

NUOVI CONTRIBUTI PER L'INTERPRETAZIONE  
GEOLOGICA E PALEOGEOGRAFICA  
DELLE PREALPI GIULIE (FRIULI ORIENTALE):  
IL POZZO SPAN 1

DARIO SARTORIO<sup>o</sup>, GIORGIO TUNIS\* & SANDRO VENTURINI<sup>o</sup>

*Key-words:* Stratigraphy, Sedimentary and tectonic evolution, Late Jurassic-Early Eocene, Eastern Friuli, Northern Italy.

*Abstract.* This paper deals with the stratigraphy of well SPAN 1 (San Pietro al Natisone, Eastern Friuli). The stratigraphic sequence is composed by Paleocene flysch deposits (from 69 m to 748 m), Maastrichtian resedimented carbonates (from 748 m to 940 m) and Late Jurassic reef deposits (from 940 m to 1397 m, total depth). The tectonic and sedimentary evolution of the Valle del Natisone, from the Oxfordian to the Early Eocene, is outlined.

**Premessa.**

In questa nota si riportano i risultati delle analisi eseguite sui cuttings di perforazione del pozzo S. Pietro al Natisone (Udine, Friuli orientale) (Fig. 1) e sulle carote prelevate alle profondità di 532,5-541,5, 600,5-609,5 e 1388-1397 m. La ricerca è stata possibile grazie alla disponibilità dell'Impresa Costruzioni Rostirolla S.p.A. di Trieste che ha gentilmente fornito i campioni da esaminare.

Il pozzo S. Pietro al Natisone (SPAN 1) è stato eseguito nel 1976 dalla S.A.R.M. per la ricerca di idrocarburi; esso è ubicato nei pressi della località Oculis (lat. 46°07'518, long. 1°01'510) a quota 162 m s.l.m. ed ha raggiunto la profondità di 1397 m. Dal punto di vista minerario la perforazione *ha avuto esito negativo*, ma dal punto di vista scientifico i nuovi dati consentono un significativo arricchimento delle conoscenze sulla regione delle Valli del Natisone. Questi dati, infatti, inseriti nel quadro geologico di superficie, consentono di perfezionare il modello di evoluzione paleoambientale dal Giurassico all'Eocene inferiore dell'area suddetta.

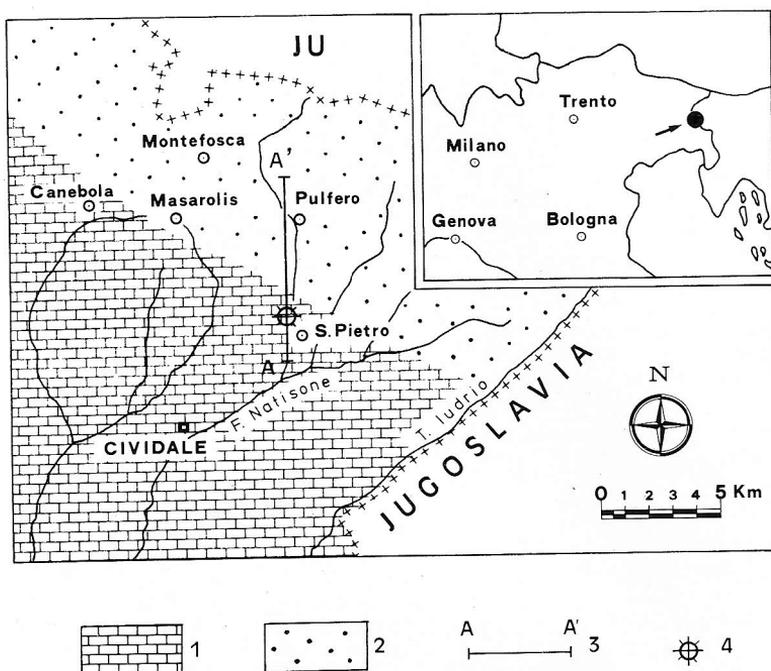


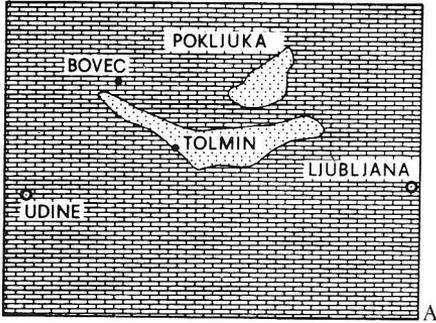
Fig. 1 — Schema paleogeografico semplificato dell'area delle Valli del Natisone durante il Malm. 1) Piattaforma; 2) scarpata; 3) traccia della sezione; 4) ubicazione del pozzo SPAN 1.

### Paleogeografia dell'area compresa tra Gorizia e Tolmino dal Triassico superiore al Luteziano.

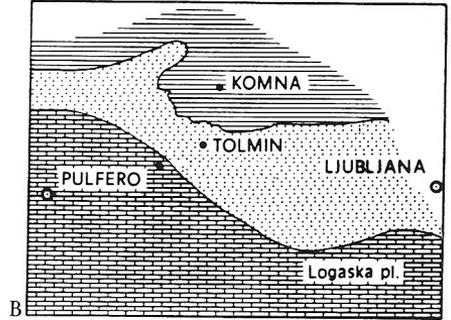
Viene qui sintetizzata l'evoluzione paleogeografica delle Prealpi Giulie dal Triassico superiore al Luteziano (Fig. 2, 3) in base a dati bibliografici (in primis Cousin, 1981), integrati da recenti studi (Pirini Radrizzani et al., 1986) e da altri in effettuazione da parte degli Autori.

Nella Slovenia nord-occidentale a partire dal Triassico superiore (Fig. 2A) si individuano due bacini, i quali si sviluppano a spese delle aree di piattaforma. Di essi interessa in particolar modo il bacino di Tolmino, il quale condiziona con i suoi spostamenti, durante il Giurassico ed il Cretacico, l'intera area delle Prealpi Giulie e soprattutto il settore nord-orientale, occupato dalle Valli del Natisone.

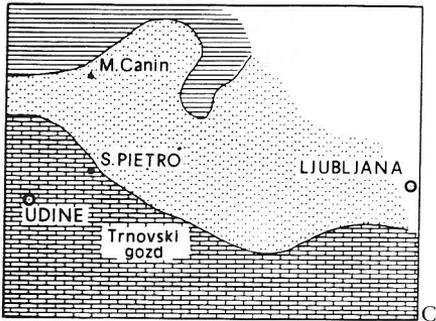
Durante il Lias il quadro paleogeografico non cambia molto, ad eccezione di un approfondimento del bacino e di emersioni localizzate in zone marginali della piattaforma. Durante il Dogger (Bathoniano) (Fig. 2B) ha luogo una netta espansione delle facies pelagiche ed un ulteriore approfondimento del Solco di Tolmino con brusca attivazione della subsidenza. Nell'Oxfordiano il margine di piattaforma arretra rapidamente verso SW e probabilmente il Solco di Tol-



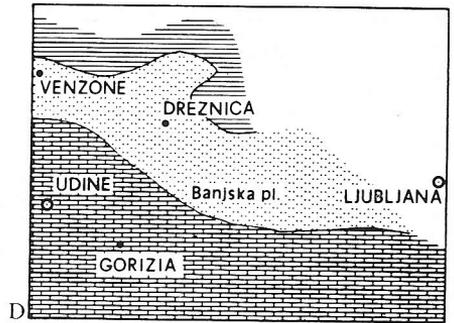
TRIASSICO SUPERIORE



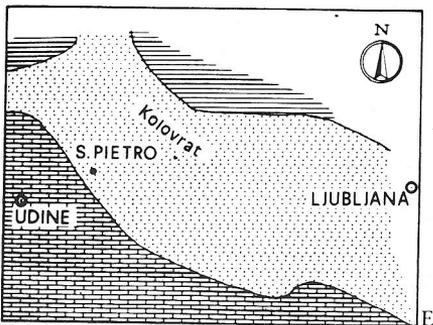
BATHONIANO



KIMMERIDGIANO-TITONIANO



SANTONIANO



MAASTRICHTIANO



Piattaforma



Scarpata e bacino



Plateau

mino raggiunge la sua massima profondità (episodio radiolaritico). In seguito a questo arretramento si sviluppano lungo il margine della piattaforma delle biocostruzioni ad Ellipsactinie; in zona di scarpata si individuano dei prismi deposizionali, dove si accumulano breccie costituite da materiali di scogliera. Il veloce sviluppo e l'alta produttività di queste biocostruzioni sono chiaramente

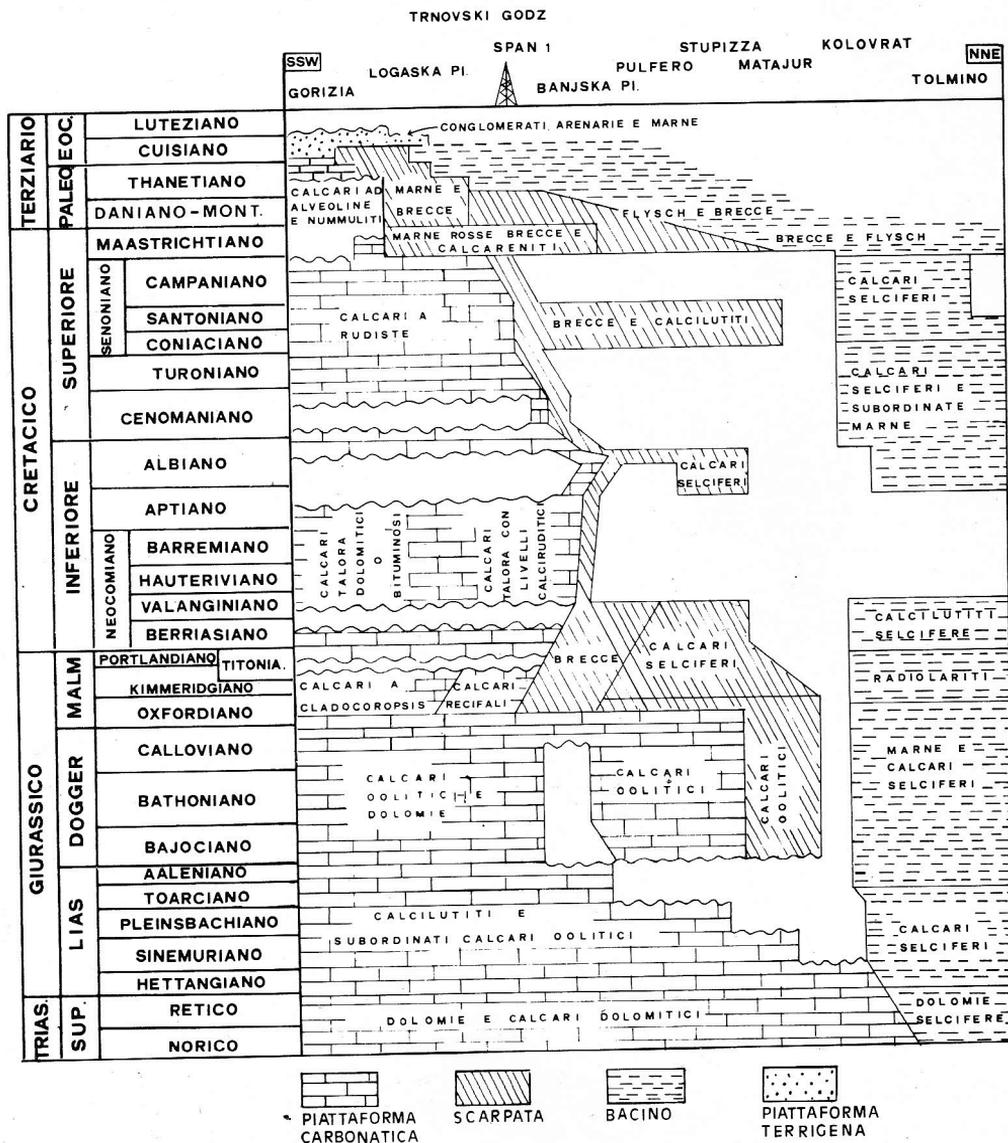


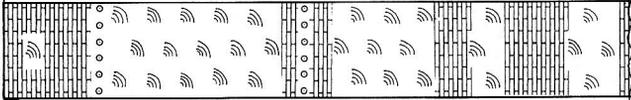
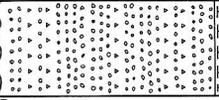
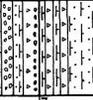
Fig. 3 — Schema stratigrafico dal Norico al Luteziano dell'area interessata dal Solco di Tolmino e dalle zone di piattaforma vicine (profilo ideale da Gorizia a Tolmino). La funzione dello schema è di esemplificare i rapporti piattaforma—scarpata—bacino nel periodo di tempo indicato.

legati alla fase trasgressiva kimmeridgiana–titoniana inferiore (Fig. 2C). Nel Titoniano superiore inizia un ciclo regressivo che causa l'estinzione delle facies recifali e l'avanzamento delle facies di piattaforma interna verso il margine. Questa ultima tendenza evolutiva prosegue fino al Valanginiano inferiore ed è responsabile di notevoli fenomeni di risedimentazione di materiale carbonatico. Nell'intervallo cronostratigrafico compreso tra il Valanginiano superiore e l'Aptiano inferiore la zona di scarpata è caratterizzata da assenza di sedimentazione o, perlomeno, da notevole riduzione della medesima. Anche nelle facies di bacino si osserva una lacuna stratigrafica nello stesso periodo di tempo. Con l'Aptiano superiore–Albiano nella zona di scarpata ha luogo una nuova brusca ripresa della subsidenza associata ad una fase regressiva, la quale causa l'emersione di vaste aree di piattaforma; si verificano nuovamente imponenti processi di risedimentazione che originano spessi prismi sedimentari lungo il bordo della scarpata. Successivamente, sempre in zona di scarpata, nel periodo di tempo che va dal Cenomaniano al Campaniano (Fig. 2D) si ripresentano condizioni di scarsa sedimentazione e, sporadicamente, di erosione sottomarina.

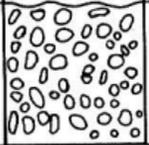
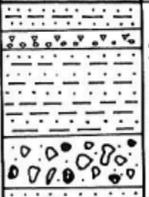
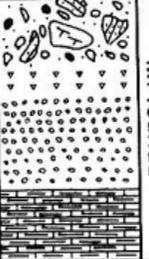
Durante il Campaniano superiore–Maastrichtiano inferiore si manifesta una nuova importante fase tettonica che dà inizio ad un ciclo sedimentario di cospicuo spessore. L'attività tettonica provoca lo spostamento verso SW dell'asse del Solco di Tolmino (Fig. 2E), accompagnato dalla progressiva distruzione e migrazione del margine della Piattaforma Friulana. Con questa migrazione ha inizio la sedimentazione flyschoidale silicoclastica (Fig. 3) ad opera di materiali che scendono da NW secondo la direttrice Caporetto–Tolmino ed interessano, marginalmente, la parte inferiore della scarpata. Contemporaneamente un ampio settore del margine della piattaforma (in arretramento) viene distrutto e da esso franano enormi quantità di materiale carbonatico. Il bacino è dotato di notevole mobilità e durante il Paleocene inferiore e medio la scarpata regredisce rapidamente. Nel Paleocene superiore l'asse del solco è ormai prossimo alla zona di S. Pietro al Natisono. I sedimenti sono costituiti da torbiditi silicoclastiche, nelle quali si inseriscono dei potenti orizzonti di frana sottomarina; alcuni di essi sono addirittura eccezionali. Nelle Valli del Natisono (Fig. 3) continua durante l'Eocene basale la successione a torbiditi e megastrati, mentre nella zona di Cormons e Gorizia i sedimenti sono riferibili ad una situazione di piattaforma terrigena, progressivamente influenzata da uno o più sistemi fluvio–deltizi (Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa).

#### **Stratigrafia del pozzo SPAN 1 e confronti con le serie di superficie.**

Dopo i primi metri di alluvione il pozzo SPAN 1 (Tab. 1) ha mostrato da m 69 a m 703 una successione confrontabile con quella nota in affioramento nella Valle del Natisono (cf. unità definite da Pirini Radrizzani et al., 1986). Si tratta essenzialmente di alternanze di arenarie grigio–scure e di siltiti e marne

KIMMERIDGIANO - TITONIANO	MAASTRICHTIANO	PALEO
<p>*Calcarei ad Ellipsactinie*</p>	<p>Non definita</p>	<p>Non definita</p>
		
<p>CAR. 3</p>	<p>m 748</p>	<p>m 748</p>
<p>m 1397 LR</p>	<p>m 940</p>	<p>m 940</p>
<p>Calcarei, calcari organogeni nocciola, talora biancastri. Nella carota di m. 1388-1397 (nocciola "senza") presenza di ribollizzazioni e fratturazioni. Pendenza degli strati da 19° a 27° (40° nel metro basale)</p> <p>Bourndictions, packstones e grainstones. Presenza di grainstones calcari e pseudotholite. Nella carota di m. 1388-1397 presenza di ribollizzazioni e autochamanamente packstones biostratificati</p> <p>Ellipsactinie, Idrozoi e Coralli nei banchi</p> <p><i>Globotruncana</i> generalmente in frammenti (<i>Globotruncana aegyptiaca</i>, <i>G. finardi</i>, <i>G. ribandini</i>). Nei grainstones - packstones abbondanti Frammenti di <i>Rhabda</i> (<i>Rhabda</i> sp.), presenza di <i>Stenobolus</i> (<i>Stenobolus</i> sp.), Frammenti planiconici ed Echinodi. Nei radosstones, <i>Salpingoporella dimarta</i>, <i>Camerothia</i> sp., <i>Nezzazata cortica</i>, <i>N. simplex</i>, <i>Orbitolobus</i> sp. e <i>Orbitolobopsis capensis</i></p>	<p>Calcarei e calciruditi nocciola prevalentemente con rare intercalazioni di calciruditi grigio-scure. Nella parte superiore dell'unità marine nerastre ed arenarie grigio-scure</p> <p>Grainstones - packstones fossiliferi, gullastri. Rudstones con clari carbonatici con faune di piattaforma in prevalenza del Cretaceo inferiore. Mudstones silicei ed arenarie litiche scure. Rari wackestones con Frammenti planiconici e Raddolari</p> <p>Mudstones e wackestones fossiliferi, spesso silicei. Packstones frequentemente arenacei. Arenarie litiche e mudstones</p>	<p>Alternanze di mare e siltiti nerastre talora maroni e di arenarie grigie. Banchi di calciruditi e calcareniti nocciola</p> <p>Mudstones e wackestones fossiliferi, spesso silicei. Packstones frequentemente arenacei. Arenarie litiche e mudstones</p> <p>Nei mudstones e wackestones <i>Morozovella angulata</i>, <i>M. aurimata</i>, <i>planoroides</i> con <i>pacchena</i>, <i>Strobilina pseudoboloides</i>. Nei packstones, <i>Diatropica</i>, <i>Lithothamnium</i> ecc.</p>

Tab. 1 - Colonna stratigrafica del pozzo SPAN 1.

ETÀ	EOCENE INF.		OCENE SUPERIORE	
	QUATERN	"Flysch di Canebola"	"Megastrato di M. Ioannaz"	is"
UNITÀ	Alluvioni			
COLONNA LITOLOGICA				
PROFONDITÀ	m69	m163	m292	
LITOLOGIA	Chiale poligeniche	Alternanze di arenarie grigio-scure, marne e siltiti nerastre; subordinare intercalazioni di calcareniti e calciruditi nocciola. Nella parte superiore presenza di un banco di breccia a matrice marnosa nerastra	Calciuriti grigio-scure Calcareniti nocciola - scure e breccia Livello caotico (olistostroma)	Alternanze di arenarie grigio-scure, marne e siltiti nerastre, livelli calcarenitici, calciruditi e calcarenitico-arenacei. Scarsi livelli di breccia. Rari banchi di calciruditi marnose grigio-scure. Nelle carene di m 533,5-542,5 e di m 600,5-609,5, livelli arenacei e calcarenitici sino a 35 cm di spessore. Questi livelli sono caratterizzati frequentemente da intervalli della sequenza di Bouma Ta, Tb e Tc e si intercalano a livelli marnosi e siltosi nerastri con rapporto A/M 0,5-1,3. Presenza di flure casts.
MICROFACIES	Arenarie litiche (contenuto in quarzo 20-30%) talvolta fossilifere. Siltiti, packstones e packstones arenacei, mudstones siltosi, rudstones con clasti carbonati di patarforma. Breccia costituita da clasti di patarforma inglobati in mudstone siltoso-arenaceo	Arenarie litiche (contenuto in quarzo 20-30%) talvolta fossilifere. Siltiti, packstones e packstones arenacei, mudstones siltosi, rudstones con clasti carbonati di patarforma. Breccia costituita da clasti di patarforma inglobati in mudstone siltoso-arenaceo	Mudstones, talora fossiliferi Packstones scarsamente arenacei Packstones, rudstones, wackestones, mudstones siltosi, arenarie litiche	Arenarie litiche, talvolta con frammenti organogeni e Foraminiferi planctonici. Mudstones siltosi e siltiti. Scarsi wackestone fossiliferi con Foraminiferi planctonici. Livelli calcarenitici e calciruditi costituiti da packstones arenacei in cui si osservano rari clasti di radiolariti. Rudstones prevalentemente a clasti carbonati con faune di lenamente a clasti carbonati con faune di patarforma di età cretacea e paleocenica
BIOFACIES	Corallinacee, Miliohidae, Nodosaridae, Rotulidae, Orbitoides, Foraminiferi planctonici (in parte rimaneggiati), frammenti di siltiti, packstones e packstones arenacei, Rudiste. A m 70, Morozovella aqua, M. subbotinae, M. wilcoxensis. Da m 70 a m 163, Morozovella aqua, M. velascoensis	Corallinacee, Miliohidae, Nodosaridae, Rotulidae, Orbitoides, Foraminiferi planctonici (in parte rimaneggiati), frammenti di siltiti, packstones e packstones arenacei, Rudiste. A m 70, Morozovella aqua, M. subbotinae, M. wilcoxensis. Da m 70 a m 163, Morozovella aqua, M. velascoensis	Faune rimaneggiate prevalentemente a Foraminiferi planctonici (Globotruncana arcuata, G. gr. lapparenti, G. stuarti, G. ventricosa, Morozovella spp. e Subbotina spp.) ed inoltre Corallinacee, Alveolinidae, Miliohidae e Rudiste	Nella carena di m 533,5-542,5 presenza di Morozovella aqua, M. angulata, M. conincuncta, M. laevigata, M. pusilla, Planorbulites eberbergi, e P. pseudomemartii. Nella carena da m 600,5-609,5, Morozovella angulata, M. pusilla, Planorbulites compressa e Subbotina pseudobuliohidae. Nei livelli calcarenitici e calciruditi, Corallinacee, Miscellanea e Rotulidae associate a Foraminiferi planctonici in parte rimaneggiati. Nei rudstones, Miliohidae, Nezzazata simplex, Orbitoides e Rudiste

nerastre; ad esse si intercalano livelli di calcareniti e brecce ed un banco gradato, di eccezionale spessore (129 m), costituito da brecce, calcareniti e calciluti.

Da m 69 a m 163 sono presenti alternanze arenaceo-siltoso-marnose, cui si intercala, in particolare, uno spesso livello di breccia a matrice marnosa.

Da m 163 a m 292 si sono rinvenute calcilutiti grigio-scure, quindi calcareniti, calciruditi e brecce ed infine un livello caotico basale. Si ritiene che tutti questi litotipi possano riferirsi ad un unico episodio sedimentario generato da un'imponente frana sottomarina che ha determinato il «Megastrato di M. Ioanaz», databile all'Ilerdiano inferiore. Il «Megastrato di M. Ioanaz», in affioramento, costituisce un eccellente livello-guida seguibile sul terreno attraverso tutte le Valli del Natisone per una trentina di km circa (Tunis & Venturini, 1984).

Le più marcate analogie tra la successione attraversata dal pozzo e quella affiorante nelle Valli del Natisone, si riscontrano con i terreni flyschoidi («Flysch di Masarolis») sottostanti all'orizzonte di frana (m 292–m 703). In particolare è significativa la corrispondenza degli spessori e la presenza sia in superficie che in pozzo (566–582 m e 695–703 m) di due banconi carbonatici che segnano rispettivamente la base del Paleocene superiore e la base dell'unità (cf. Pirini Radrizzani et al., 1986, fig. 13). Gli affioramenti del «Flysch di Masarolis» sono localizzati in un'ampia fascia che attraversa, da NW a SE, tutta l'area orientale delle Prealpi Giulie, da Montemaggiore fino al F. Iudrio.

Da m 703 a m 748 sono presenti alternanze di arenarie grigie e grigio-scure e siltiti nerastre, talora marroni, con frequenti intercalazioni di spessi livelli carbonatici (con materiale anche grossolano). Questo intervallo, di età paleocenica inferiore–media p.p., viene tenuto distinto dal sovrastante «Flysch di Masarolis» (Paleocene medio p.p.–superiore p.p.) per motivi crono e biostratigrafici. Infatti, nelle Valli del Natisone il limite Cretacico–Terziario è marcato dalla comparsa del «Flysch di Calla», caratterizzato dal colore rossastro delle marne. L'unità costituisce un ottimo marker, anche in considerazione delle sue particolarità cromatiche, ed è seguibile per più di 30 km fin oltre la Valle dell'Isonzo (Jugoslavia). L'intervallo da m 703 a m 748 è contemporaneo al «Flysch di Calla» e ne rappresenta la facies più prossima al margine di piattaforma; si differenzia per l'abbondanza dei livelli carbonatici e per l'apparente scarsità di marne rossastre.

I terreni attraversati da m 748 a m 940 sono costituiti da prevalenti calcareniti e calciruditi e da scarse alternanze arenaceo-marnose, presenti solo nella parte superiore; in esse l'esame delle microfacies ha portato al riconoscimento del Maastrichtiano s.l. Nella revisione del flysch maastrichtiano affiorante in Friuli sono state istituite numerose unità informali (Pirini Radrizzani et al., 1986; Tunis & Venturini, 1984); alcune di esse sono caratterizzate da prevalente deposizione di materiale silicoclastico, in altre predominano i risedimenti carbonatici, altre ancora presentano sedimenti misti, calcareo-arenaceo-mar-

nosi. Tutte queste unità hanno un significato locale e passano dall'una all'altra sia verticalmente che orizzontalmente; le complicazioni strutturali e la mancanza di rilevamenti più estesi impediscono, almeno per il momento, di effettuare correlazioni ad ampio raggio.

Da m 940 a m 1397 è stata riconosciuta la presenza dei «Calcarei ad Ellipsactinie» di età kimmeridgiano-titoniana. Il dato più interessante del pozzo è costituito dalla grossa lacuna esistente tra i calcari di margine di piattaforma del Giurassico superiore ed i depositi clastici maastrichtiani. In base alle conoscenze geologiche delle Valli del Natisone, si ritiene poco probabile che la lacuna sia dovuta a fasi tettoniche post-eoceniche. A conferma di ciò si sottolinea che 5 km a nord di S. Pietro al Natisone affiora un colossale accumulo di frana sottomarina («Breccia di Montefosca») di età maastrichtiana basale, costituito prevalentemente da elementi carbonatici di piattaforma provenienti da differenti unità stratigrafiche (l'età dei clasti varia dal Giurassico superiore al Senoniano). Inoltre, nel pozzo, i livelli immediatamente soprastanti la lacuna sono rappresentati proprio da depositi risedimentati di età maastrichtiana. Sembra perciò verosimile attribuire la causa di questa lacuna ad imponenti crolli che avrebbero provocato denudamenti e nicchie di distacco lungo il margine della Piattaforma Friulana. Questi fenomeni sono avvenuti al passaggio Campaniano-Maastrichtiano, in concomitanza cioè con i primi movimenti tettonici alpini.

#### **Evoluzione ambientale e tettonica sinsedimentaria del settore mediano della Valle del Natisone.**

In base all'analisi del pozzo SPAN 1 è possibile delineare una successione degli eventi sedimentari e tettonici riguardanti la Valle del Natisone. Le facies oxfordiane affioranti nella parte settentrionale dell'area (cf. Fig. 3: Pulfero) rappresentano testimonianze di risedimentazione oolitica, conseguenti ad un arretramento verso SW della Piattaforma Friulana (Pirini Radrizzani et al., 1986). A causa di questo arretramento il margine è venuto a trovarsi in corrispondenza della zona di S. Pietro al Natisone (Fig. 4a); il pozzo SPAN 1 ha messo infatti in luce l'esistenza di un margine kimmeridgiano costituito da boundstones ad Ellipsactinie e Coralli. I grainstones della carota di fondo pozzo costituiscono una facies detritico-bioclastica alla quale, nella sequenza esaminata, succedono le biocostruzioni a Coralli ed Idrozoi: Calcarei ad Ellipsactinie. Queste biocostruzioni si sono sviluppate lungo i bordi della Piattaforma Friulana e si rinvergono tanto ad occidente (M. Bernadia, M. Prat) che verso oriente (Selva di Ternova). Secondo Bosellini et al. (1981) la sostituzione quasi totale della sedimentazione oolitica con una sedimentazione di tipo bioclastico e l'impostazione di facies biocostruite sarebbero da porsi in relazione al sollevamento del bordo della Piattaforma Friulana durante il Malm inferiore. In realtà lo sviluppo delle facies biocostruite nell'area in questione rientra in quella situazione

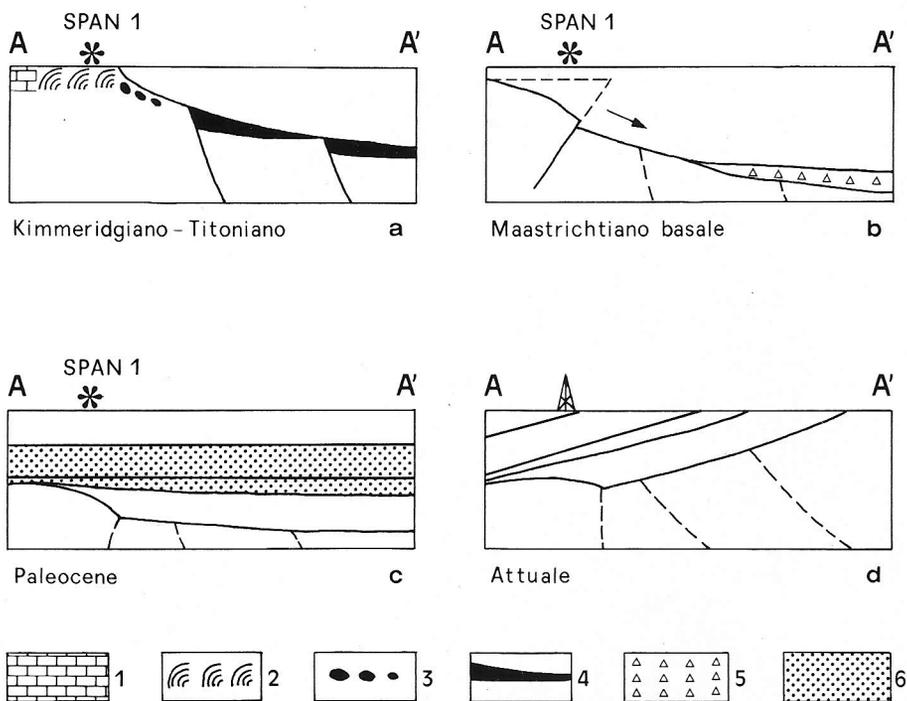


Fig. 4 – Evoluzione strutturale dal Kimmeridgiano all'Attuale, lungo la Valle del Natisone, tra S. Pietro e Pulfero (cf. traccia di sezione di Fig. 1). Le faglie sono ipotetiche. 1) Calcari di piattaforma interna; 2) calcari di margine di piattaforma (Calcari ad Ellipsactinie); 3) talus di scogliera; 4) materiali carbonatici risedimentati di scarpata; 5) megabreccie; 6) flysch (torbiditi silicoclastiche).

molto generale che ha favorito il massimo sviluppo delle biocostruzioni lungo molti margini di piattaforma dell'area tetidea a partire dall'Oxfordiano superiore e durante il Kimmeridgiano–Titoniano inferiore.

Nella zona di S. Pietro al Natisone la situazione di margine tende a permanere dal Titoniano fino al Campaniano. Si sono naturalmente verificati degli spostamenti sia verso il bacino che verso l'interno della piattaforma, analogamente a quanto accaduto in altre zone vicine (M. Bernadia, M. Prat e Consiglio – M. Cavallo). Ciò è documentato dall'esame dei clasti della sequenza maastrichtiana del pozzo, in cui la presenza di clasti con rare *Rotalipore* indicherebbe un'influenza pelagica sulla piattaforma durante il Cenomaniano. Gli spostamenti non sembrano però di grossa entità, considerata la persistenza delle facies di scarpata nell'area di Pulfero, posta immediatamente a nord, e la situazione di piattaforma s.l., presente già nel Cretacico inferiore nella Valle dello Iudrio (tra Albana e Podresca), a SE.

Al passaggio Campaniano–Maastrichtiano (Fig. 4b), le prime spinte alpine

(con orientazione dinarica) determinano lo spostamento verso SW del Solco di Tolmino (Pirini Radrizzani et al., 1986). Il margine della piattaforma viene interessato da una tettonica verosimilmente compressiva responsabile di imponenti frane sottomarine; tra esse è particolarmente notevole l'orizzonte di megabreccia che si accumula a settentrione («Breccia di Montefosca»). L'ampia lacuna, comprendente quasi tutto il Cretacico, individuata nella successione del pozzo viene da noi attribuita allo smantellamento del bordo della piattaforma ed ai conseguenti episodi di frana sottomarina.

Il modello ipotizzato (Fig. 4b) è basato su dati di superficie della Valle del Natisone e sul confronto con vicine strutture cretache affioranti nella Valle dello Iudrio e presso l'altipiano della Bainsizza—M. Rebro (Jugoslavia), ascrivibili ad un analogo contesto geologico di rapido arretramento della piattaforma.

Nel corso del Maastrichtiano, il margine migra di pochi km verso SW (infatti, nell'area del pozzo inizia la deposizione di materiali provenienti dal margine stesso) e viene ulteriormente interessato da un accentuato tettonismo che dà origine alle breccie intercalate nell'orizzonte maastrichtiano del pozzo ed a quelle presenti in misura massiccia nelle unità flyschoidi settentrionali (cf. Pirini Radrizzani et al., 1986). Le calcareniti maastrichtiane dello SPAN 1 costituiscono verosimilmente i depositi più prossimali del materiale carbonatico proveniente dal vicino bordo della piattaforma carbonatica; parte di questo materiale andava poi ad intercalarsi ai depositi torbiditici terrigeni nelle aree più profonde poste a settentrione (flysch coevi dell'area di Pulfero). L'abbondante materiale bioclastico sta ad indicare l'elevata produttività delle facies a Rudiste impostatesi lungo questo settore di margine instabile della piattaforma. E' inoltre particolarmente significativa la comparsa dei primi apporti silicoclastici nel Maastrichtiano terminale, chiaro indizio dello spostamento del Solco di Tolmino verso SW (1).

I depositi torbiditici silicoclastici aumentano progressivamente di importanza durante il Paleocene, fino a predominare (Fig. 4c). La traslazione del Solco di Tolmino verso SW trasferisce nella stessa direzione il depocentro dei materiali terrigeni di origine settentrionale. Come conseguenza di ciò, già nel corso del Paleocene medio e soprattutto nel Paleocene superiore («Flysch di Masarolis»), gli spessori complessivi, la posizione dei banchi più importanti e le caratteristiche sedimentologiche osservate nelle carote mostrano spiccate analogie tra la successione attraversata dal pozzo e le serie affioranti. In questo periodo si attua una sedimentazione uniforme in tutta la fascia di terreni interessata dalla deposizione del «Flysch di Masarolis». Durante il Paleocene supe-

---

1) Flysch arenaceo—marnosi erano comparsi nel Campaniano nella zona di Drenica, Jugoslavia (circa 20 km a nord di S. Pietro), durante il Maastrichtiano inferiore nell'area di Drenchia (15 km a NE di S. Pietro) e nel Maastrichtiano inferiore—medio nella zona di Pulfero, posta 5 km a N.

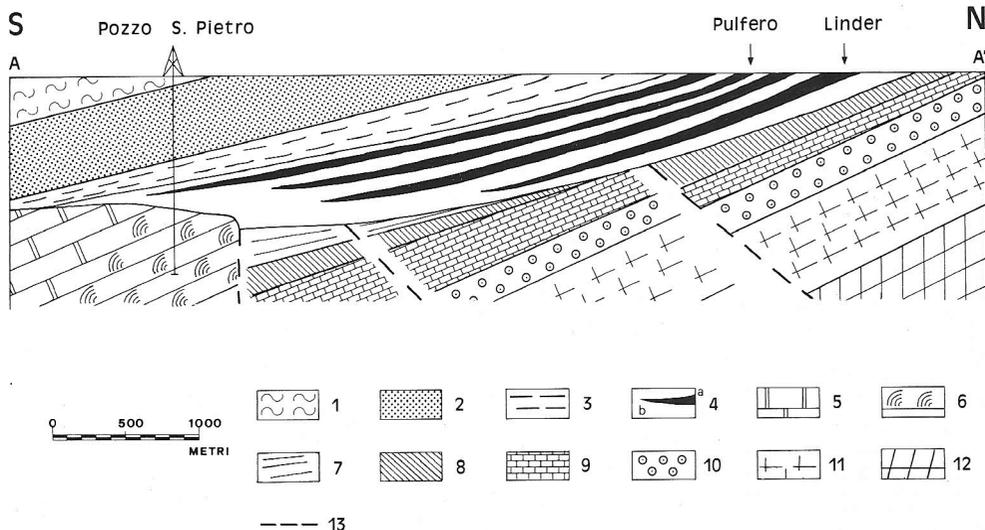


Fig. 5 — Interpretazione dell'assetto strutturale attuale della Valle del Natisone. Successione dell'area del pozzo SPAN 1: 1) Eocene inferiore: torbiditi silicoclastiche e banchi carbonatici (presenza di megastrati); 2) Paleocene superiore: torbiditi silicoclastiche e banchi carbonatici (presenza di megastrati); 3) Paleocene inferiore—medio: torbiditi silicoclastiche e banchi carbonatici; 4) Maastrichtiano: a) prevalente flysch arenaceo—marnoso; b) calcari risedimentati; 5) Giurassico superiore—Cretacico: calcari di piattaforma; 6) Kimmeridgiano—Titoniano: calcari di margine di piattaforma. Successione nella zona Pulfero—Linder (Pirini Radrizzani et al., 1986); 7) Cretacico: depositi di talus; 8) Berriasiano—Valanginiano: calcari risedimentati di scarpata; 9) Malm: calcari risedimentati di scarpata, selciferi nella parte superiore; 10) Lias—Dogger: calcari di piattaforma; 11) Retico: calcari dolomitici; 12) Norico: dolomie; 13) faglie presunte. La struttura della scarpata pre—maastrichtiana è ipotetica.

riore e l'Eocene inferiore, ulteriori spinte compressive da NE trasformano il solco in un corridoio stretto e profondo in cui si scaricano cospicue quantità di materiale terrigeno di provenienza nord—occidentale e potenti orizzonti di frana sottomarina che scendono, invece, lungo la scarpata della piattaforma carbonatica.

La successione stratigrafica terziaria del pozzo termina al passaggio Paleocene—Eocene nella sequenza di torbiditi e megastrati (1). Nelle Fig. 4d e 5 viene schematizzata l'interpretazione della struttura attuale della Valle del Natisone.

1) Poco a meridione di Oculis è visibile il più colossale dei megastrati: il megastrato o strato complesso di Vernasso (Gnaccolini, 1968), del Cuisiano inferiore.

## Conclusioni.

I dati più significativi emersi dallo studio del pozzo SPAN 1 sono:

- il riconoscimento della presenza di un margine di piattaforma, di età kimmeridgiano–titoniana (Calcari ad Ellipsactinie);
- il rinvenimento di un'importante lacuna tra i calcari di piattaforma mesozoici ed i depositi torbiditici maastrichtiani, collegabile probabilmente allo smantellamento del margine di piattaforma avvenuto verosimilmente in concomitanza con le prime spinte compressive alpine;
- la presenza di un notevole spessore di calcareniti e calciruditi maastrichtiane che costituiscono i depositi più prossimali dei processi di risedimentazione carbonatica che vanno ad intercalarsi ai flysch coevi affioranti a settentrione (area di Pulfero);
- la comparsa nel Maastrichtiano terminale dei primi depositi flyschoidi, chiaro indizio della traslazione del Solco di Tolmino verso SW;

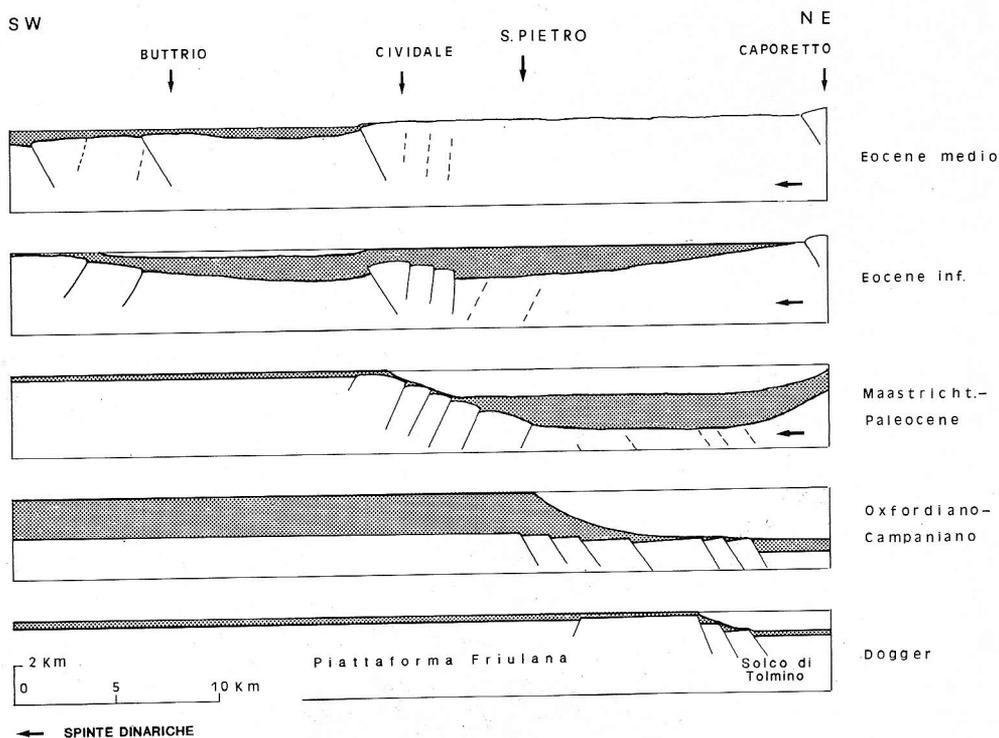


Fig. 6 – Schema dell'evoluzione tettonica e sedimentaria della Piattaforma Friulana e del Solco di Tolmino, dal Dogger all'Eocene medio, lungo la direttrice Buttrio-Caporetto. In grigio sono rappresentati gli spessori di sedimenti relativi ad ogni intervallo di tempo.

– l'omogeneità della sedimentazione durante il Paleocene all'interno di una vasta area delle Valli del Natisone: durante questo periodo tutta la zona compresa tra Pulfero, a nord, e S. Pietro, a sud, era situata nella zona assiale del solco.

Il pozzo SPAN 1 viene ad assumere un particolare significato se si considera l'evoluzione tettonica e sedimentaria di questo settore delle Prealpi Giulie (Fig. 6). Esso, infatti, oltre ad individuare, a partire dal Giurassico superiore, il margine nord-orientale della Piattaforma Friulana, permette di definire ulteriormente le modalità di arretramento del margine durante il Maastrichtiano–Paleocene. Le spinte compressive che producono questo arretramento portano, nell'Eocene inferiore, alla chiusura del Solco di Tolmino e alla contemporanea apertura di un nuovo solco a SW di Cividale (Pirini Radrizzani et al., 1986). Le spinte interessano aree via via più meridionali, fino a fare emergere, nell'Eocene superiore, l'intera area della Piattaforma Friulana (Amato et al., 1976).

#### Ringraziamenti.

Gli Autori ringraziano i Proff. A. Castellarin, M. Gnaccolini e C. Pirini Radrizzani ed il Dott. S. Radrizzani per gli utili consigli e per la revisione critica del testo. Ringraziano inoltre l'Impresa Costruzioni Rostirolla S.p.A. di Trieste che ha gentilmente fornito il materiale da esaminare.

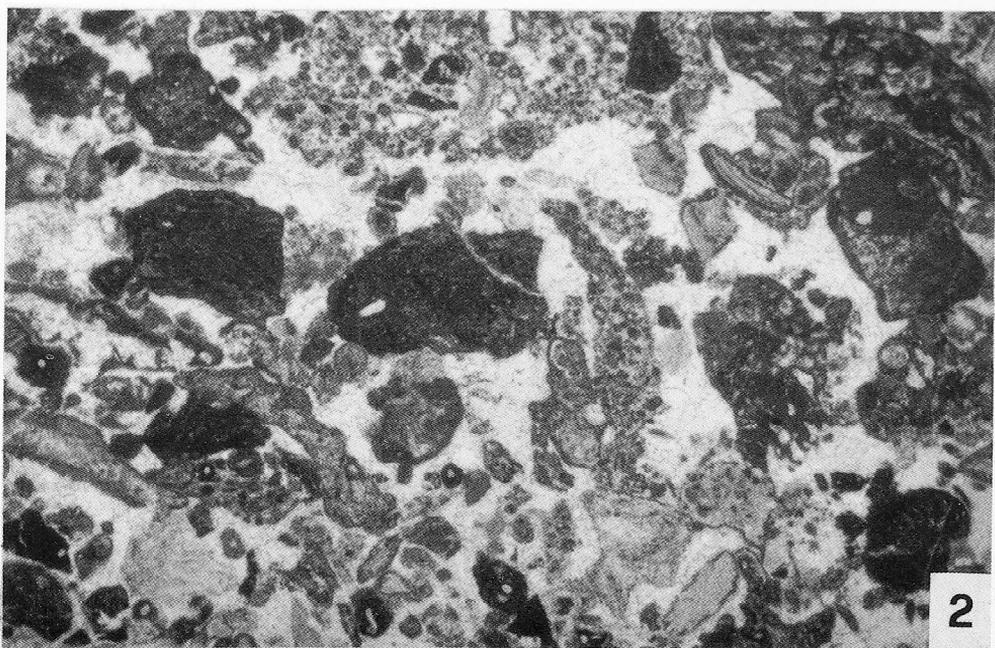
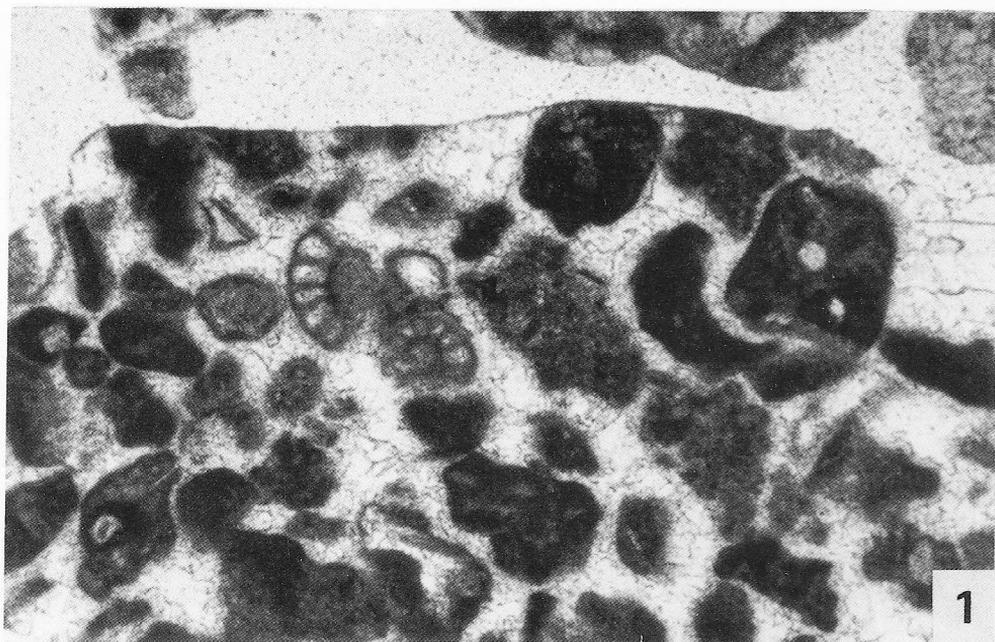
#### RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B. & Muzzin A. (1976) – Geodynamic outline and seismicity of Friuli–Venezia Giulia Region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, v. 72, n. 1, pp. 217–256, 2 tav., 9 fig., Trieste.
- Bosellini A., Masetti D. & Sarti M. (1981) – A Jurassic «Tongue of the Ocean» infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. *Mar. Geol.*, v. 44, pp. 59–95, 25 fig., Amsterdam.
- Cousin M. (1981) – Les rapports Alpes–Dinarides dans les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. Géol. Nord*, v. 1, 521 pp., 17 tav., 143 fig.; v. 2, 521 pp., 3 tav., 273 fig., Villeneuve d'Asq.
- Gnaccolini M. (1968) – Sull'origine del «conglomerato pseudocretaceo» di Vernasso (Cividale del Friuli). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 74, n. 4, pp. 1233–1254, 4 tav., 7 fig., Milano.
- Pirini Radrizzani C., Tunis G. & Venturini S. (1986) – Biostratigrafia e paleogeografia dell'area sud-occidentale dell'anticlinale M. Mia – M. Mataiur (Prealpi Giulie). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 92, n. 3, pp. 327–382, 19 fig., 4 tab., Milano.
- Tunis G. & Pirini Radrizzani C. (in stampa) – Flyschoid deposit in the Goriska Brda between the Isonzo R. and the Iudrio R.: facies associations and an approach to paleoenvironmental reconstruction. *Geologija*, Ljubljana.
- Tunis G. & Venturini S. (1984) – Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano–paleocenico del Friuli orientale. *Gortania*, v. 6, pp. 5–58, 1 tav., 16 fig., Udine.

## TAVOLA 16

Fig. 1 — Grainstone a *Tubiphytes* e *Protopenneroplis* sp. Cutting di m 1064; x 30.

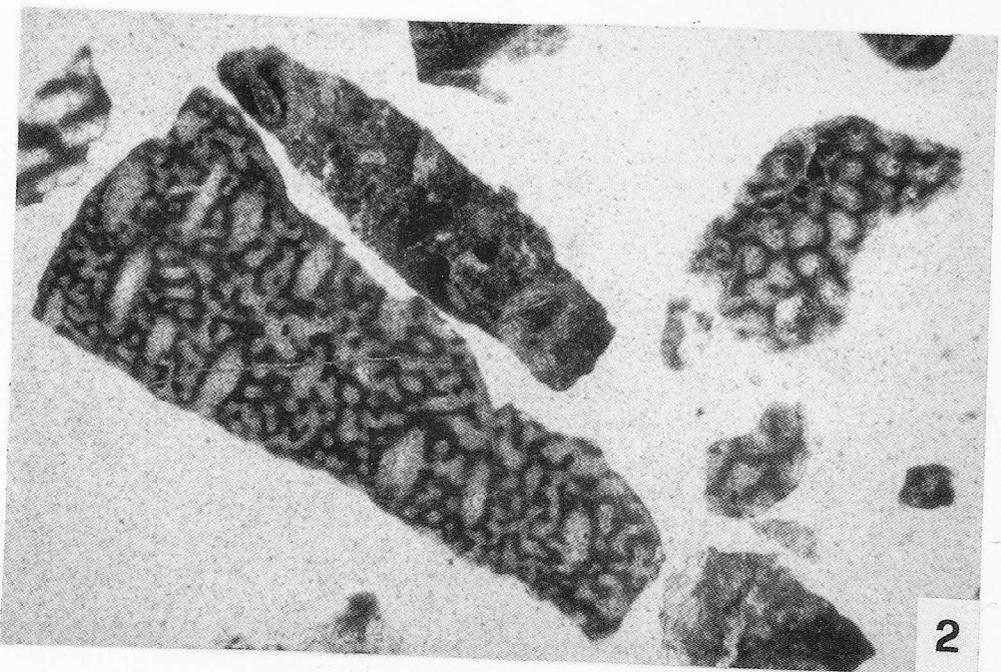
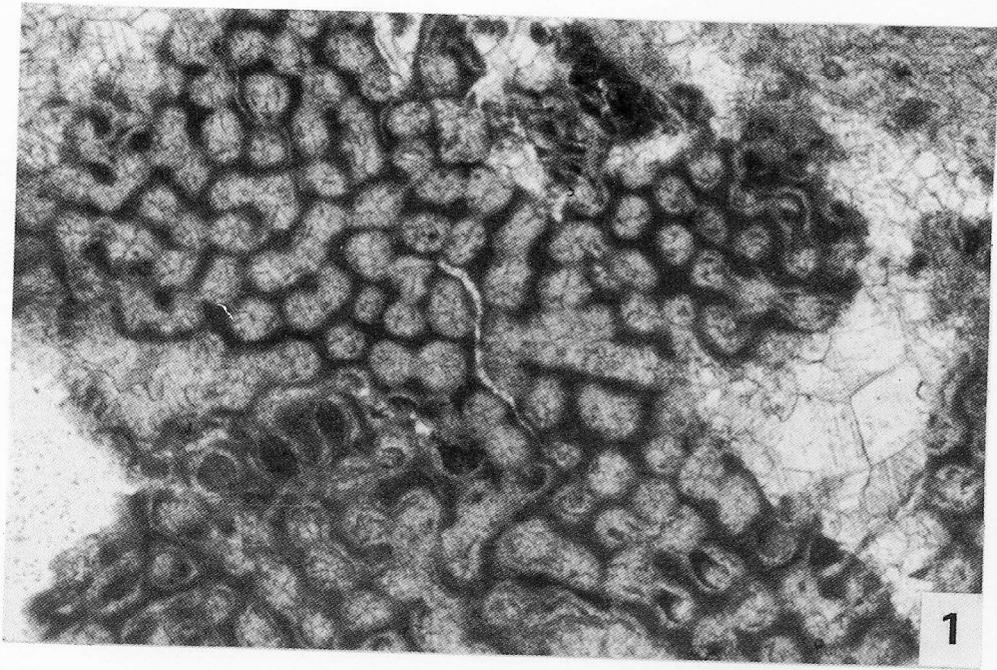
Fig. 2 — Grainstone a *Tubiphytes*. Carota m 1388 — m 1397; x 12.



## TAVOLA 17

Fig. 1 — Boundstone ad *Ellipsactinia*. Cutting di m 1234; x 24.

Fig. 2 — Boundstone ad *Ellipsactinia*. Cutting di m 1234; x 30.



## TAVOLA 18

Carota di fondo pozzo, m 1388 – m 1397. Grainstones e packstones con frequenti *Tubiphytes* e rari *Saccocoma*. Presenza di cavità con riempimenti geopetali, fratture e stilolizzazioni.

