state campionate nella fascia tra Monfalcone e Dosso Petrinia, a S di Medeazza ed occupano vari chilometri quadri tra Doberdò, La Crosara, Marcottini e Devetachi. Altri lembi sono stati osservati a SW di Doberdò e sul versante meridionale del Colle di Sant' Elia, presso Redipuglia. Quest'ultimo affioramento ha rivelato la presenza di orizzonti a Caprinidi, con caratteri ambientali che richiamano lo "shelf edge".

Riferimenti litostratigrafici: La Formazione di Monrupino del Carso triestino è descritta in Stache (1889), sotto il termine Repener Strandkalk, ed ha quindi un indiscutibile valore storico, oltre che geologico. Lo stesso Stache aveva riconosciuto il membro dolomitico e brecciato basale: Obere Dolomitstufe, Dolomitsandsteine und Breccien mit roten Eisenknollenlagen. Questa terminologia è stata successivamente ripresa e perfezionata in Plenicar (1960), in D'Ambrosi (1960) e da Forti e Tommasini (1967), che descrivono il Calcare brecciato di Morupino, il Calcare Radiolitico Principale ed il Calcare di Aurisina. Il Membro di Rupingrande (Cucchi et al., 1987) ed il membro calcareo-dolomitico dei Calcari di Monte San Michele (Martinis, 1962) hanno significato analogo ad alcune di queste unità, che detengono la priorità. Il Membro di Zolla dei Calcari del Carso triestino, secondo la definizione litologica e biostratigrafica di Cucchi et al. (1987), non risulta utilizzabile nel Carso isontino.

3) Calcari di Aurisina ("Calcari a Rudiste") (figg. 1 e 2)

Litologia: Packstone-wackestone fossilifero-intraclastici di colore grigio, passanti talora a floatstone-rudstone a frammenti di Rudiste; rari mudstone. La stratificazione ha mediamente un ritmo metrico, ma sono presenti intervalli massivi o a strati decimetrici. Il carattere dominante è dato dalla costante presenza di Radiolitidi ed Ippuritidi, intere o in frammenti. Le facies a Rudiste risultano più frequenti nel Turoniano dell'area settentrionale ed in generale nella metà superiore dell'unità. Nella parte centrale della stessa, sono da segnalare facies più fangose e "ristrette", con frequenti strutture di disseccamento e, a S di San Giovanni del Timavo, con un orizzonte pedogenizzato.

Presso il Villaggio del Pescatore il top dell'unità è decisamente articolato dal punto di vista litologico, essendo rappresentato da breccie, da calcari laminati neri e,

superiormente, da packstone-rudstone fossiliferi biancastri a *Keramosphaerina tergestina*. Queste facies brecciate e laminate hanno una distribuzione areale estremamente limitata (Tarlao et al., 1993).

Biostratigrafia: Gli elementi microfaunistici più indicativi sono rappresentati da *Moncharmontia apenninica*, *Pseudocyclamina sphaeroidea* e, nella metà superiore, da *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai* e *Scandonea* sp. Sono inoltre relativamente frequenti le *Miliolidae*, *Rotaliidae*, *Dicyclina* sp. (nelle facies "aperte"), *Cuneolina* sp., *Miliolidae*, *Thaumatoporella* sp.

Nelle facies "ristrette" dominano le *Discorbidae*, cui si associano *Aeolisaccus* sp., *Ostracodi* e *Rotaliidae*. Nei livelli turoniani e senoniani inferiori, *Nezzazatinella picardi* mostra l'acme di frequenza.

Un importante bioevento è rappresentato dall'orizzonte a *Keramosphaerina tergestina*, rinvenuto a S del Villaggio del Pescatore e sui versanti del Monte San Michele, a N di San Martino e di Cotici superiore. Questo orizzonte, contenente tra l'altro *Dicyclina* sp., *Accordiella conica*, Briozoi, *Nummofallotia apula*, *Dictyopsella kiliani*, frammenti di Rudiste e di Echinidi, costituisce un valido marker lito-biostratigrafico nella successione cretacea del Carso.

Eta': Non esistono ancora criteri certi di distinzione biostratigrafica tra il Turoniano ed il Senoniano nelle facies di piattaforma carbonatica periadriatiche e non sono stati ancora effettuati approfonditi studi sui rapporti laterali con le facies bacinali, contenenti associazioni planctoniche di maggior significato cronostatigrafico. In questa sede si è utilizzato convenzionalmente, per il passaggio Turoniano-Senoniano, quanto proposto provvisoriamente dal gruppo di ricerca guidato da Arnaud-Vanneau (1991): la comparsa di *Pseudocyclamina sphaeroidea* e di forme tipiche di *Moncharmontia apenninica*. La crisi ecologica determinata dall'annegamento del Cenomaniano sommitale-Turoniano inferiore è certamente una delle cause dell'assenza di markers biostratigrafici alla base dei Calcari di Aurisina.

Per quanto riguarda il Senoniano, la posizione della prima comparsa del genere *Murgella* e la presenza di numerosi episodi di emersione nella parte bassa della successione fanno presumere uno spessore relativamente modesto di calcari di età coniaciana, mentre gran parte della successione è riferibile al Santoniano. I Calcari di Aurisina sono chiusi dal biorizzonte a *Keramosphaerina tergestina* (del Santoniano terminale), seguito da pochi metri di facies fangose e bioclastiche (forse del Campaniano basale?).

Ambiente: Nell'area meridionale (Redipuglia e Monumento 65° Fanteria) la base dell'unità è costituita da packstone fini con Echinidi, Briozoi, *Calcisphaerulidae*, di ambiente relativamente aperto, che rappresentano la "coda" dell'annegamento infraturoniano. A N (Monte Brestovi), queste facies sembrano sostituite da bioclasti a Rudiste di più bassa profondità e di maggiore energia. Successivamente, l'ambiente è riferibile ad una piattaforma carbonatica interna prevalentemente fangosa e con fasi regressive nel Coniaciano, mentre nel Santoniano si notano gli effetti di una più efficiente circolazione marina. In prima ipotesi, i corpi bioclastici a Rudiste potrebbero essere il risultato di sequenze progradanti. Il Santoniano

termina con importanti eventi trasgressivo-regressivi, prodromi degli sconvolgimenti paleogeografici tardo-senoniani. Presso il Villaggio del Pescatore, infatti, una fase tettonica ha prodotto la formazione di un minuscolo bacinetto, circondato da aree emerse (Tarlao et al., 1993); la successiva trasgressione ha drasticamente modificato i fattori ambientali, favorendo la sedimentazione di facies di tipo "foramol". A questa fase tettonica potrebbero essere collegati gli strati a Pesci di Polazzo (Tintori et al., 1993).

Infine, sopra i livelli a *Keramosphaerina tergestina* una ulteriore regressione ha determinato l'accumulo di brecce, talora a matrice rossastra, ricollegabili probabilmente alla Breccia bianco-rosea del Carso triestino (cfr. Pirini et al., 1987).

Limiti: Il passaggio alle facies liburniche (Stache, 1864) è stato determinato da un importante evento regressivo, registrato anche nel Carso triestino, ed è solitamente contraddistinto da un livello di breccia a matrice rossastra.

Le brecce del Villaggio del Pescatore, stratigraficamente sottostanti, potrebbero rappresentare un ulteriore limite di sequenza e separare un'unità litostratigrafica. Al momento, non è stata ancora definita l'importanza e l'estensione areale di questo evento.

Affioramenti: Le migliori esposizioni sono state riscontrate lungo il Vallone, tra Devetachi e Gabria. L'unità affiora inoltre tra Polazzo, Sagrado, il versante meridionale del Monte San Michele e nella fascia tra San Michele del Carso e Gabria. Un blocco tettonico di età senoniana è stato inoltre evidenziato tra Micoli e la faglia di Colle Nero; in questa zona, presso il Castellazzo sono stati osservati calcari scuri con rari resti di Pesci con facies simile al giacimento di Polazzo; infine nella grotta Bonetti sono presenti sporadici orizzonti a *Charophyta* sp. I rapporti stratigrafici interni al Senoniano del blocco in oggetto non sono ancora stati chiariti. Nella zona meridionale, l'unità è ben visibile presso San Giovanni al Timavo (S.S. 202 e S.S. 14) e nei dintorni del Villaggio del Pescatore (vedi Merlak, 1972 e Tarlao et al., 1993).

Riferimenti litostratigrafici: Stache (1920; in Martinis, 1962), nel suo rilevamento del Foglio "Gorz und Gradisca" ha distinto nella successione del Carso isontino gli "Scisti ittiolitici di Comeno", un orizzonte a *Chondrodontae* sp., il "Calcere radiolitico principale", riferito essenzialmente al Turoniano, ed il "Calcere di Aurisina". I primi due livelli vengono raggruppati come si è visto in precedenza nella Formazione di Monrupino; i due livelli sovrastanti vengono a loro volta riuniti nel "Calcere di Aurisina" s.l., in quanto, oltre alle scarse differenziazioni emerse dal lavoro di campagna, non sono state riconosciute discontinuità di significato regionale tra i due termini.

Va infine ricordato che nel Carso triestino, Stache (1889) aveva distinto alla sommità dell'unità l'orizzonte e a *Keramosphaerina tergestina* (Oberste Grenz Stufe der Karstkeide mit der Fauna von Bivio und Fundstellen von Keramosphara). Dopo oltre un secolo e nonostante l'avvento di criteri litostratigrafici relativamente rivoluzionari, è da sottolineare la sostanziale validità del quadro stratigrafico di Stache.



Fig. 12 Livello a Molluschi. Cenomaniano superiore. Cava di Marcottini.



Fig. 13 Livello a *Rhapydionina liburnica* e *Bournonia* sp. con fenomeni di alterazione pedogenetica. Sommità Maastrichtiano. Gabria inferiore.

4) Gruppo Liburnico. (fig. 2)

Litologia: Mudstone, talora wackestone fossiliferi e packstone intraclastici di colore grigio-scuro, nerastro e brunastro, con bioturbazioni, strutture microcarsiche ed orizzonti di breccia, in particolare alla base del Maastrichtiano ed al passaggio Cretacico-Terziario (fig. 13). Da segnalare inoltre livelli pedogenetici (caliche).

Rari nell'intervallo maastrichtiano, i macrofossili sono assenti in quello paleoceno. Sono state infine osservate tracce di bitume.

Le breccie basali presentano un colore rossastro-brunastro, mentre le cavità carsiche sono riempite da calcite, fanghi nerastri, silt vadoso e limonite ((fig. 14). Il ritmo di stratificazione varia da decimetrico a metrico.

Biostratigrafia: Nella porzione maastrichtiana sono presenti scarse faune: *Discorbidae*, *Ostracodi*, *Aeolisaccus* sp., *Moncharmontia* sp.; al tetto, orizzonte a *Rhapydionina liburnica* (fig. 15) e *Lafiteina* sp., cui si associa *Bournonia* sp. Oltre a questo genere di Rudiste, sono stati rilevati due orizzonti a Lamellibranchi (*Gyropleura* ?). I Gasteropodi sono molto rari.

I depositi paleocenici contengono faune scarse ed oligotipiche a *Discorbidae*, *Ostracodi*, *Rotaliidae*, *Miliolidae*, *Charophyta* sp. Alcuni orizzonti pedogenetici sono ricchi di *Microcodium*.

Età: Maastrichtiano/Paleocene (inferiore). Alla base, non si può escludere la presenza di livelli campaniani, forse distinguibili con un'attenta analisi delle rare Rudiste. *Rhapydionina liburnica*, per la prima volta rinvenuta nel Carso isontino, indica il Maastrichtiano (prevalentemente superiore). Le facies paleoceniche sono state convenzionalmente riferite al Daniano, in quanto sottostanti ai depositi con Foraminiferi conici a struttura interna complessa, tipici del Thanetiano (Drobne et al., 1987).

Ambiente: Le facies a *Discorbidae* e *Charophyta* sp., le faune generalmente scarse, il colore scuro dei sedimenti, i livelli di breccia, i fenomeni paleocarsici e la presenza di *Microcodium* indicano apprezzabili variazioni di salinità, scarsa circolazione ed importanti fasi di emersioni. Da questo contesto si discosta l'orizzonte a *Rhapydionina* sp. e *Bournonia* sp., che rappresenterebbe una fase trasgressiva, forse con significato regionale, che testimonia più favorevoli condizioni ambientali.

Limiti e riferimenti litostratigrafici: La base del gruppo è generalmente contraddistinta da livelli di breccia immediatamente sovrastanti le facies a *Keramosphaerina tergestina* e da un'evidente variazione litologica e cromatica, con passaggio da bioclastiti grigio-biancastre a facies fangose scure. All'interno del gruppo sono stati distinti gli "Strati di Vreme" (Pavlovec, 1963), che appartengono al Maastrichtiano (Hotzl & Pavlovec, 1979).

I depositi fangosi scuri del Paleocene, sovrastanti l'importante discontinuità del "Cosina Schichten" di Stache (1889), unità ampiamente utilizzata dalla scuola slovena (Kozina Limestones) (vedi per esempio Buser & Delvalle, 1987). Il passaggio all'unità sovrastante è contraddistinto dalla ricomparsa di abbondanti microfaune e di normali condizioni marine, talora con episodi ad alta energia.

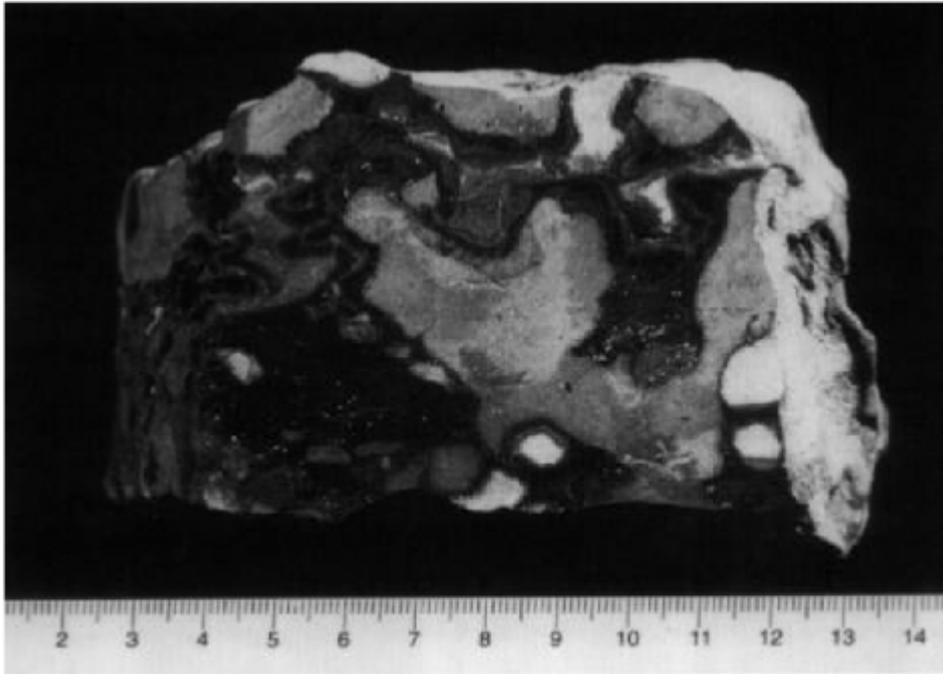


Fig. 14 Fenomeni carsici con riempimenti polifasici. Passaggio Cretacico-terziario. Monte San Michele.



Fig. 15 Wackestone alterato a *Rhapydionina liburnica*. Maastrichtiano superiore. Gabria inferiore (X 30).

Questa trasgressione, che si verifica in alcuni metri di spessore della successione, consentirebbe di dividere il Paleocene in due sequenze, ma i dati a disposizione non sono sufficienti per dare a questo limite un valore litostratigrafico certo (cfr. ad esempio la sezione di Monte Grisa del Carso triestino Pirini et al., 1987).

Affioramenti: Le facies liburniche sono ben esposte tra San Martino del Carso e Monte San Michele e, sul versante settentrionale dello stesso monte (discesa verso Peteano e ad W di Gabria inferiore). Il passaggio K/T è stato individuato presso l'antenna radio del Monte San Michele e lungo la discesa tra Cotici e Gabria inferiore (q.ta m 140 circa).

5) "**Calcari a Miliolidae**" (fig. 2)

Litologia: Packstone-grainstone-wackestone fossiliferi grigi, nocciola e brunastri, a stratificazione non ben evidente; mediamente metrica.

Biostratigrafia: Abbondanti Miliolidae, *Coskinolina rajkae*, *Fallotella alarensis*, *Glomalveolina primaeva*, Corallinaceae, Dasycladaceae, Coralli, Gasteropodi. In questi livelli Cousin (1981) ha rinvenuto inoltre *Broeckinella arabica* e *Miscellanea miscella*.

Età: Thanetiano (Paleocene medio-superiore) (cfr. Drobne et al., 1987).

Ambiente: Marino prevalentemente subtidale, relativamente protetto con episodi ad alta energia. L'unità inizia con un orizzonte a *Corallinaceae* che testimonia verosimilmente un evento trasgressivo di rilevanza regionale, in quanto sembra corrispondere al livello algale alla base del Thanetiano descritto nella successione di Padriciano (Carso triestino; Caffau et al., 1994).

Limiti: Il limite superiore viene posto convenzionalmente in corrispondenza della comparsa dei primi livelli a Nummuliti che indicano una significativa "apertura" ambientale.

Affioramenti: Versante settentrionale del Monte San Michele (ad W di Gabria inferiore; lungo la discesa tra Monte San Michele e Peteano, a N del III° tornante; presso Poggio Terzarmata).

Riferimenti litostratigrafici: "Obere Foraminiferenkalk" (Stache, 1889); "Miliolid limestone" (Pirini et al., 1987); "Limestone with miliolids" (Drobne & Pavlovec, 1991); Slivje Formation (Delvalle e Buser, 1989).

6) "**Calcari a Nummuliti ed Alveoline**" (fig. 2)

Litologia: Packstone-wackestone fossiliferi, raramente grainstone, spesso ricristallizzati, ricchi di macroforaminiferi, di colore grigio chiaro. Stratificazione malvisibile.

Biostratigrafia: Le faune sono dominate da *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Assilina* sp., cui si associano *Operculina* sp., *Discocyclusina* sp., *Dasycladaceae*, Coralli.

Eta': Eocene inferiore. La parte basale potrebbe appartenere ancora all'Ilerdiano inferiore (top Paleocene superiore), ma non sono stati effettuati studi biostratigrafici di dettaglio sulle Nummuliti ed Alveoline; Cousin (1981) ha attribuito i livelli basali a piccole Nummuliti, *Assilina* sp., *Operculina* sp. e *Glomalveolina* sp. al passaggio Thanetiano-Ilerdiano (equivalente alla base della zona a *Morozovella velascoensis*), mentre la parte superiore dell'unità sarebbe riferibile al Cuisiano medio (equivalente al passaggio *Morozovella aragonensis*-*Acarinina pentacamerata*).

Ambiente: Marino subtidale relativamente aperto mediamente sotto il livello base delle onde. I fenomeni di ricristallizzazione che interessano esclusivamente i calcari ypresiani indicano un legame con le condizioni paleoambientali, sinpostdeposizionali. Gli sporadici apporti terrigeni nella parte sommitale (cfr. Martinis, 1962) preannunciano l'annegamento della piattaforma e l'inizio della sedimentazione flyschoidale.

Limiti: L'apertura ambientale registrata fin dalla base dell'unità testimonia l'arretramento verso SW del margine della piattaforma, culminato con lo sprofondamento di gran parte dell'area occupata dal Carso durante l'Ypresiano superiore. Entrambi i limiti sono quindi da collegarsi all'evoluzione del bacino flyschoidale del Friuli orientale (Bacino Giulio).

Affioramenti: Le facies a Nummuliti ed Alveoline affiorano lungo il bordo settentrionale del Carso isontino, in particolare tra Peteano e Gabria inferiore. Costituiscono inoltre buona parte dei rilievi isolati di Peci, di Rubia e del Colle di Gradisca.

Riferimenti litostratigrafici: Hauptalveolinen und Nummulitenkalk (Stache, 1889); Calcare a Nummuliti, Assiline e Alveoline (D'Ambrosi, 1960); Opicina Mbr. Pirini et al., 1987). Questi ultimi Autori hanno suddiviso l'unità in "Alveolinid limestone" e "Nummulitic limestone".

Evoluzione paleoambientale-paleotettonica e confronti con le aree circostanti.

Per un migliore inquadramento dell'evoluzione stratigrafica e paleoambientale delle facies "interne" della Piattaforma Friulana si è proceduto a rapidi controlli sulle aree circostanti; in particolare sono stati ricercati immediatamente oltre confine eventuali depositi sottostanti i livelli a *Mesorbitolina texana parva*. I risultati più sorprendenti sono emersi da alcuni campioni prelevati ad occidente di Brje (Boriano), su indicazione del dr. B. Jurkovsek del Servizio Geologico Sloveno. Tra Boriano ed il confine affiorano a tratti calcari e subordinate dolomie riferibili al Cretacico inferiore. Nella parte alta sono state riconosciute associazioni a *Voloshinoides* sp. e *Lituonella* sp., dell'Aptiano inferiore (cfr. Luperto Sinni & Masse, 1993);

inferiormente sono presenti facies "ristrette" talora con *Salpingoporella melitae* (Barremiano) ed infine depositi calcareo-dolomitici con *Favreina salevensis* (Neocomiano).

La sommità dei depositi neocomiani è costituita da oltre venti metri di facies brecciate, mentre i fenomeni di dolomitizzazione risultano dominanti verso il basso. Visto il particolare interesse stratigrafico di questa successione, sono in corso ulteriori studi volti in particolare al reperimento di eventuali livelli a *Palorbitolina lenticularis* e ad *Orbitolinopsis capuensis*, per un più puntuale confronto con le serie marginali della piattaforma e con le successioni istriane. Dai dati a disposizione emerge comunque un'apprezzabile "chiusura" ambientale dei depositi barremiano-neocomiani e sono forse riconoscibili i sintomi della fase tettonica verificatasi al passaggio Hauteriviano-Barremiano nell'area istriana (Boscarolli et al., 1993).

Facies relativamente "ristrette" sono riscontrabili nel Carso anche durante il sovrastante intervallo Aptiano-Albiano; fanno eccezione gli orizzonti trasgressivi a *Mesorbitolina texana* e ad *Ovalveolina reicheli* e quelli a *Neiraquia-Conicorbitolina-Marinella*.

Il considerevole spessore dei depositi albiani rispetto a quanto segnalato sul margine della piattaforma (cfr. Sartorio et al., 1992), con presenza di markers indicativi dell'Albiano inferiore finora non individuati nell'area friulano-istriana, suggerisce l'esistenza di un'area interna a forte subsidenza, con circolazione limitata da aree insulari lungo il bordo della piattaforma stessa. Un indizio delle fasi tettoniche dell'Albiano inferiore può essere rappresentato da uno spesso livello di breccia con clasti a *Cribellopsis* sp.

Gli effetti di un' importante fase tettonica sono registrati anche nel Cenomaniano inferiore, con fenomeni carsici seguiti dal corpo di breccia dolomitica alla base della Formazione di Monrupino. L'estesa lacuna, che comprende buona parte del Cenomaniano inferiore-medio, delimita un nuovo ciclo sedimentario della piattaforma.

Contemporaneamente sul margine nordorientale una ripresa della subsidenza ha creato lo spazio per la sedimentazione di uno spesso cuneo bioclastico a *Conicorbitolina* sp. e, talora, a Foraminiferi planctonici (Sartorio et al., 1992). Nel Cenomaniano superiore la subsidenza si è estesa anche al Carso isontino, trasferendo il depocentro carbonatico in aree interne della piattaforma. La maggior circolazione ha dato origine a frequenti livelli ad alta energia, quali le facies a frammenti di Molluschi di Marcottini.

Le barre bioclastiche spesso isolavano aree lagunari, in cui si venivano a creare condizioni disaerobiche al fondo ("Scisti di Comeno"). Condizioni ecologiche singolari sono segnalate da orizzonti a spicole di Spugna monoassoni intercalate alle facies lagunari della Cava Romana di Monfalcone (Tentor et al., 1993).

Al passaggio Cenomaniano-Turoniano, il probabile effetto dell'innalzamento eustatico si è sovrapposto alla subsidenza, determinando un parziale annegamento della piattaforma. Gli effetti della persistente subsidenza differenziale sono riscontrabili nelle differenze di spessore e di facies dell'orizzonte a Foraminiferi planctonici che sembra costituire un evento sostanzialmente sincrono al livello bacinale "Bonareli". Mentre a N affiorano pochi decimetri di facies a *Calcisphaerulidae*, intercalati a depositi di bassa profondità, verso SW si osserva

un apprezzabile aumento di spessore dei fanghi a foraminiferi planctonici ed una progressiva riduzione dei processi di risedimentazione, rappresentati da packstone intraclastici talora gradati. Ciò indicherebbe una maggiore profondità e più ampie comunicazioni con il mare aperto nella zona meridionale rispetto a quella settentrionale, pur trovandosi apparentemente la prima in una fascia più interna della piattaforma. Questa distribuzione di facies sembra confermare inoltre l'esistenza di un braccio di mare con caratteri "bacinali" a SW del Carso isontino (Bacino Friulano), ipotizzato da Cati et al. (1987). Infine, il significato "globale" dell'annegamento infra-turoniano è testimoniato dalla scomparsa di molti gruppi di Foraminiferi che avevano caratterizzato il Cenomaniano, sintomo di un'acuta crisi biologica.

Nel Turoniano-Senoniano inferiore si sono ripristinate le condizioni di piattaforma interna talora ristretta. Il trend regressivo osservabile dal Turoniano al Senoniano basale suggerisce una o più fasi progredenti delle facies di piattaforma verso aree esterne precedentemente annegate. Lo "shallowing upward" riscontrato nel Senoniano inferiore della Val Judrio (Sartorio et al., in preparazione) e presso Kozbana (Collio sloveno) sembra in accordo con questa ipotesi. La progradazione può essere stata favorita da fasi tettoniche che hanno rallentato la subsidenza della piattaforma. Un esempio è rappresentato dall'evento tettonico del Santoniano superiore del Villaggio del Pescatore (Tarlao et al., 1993) e probabilmente di Slivia (Carso triestino).

La successiva evoluzione del Carso è strettamente connessa alla migrazione del bacino di flysch posto a settentrione (Bacino Giulio). Durante il Campaniano p.p.-Maastrichtiano-Paleocene inferiore si sono verificate ripetute emersioni e locali sprofondamenti; nelle depressioni interne a circolazione ristretta e ad andamento apparentemente dinarico consistenti apporti d'acqua meteorica hanno ridotto talora in modo apprezzabile la salinità dell'acqua.

Brevi trasgressioni hanno determinato lo sviluppo temporaneo di facies a Rudiste, mentre da zone costantemente emerse durante il Maastrichtiano, (ad esempio l'area di Duino) sarebbero derivati i resti di piante che hanno dato origine ai livelli di carbone di Monte Cebulovica in Slovenia (Cousin, 1981) e di Trebiciano. Le alternanze di facies dulcicole, salmastre e marine (di colore scuro, con fenomeni carsici, rari macrofossili e livelli di carbone) sono la caratteristica saliente dei depositi liburnici.

Lo "shifting" verso SW del bacino del flysch ha successivamente riportato, nel Paleocene medio-superiore, normali condizioni marine e, nell'Eocene inferiore, si sono create le condizioni per lo sviluppo di un margine bioclastico. L'area del Monte San Michele durante l'Ypresiano si affacciava direttamente sul bacino settentrionale, mentre l'area dello Judrio (Prealpi Giulie meridionali) e buona parte del Collio erano definitivamente annegate.

Alla fine dell'Ypresiano lo sprofondamento ha coinvolto direttamente anche il Carso isontino ed ha chiuso il grande ciclo della Piattaforma Friulana.

Cenni strutturali

Secondo Martinis (1962), il Carso isontino costituisce la terminazione nord-occidentale di un'ampia anticlinale che si estende verso SE fin oltre Trieste.

L'asse della "piega" devierebbe verso W in prossimità del Lago di Doberdò. L'elemento tettonico più importante segnalato da questo Autore è rappresentato dalla faglia di Colle Nero che delimita verso NE la depressione del Lago di Doberdò. La depressione del lago è stata considerata un graben e la faglia citata è stata ritenuta di tipo distensivo con immersione verso SW (cfr. le sezioni geologiche dell'op. cit.). Tale interpretazione è stata seguita da Carobene e Carulli (1981).

La faglia di Colle Nero ha dato origine ad un gradino morfologico che si può seguire dal confine a NE di Iamiano fino a Doberdò; il piano di faglia è osservabile poco a NW del Km. 6 della S.S. 55, ha un andamento approssimativamente dinarico (la giacitura media è di $122^{\circ}/70^{\circ}$, con immersione a NE) ed è affiancato da un'ampia fascia fratturata che assume caratteri di cataclasite in prossimità della faglia stessa. La superficie di faglia presenta striature immergenti circa 20° a NW; gli accrescimenti di calcite indicano un movimento destrorso. Venzo e Fuganti (1965) hanno descritto un fascio di striature immergenti a SE con angoli da 10° a 20° , che tagliano le precedenti. Secondo questi Autori lungo la faglia si sarebbero verificati movimenti essenzialmente suborizzontali.

Le verifiche biostratigrafiche hanno evidenziato che il blocco a SW della faglia, affiorante nella depressione morfologica del Lago di Doberdò e di Iamiano, ha un'età aptiano-albiana, mentre il fianco nordorientale, costituito dai rilievi Colle Nero-Castellazzo-Bonetti ed apparentemente rialzato, è riferibile al Senoniano inferiore (fig. 3).

L'area tra Doberdò e Iamiano, finora considerata un graben, è in realtà un alto strutturale e vi affiorano i depositi più antichi del Carso isontino. Il blocco a NE della faglia risulta ribassato di oltre 500 metri tra il Castellazzo ed il confine sloveno.

Questo rigetto sembrerebbe incongruente con l'ultimo movimento della faglia, apparentemente transpressivo destro, ma è presumibilmente il risultato di precedenti movimenti distensivi-transensivi solo parzialmente mascherati dalla successiva inversione in transpressione.

Verso NW il rigetto viene sensibilmente ridotto da una faglia inversa (o meglio da un fascio di faglie ravvicinate) ad orientamento approssimativamente EW, disposta "en echelon" rispetto alla faglia del Colle Nero e che taglia ortogonalmente il Vallone presso Micoli. Questo disturbo mette a contatto i depositi cenomaniani dell'area di Palchisce-Marcottini-Devetachi con le facies senoniane del blocco tettonico di Bonetti. L'importanza di questa faglia viene sottolineata dall'andamento giaciturale che mostra un'immersione generale verso NNE e che mostrerebbe un'apparente sovrapposizione stratigrafica dei depositi cenomaniani su quelli senoniani. Il carattere inverso con immersione a N viene suggerito dalle uncinature sud-vergenti degli strati osservate nei pressi di Micoli. In quest'ottica è considerato l'assetto stratigrafico della zona circostante la Crosara (tra Marcottini e Polazzo), la faglia del Colle Nero a NW di Doberdò fungerebbe da svincolo laterale per la faglia di Micoli. In questa zona il movimento transpressivo assumerebbe una maggiore importanza rispetto alla fascia Doberdò-Iamiano, mostrando un'evidente sollevamento del blocco nordorientale.

Lo svincolo nordorientale della faglia di Micoli sembra determinato da uno o più disturbi tettonici ad andamento dinarico passante tra Palchisce e San Martino del

Carso, che danno luogo ad una fascia fratturata ed all'apparente dislocazione dei depositi eocenici presso Poggio Terzarmata.

Un terzo importante lineamento, verosimilmente parallelo a quello del Colle Nero e di Palchisce, ha determinato il gradino morfologico presente tra Gabria inferiore e superiore, ribassando apprezzabilmente il blocco di Peci ed elidendo buona parte dei depositi maastrichtiano-paleocenici ad E Gabria superiore. Il gradino morfologico è legato alla maggiore erodibilità dei depositi flyschoidi sovrastanti ai calcari nummulitici del blocco nordorientale stratigraficamente ribassato.

Una quarta faglia apparentemente subverticale e ad andamento dinarico è verosimilmente associabile ad una serie di disturbi giaciture, talora con caratteristiche di tipo "flower" (ad esempio poco a NE del Km. 4 della S.S.55), allineati tra Fogliano ed il Monte Ermada. Questa faglia, che ha dato luogo al gradino morfologico della sponda sudoccidentale del Lago di Doberdò, mostra un apprezzabile rigetto a SW di Iamiano e a NE di Medeazza; in base alle ripetizioni del livello-guida a *Conicorbitolina* sp., Solenoporacee ed Echinidi, il rigetto dovrebbe superare il centinaio di metri.

Una fascia intensamente fratturata che costeggia a N il Lago di Pietrarossa, taglia il versante settentrionale di Monte Cosici e raggiunge Cave di Selz, determinando un apprezzabile ispessimento dei termini albiani; un'altra fascia interessa il versante meridionale di Monte Sei Busi e prosegue verso SE raggiungendo probabilmente il versante settentrionale di Monte Debeli (Martinis, 1962); una terza fascia con andamento WNW-ESE taglia la S.S. 55 in corrispondenza del Monumento al 65° Fanteria e sembra collegabile all'andamento del bordo meridionale dei rilievi di Monfalcone.

Nello schizzo geologico, queste tre fasce sono state interpretate come faglie inverse disposte "en echelon" rispetto alla faglia (trascorrente destra?) di Iamiano-Medeazza. Un analogo significato dovrebbe assumere la faglia passante a S della Montagnola e del Cimitero Monumentale di Redipuglia che determina l'affioramento di un lembo di calcari cenomaniani al piede meridionale della Montagnola; la struttura dell'area monumentale di Redipuglia viene complicata da un lineamento NS passante per la selletta lungo la S.S. 305, dove si osserva una brusca variazione giacitura con forte immersione ad E e sollevamento del blocco occidentale.

Altri lineamenti ad andamento meridiano sono segnalati da sistemi di fratturazione e variazioni giaciture lungo il Vallone, tra Devetachi e Gabria, e nella sella tra Monte Debeli e Monte Arupacupa.

Infine anche la spettacolare verticalizzazione degli strati lungo la costiera ad E di Duino può essere attribuita ad una faglia inversa ad andamento EW, inquadrabile nel contesto strutturale suindicato.

Per quanto riguarda gli andamenti giaciture, Venzo e Funganti (1965) hanno segnalato una prevalenza delle direzioni E-W e NE-SW (alpine) nell'area nordoccidentale, mentre nella parte sudorientale del Carso isontino diventa dominante la direzione NW-SE (dinarica), pur essendo localmente ben riconoscibile l'immersione a S.

A grandi linee, gli andamenti "alpini" dell'area occidentale vengono talora disturbati dalle dislocazioni subverticali ad andamento dinarico, mentre ad E del Lago di Doberdò la generale immersione a SW viene localmente deviata da alcune

faglie inverse ad andamento E-W. Una struttura ad andamento alpino è rappresentata dal Monte di Medea, rilievo calcareo affiorante dalle alluvioni recenti pochi chilometri a NW del Carso. L'anticlinale asimmetrica con asse WSWENE è verosimilmente legata ad un sovrascorrimento orientato E-W con significato analogo alle faglie di Micoli, di Redipuglia e di Duino.

Considerazioni conclusive

Il quadro stratigrafico emerso in questa prima fase di studio del Carso isontino risulta relativamente nuovo rispetto alle conoscenze precedenti, in quanto sono stati riconosciuti alcuni importanti biorizzonti che hanno consentito una precisa suddivisione cronostatigrafica su base micropaleontologica. In particolare sono stati individuati livelli dell'Aptiano (a *Mesorbitolina texana parva*, *Salpingoporella dinarica*, *Ovalveolina reicheli*) e dell'Albiano (a *Cribellopsis* sp., *Mesorbitolina texana texana*, *Conicorbitolina* sp., *Neoiragia* sp.).

Lo studio biostratigrafico ha inoltre evidenziato la presenza di alcune importanti dislocazioni ed ha permesso di precisare il significato della faglia del Colle Nero e del presunto graben del Lago di Doberdò. La depressione del lago è imputabile all'incrocio di alcune importanti linee tettoniche su cui si è presumibilmente impostato un antico reticolo idrografico; le faglie hanno comunque favorito l'erosione e la dissoluzione dei calcari aptiano-albiani che formano il più importante alto strutturale del Carso isontino.

Più in generale, il sistema tettonico sembra dominato da un fascio di faglie trascorrenti-transpressive destre ad orientazione dinarica (NW-SE), cui si associano strutture compressive "en echelon" ad andamento E-W, e talora strutture con asse N-S che nel quadro suindicato potrebbero assumere un significato tensionale.

Per quanto siano ipotizzabili importanti fenomeni tettonici di età priaboniano-oligocenica sulla base dell'assenza di depositi miocenici nella zona del confine italo-sloveno e, visto l'andamento generale dell'anticlinale del Carso triestino, gli elementi strutturali locali presentano chiare testimonianze di eventi compressivi "alpini" neogenici con direzione delle spinte approssimativamente NNW-SSE. Queste spinte avrebbero ripreso un fascio di faglie dinariche subverticali, tra cui la faglia di Colle Nero. Quest'ultima dislocazione non mostra evidenze di compressioni dinariche, ma sembra piuttosto una faglia distensiva riattivata in transpressione. Precisazioni sulla successione degli eventi deformativi e sulla direzione degli stress potranno derivare da ulteriori analisi stratigrafico-geologiche e, soprattutto, da verifiche mesostrutturali.

Un analogo modello tettonico, con faglie transpressive ad orientamento dinarico è stato proposto per le Prealpi Giulie meridionali ed il Collio in Venturini e Tunis (1988; 1991) ed in Tunis e Venturini (1989). Nelle Prealpi Giulie sono però presumibili anche importanti stress pre-neogenici, sulla base di dati mesostrutturali (Poli, in stampa) e della composizione dei conglomerati dei depositi deltizi luteziani (Venturini & Tunis, 1992).

Nel Carso isontino sono riconoscibili eventi tettonici più antichi, verificatisi durante il Cenomaniano inferiore, il Senoniano ed il Paleocene-Eocene inferiore; è probabile che alcune strutture dinariche attualmente osservabili rappresentino dei lineamenti ancestrali più volte riattivati che avrebbero controllato l'evoluzione della

piattaforma carbonatica e del successivo bacino flyschoidale. Queste dislocazioni avrebbero consentito la sensibile subsidenza di alcune aree interne della piattaforma e, nel Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore, hanno forse dato origine ad una depressione a circolazione aperta, posta a SW del Carso. Il quadro stratigrafico-strutturale delineato, pur essendo sensibilmente aggiornato rispetto alla monografia di Martinis (1962), risulta tuttora incompleto e parzialmente interpretativo. Per una migliore definizione di alcune problematiche sono in corso studi di dettaglio in particolare presso Doberdò (faglia del Colle Nero e base del membro dolomitico), nella zona Monte Ermada-Monte Cocco (livelli guida albiano-cenomaniani ed assetto strutturale) ed oltre confine, in Slovenia (livelli aptiano-neocomiani).

Ringraziamenti.

Un cordiale ringraziamento va all' amico Dario Sartorio dell'AGIP per l' indispensabile collaborazione scientifica ed iconografica, al dr. Bogdan Jurkovsek del Servizio Geologico Sloveno per le preziose informazioni sulle successioni affioranti oltre confine e al Gruppo Speleologico "Talpe del Carso di Doberdò del Lago per l'aiuto fornitoci nella raccolta dei campioni nelle grotte "Bonetti" e "Za-Hrastici". Infine, desideriamo ringraziare per l'usuale gentilezza e correttezza il prof. Giorgio Longo Salvador dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Trieste che ci ha consentito la visione di numerose sezioni sottili dell'intervallo albiano superiore dei dintorni del Lago di Doberdò.

OPERE CITATE.

-Boscarolli D., Laprocina M., Tentor M., Tunis G. e Venturini S. (1993). Prima segnalazione di resti di dinosauro nei calcari hauteriviiani di piattaforma dell' Istria meridionale (Croazia). *Natura Nascosta*, I, 7, 1-20.

-Bignot G. (1972). *Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Cretace superieur et de l'Eocene d'Istrie et des regions voisines. Essai de revision du Liburnien. These, Trav. Lab. Micropaleont. 2, Univ. Paris VI, 1-353.*

-Buser S. & Delvalle D. (1987). Lower Paleocene Kozina Limestone-Kozina on the Triest-Komen Plateau. *Guidebook, Internat. Symp. Evol. Karstic Carbon. Platform, Excurs. III, Trieste, 71-73.*

-Cafau M., Cucchi F., Drobne K., Galvani R., Plenicar M., Pugliese N. e Turnsek D. (1994). *Field trip guidebook, stop 3, Padriciano, Paleobenthos. Trieste, 6-8 giugno 1994.*

-Cancian G. (1976). *Il carso monfalconese: litostratigrafia, tettonica, speleomorfologia e speleogenesi. Le Grotte d'Italia, 5.*

- Carbone F., Catenacci V. e Giardini G. (1978). I carbonati di mare sottile con quarzo delle sequenze cretache dei Monti Lepini (Lazio): considerazioni genetiche. Rendiconti Soc. It. Min. Petr., v. 34 (1), 115-127.
- Carobene L. & Carulli G.B. (1981). Fogli 40A Gorizia e 53A Trieste. In A. Castellarin (a cura di), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200000), pubbl. 441, P.F. Geodinamica (s.p. 5). C.N.R., 8-13.
- Cati A., Sartorio D. & Venturini S. (1987). Carbonate platforms in the subsurface of the Northern Adriatic area. Mem. Soc. Geol. It., 40, 295-308.
- Cousin M. (1981). Les rapports Alpes-Dinarides: les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. Soc. Geol. du Nord, 5, 1042.
- Cucchi F., Pirini Radrizzani C. & Pugliese N. (1987). The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy). Mem. Soc. Geol. It., 40, 35-44.
- Cuvillier J., Foury G. & Pignatti Morano A. (1968). Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul Occidental, Italie). Geol. Romana, VII, 141-155.
- D'Ambrosi C. (1960). Sviluppo e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso di Trieste. Boll. Soc. Adriatic. Sc., 51, 39-58.
- Delvalle D. & Buser S. (1989). Microfacies analysis of limestones from the Upper Cretaceous to the Lower Eocene of SW slovenia (Yugoslavia). Geologija, 31-32 1988/89, 351-394.
- Drobne K., Ogorelec B., Plenicar M., Barattolo F., Turnsek D. & Zucchi-Stolfa M.L. (1987). The Dolenja Vas section, a transition from Cretaceous to Paleocene in the NW Dinarides, Yugoslavia. Mem. Soc. Geol. It., 40, 73-84.
- Drobne K. & Pavlovec R. (1991). Paleocene and Eocene beds in Slovenia and Istria. In: Introduction to Paleogene SW Slovenia and Istria. Field-trip Guidebook IGCP Project 286, Early Paleogene Benthos, II meeting, Postojna.
- Forti F. & Tommasini. (1967). Una sezione geologica del Carso Triestino. Osservazioni di geomorfologia carsica in rapporto con la litostratigrafia e la tettonica eseguite lungo una sezione trasversale all'andamento assiale del Carso Triestino, da M. Lanaro e Cedras. Atti e Mem. Comm. Grotte E. Boegan, 6, 43-139.
- Gusic I. & Jeloska V. (1993). Upper Cenomanian-Lower Turonian sea-level rise anolits consequences on the Adriatic-Dinaric carbonate platform. Geol. Rundsch., 82, 676-686.
- Hotzl M. & Pavlovec R. (1979). Excursion L., Vremski Britof-Vreme Beds, 16th Europ. Micropal. Coll. Ljubljana, 225-228.
- Jadoul F., Berra F., Frisia S., Ricchiuto I. & Ronchi P. (1992). Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy). Riv. It. Paleont. Strat., 97, 3-4, 355-392.
- Luperto Sinni E. & Masse J. P. (1993). Biostratigrafia dell'Aptiano in facies di piattaforma carbonatica delle Murge baresi (Puglia-Italia meridionale). Riv. It. Paleont. Strat., v. 98, n. 4, 403-424.
- Martinis B. (1962). Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il T. Judrio e il F. Timavo. Riv. It. Paleont. Strat., Mem. 8, 1-200.
- Martinis B. (1975). Indagini geologiche e geotecniche effettuate sull'altopiano di Doberdò (Gorizia) per il protosincrotrone europeo da 300 GeV del CERN. Mem. Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, 31, 1-78.

- Merlak E. (1972)*. Ricerche geologiche nella zona carsica di San Giovanni al Timavo (Carso Triestino Nord-occidentale). *Annali del Gruppo Grotte dell'Assoc.* XXX Ottobre, V, 1971/72 15-46.
- Pavlovec R. (1963)*. Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v juznozahodni Sloveniji. *Razprave SAZU*, 4. razred, 7, 419-556.
- Pirini Radrizzani C., Pugliese N. & Stocca G. (1987)*. The Cretaceous-Tertiary boundary at M. Grisa (Karst of Trieste-Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 40, 53-66.
- Plenicar M. (1960)*. Stratigrafski razvoj krednih plasti na juznem Primorskem in Notranjskem. *Geologija*, 6, 22-145.
- Sartorio D. (1992)*. Risedimentazione di Orbitolina (M.) texana e discontinuità stratigrafiche nell'Aptiano superiore e Albiano inf.-medio di piattaforma del Sudalpino orientale. *Atti Tic. Sc. Terra*, 35, 117-125.
- Sartorio D., Tunis G. & Venturini S. (1992)*. Open circulation facies in the Cenomanian of the northeastern margin of the Friuli Platform: the Iudrio Valley Case (NE Italy). *Geol. Croat.*, 45, 87-93.
- Sartorio D., Tunis G. & Venturini S. (in preparazione)*. The drowning of the northeastern edge of the Friuli Platform.
- Stache G. (1864)*. Die Eocengebiete in Inner-Crain und Istrien, *Jb. Geol. RA*, 14, 11-114.
- Stache G. (1889)*. Die liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte. Erste Abteilung. *Abh. k. k. Geol. Reich.*, 13, 1-170.
- Stache G. (1920)*. Gorz und Gradisca Geol. Spezial Carte der in Reichsrath vertreten konigreiche und Lander Osterreichisch-ungarischen Monarchie. *Geol. Bund.*
- Tarlao A., Tentor M., Tunis G. & Venturini S. (1993)*. Evidenze di una fase tettonica nel Senoniano inferiore dell'area del Villaggio del Pescatore (Trieste). *Gortania*, 15, 23-34.
- Tentor M., Tunis G. & Venturini S. (1993)*. Fenomeni di silicizzazione nel Cenomaniano del Carso monfalconese. *Natura Nascosta*, I, n. 8, 1-18.
- Tintori A., Pugliese N. & Calligaris R. (1993)*. The Polazzo locality. In: *Fossil fish localities of Northern Italy (a cura di Tintori A. e Muscio G.)*. Field trip guide book *Mesozoic Fishes Symposium: Systematics and Paleoecology*. Eichstatt, August 1993 17-18.
- Tunis G. & Venturini S. (1989)*. Geologia dei Colli di Scridò, Dolegna, Ruttars (Friuli Orientale): Precisazioni sulla stratigrafia e sul significato paleoambientale del Flysch di Cormons. *Gortania*, 11, 5-24.
- Venturini S. & Tunis G. (1988)*. Nuovi dati ed interpretazioni sulla tettonica del settore meridionale delle Prealpi Giulie e della regione di confine fra Italia e Jugoslavia. *Gortania*, 10, 5-34.
- Venturini S., & Tunis G. (1991)*. Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e tettonici sul Flysch di Cormons (Friuli Orientale). *Gortania*, 13, 5-30.
- Venturini S. & Tunis G. (1992)*. La composizione dei conglomerati cenozoici del Friuli: dati preliminari. *Studi Geologici Camerti, Volume speciale (1992/2), CROP 1-1A*, 285-295.
- Venzo G.A. & Fuganti A. (1965)*. Analisi strutturale delle deformazioni tettoniche del Carso Goriziano (Gorizia). *Stud. Trent. Sc. Nat.*, 42, 335-356.