

**BIOSTRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA
DELL'AREA SUD-OCCIDENTALE
DELL'ANTICLINALE M. MIA - M. MATAJUR
(PREALPI GIULIE)**

CAMILLA PIRINI RADRIZZANI*, GIORGIO TUNIS** & SANDRO VENTURINI***

Key-words: Biostratigraphy, Sedimentology, Paleogeography, Julian Prealps, Friuli, Italy.

Abstract. The aim of this work is the stratigraphic revision of the sequences outcropping on the southwestern side of the M. Mia - M. Matajur anticline. This area, until now, was poorly studied from a geological point of view. Norian to Lower Cuisian strata were recognized, with two hiatuses in the Early and Late Cretaceous. Lithological, biostratigraphical and sedimentological characteristics are described related to formations already known from the bibliography ("Dolomia Principale", "Calcare del Dachstein" and "Calcare di Soccher") while two new Mesozoic carbonatic units are defined: "Calcare della Fornace" (Lower Liassic-Tithonian) and "Calcareni di Linder" (Berriasian-Albian). Furthermore several new informal units within the clastic sequences are differentiated: six Maastrichtian units ("Brecchia di Montefosca", "Marne Rosse di S. Andrea", "Flysch di Paceida", "Calcareni di Mersino", "Flysch di M. Brieka" and "Calcareni di M. Tomba"), three Paleocene units ("Flysch di Calla", "Flysch di Masarolis" and "Megastrato di M. Ioanaz"), one Paleocene-Eocene unit ("Flysch di Canebola").

Concerning the evolutionary history of the area, the first environmental variations are due to the start of the opening of the Tolmino Trough, some ten kilometers northward. The sequence has a main transgressive character: it occurs as a change from a carbonatic platform of tidal lagoonal environment, with local emersion (Norian-Liassic), to open platform and platform margin environments with clear oceanic influence (Dogger).

During the Malm (Oxfordian) the subsidence increases quickly; the platform margin shifts to SW and the area under study turns into a slope. Carbonatic material, sourced from the platform, begins to be redeposited. During the Tithonian and then during the Berriasian and the Early Valanginian, active synsedimentary tectonic phases cause the tilting of blocks along the slope. This tilting is responsible for a remarkable thickness reduction of the sediments from SW to NE. Sediments of Late Valanginian-Aptian age are absent or very thin all over the area. During the Albian a new phase of subsidence begins and the reactivation of syngenetic faults creates a new strong clastic supply from the carbonatic platform. Sediments from the Cenomanian to the Campanian are absent in the area; only one small outcrop ascribed to the Early Senonian was in fact observed near Linder. At the Campanian-Maastrichtian boundary a compressive tectonic phase occurs; the rate of sedimentation increases very strongly to begin a new sedimentary cycle lasting until the Middle Eocene.

The previous slope area starts to subside rapidly due to the shifting to the SW of the axis of the

*) Istituto di Geologia, Corso Europa 30, 16132 Genova, Italy.

**) Istituto di Geologia e Paleontologia, P.le Europa 1, 34217 Trieste, Italy.

***) AGIP, 20097 San Donato Milanese (MI), Italy.

— Lavoro eseguito e stampato con i contributi M.P.I. 40% (1982) "Litosfera Carso" (respons. C. Pirini Radrizzani).

Tolmino Trough. This shifting also causes the destruction and the migration of the margin of the carbonatic platform. Deposition of the flysch begins during the Early Maastrichtian. The source of the clastics is from the NW along the Caporetto-Tolmino main route. The deposition also marginally extends over the basal part of the southern slope, due to lateral expansion. This slope, during the Early and Middle Paleocene, is rapidly regressing southward and the axis of the trough is setting closer to the area under study. During the Late Paleocene, the beginning of the sedimentation of the first typical turbidites in this basinal environment occurs. Within these deposits very thick megabeds are interbedded; they originate from impressive submarine slumps detached from the platform margin to the SW. The megaturbidites also add to the progressive infilling of the trough that is getting narrower very rapidly.

Introduzione.

L'area studiata si trova nel Friuli orientale e riguarda la Valle del Natisone dove la stessa incide profondamente l'anticlinale dei monti Mia e Matajur (Fig. 1). In pochi chilometri è stata osservata la successione stratigrafica quasi completa dalla Dolomia Principale al Flysch eocenico, fatta eccezione per due lacune che interessano rispettivamente il Cretacico inferiore p.p. ed il Cretacico superiore p.p.

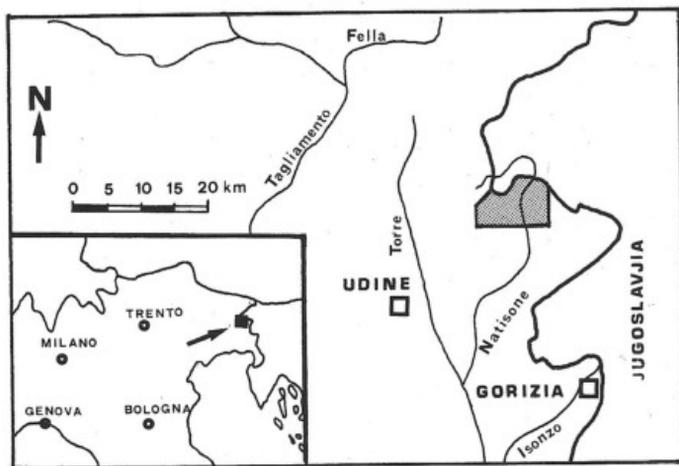


Fig. 1 - Localizzazione dell'area studiata (grigio).

Sintetizzando i grandi tratti della paleogeografia delle Alpi Giulie dalle ricostruzioni prodotte da differenti Autori (Aubouin, 1963; Bosellini, 1973; Gnaccolini & Martinis, 1974; Cousin, 1981), si rileva che la zona occupava fino dal Giurassico superiore una posizione di transizione fra la Piattaforma Friulana ed il solco di Tolmino (il block-diagram di Fig. 2 illustra i bacini individuati nella zona delle Prealpi friulane e bellunesi durante il Cenomaniano-Turoniano). Da ciò deriva pure l'importanza dal punto di vista strutturale, in quanto l'anticlinale M. Mia - M. Matajur è venuta a trovarsi in un'area di transizione tra le Alpi meridionali e le Dinaridi.

Nell'area investigata affiorano estesamente terreni flyschoidi maastrichtiani, non segnalati in letteratura, che costituiscono assieme a quelli presenti nella

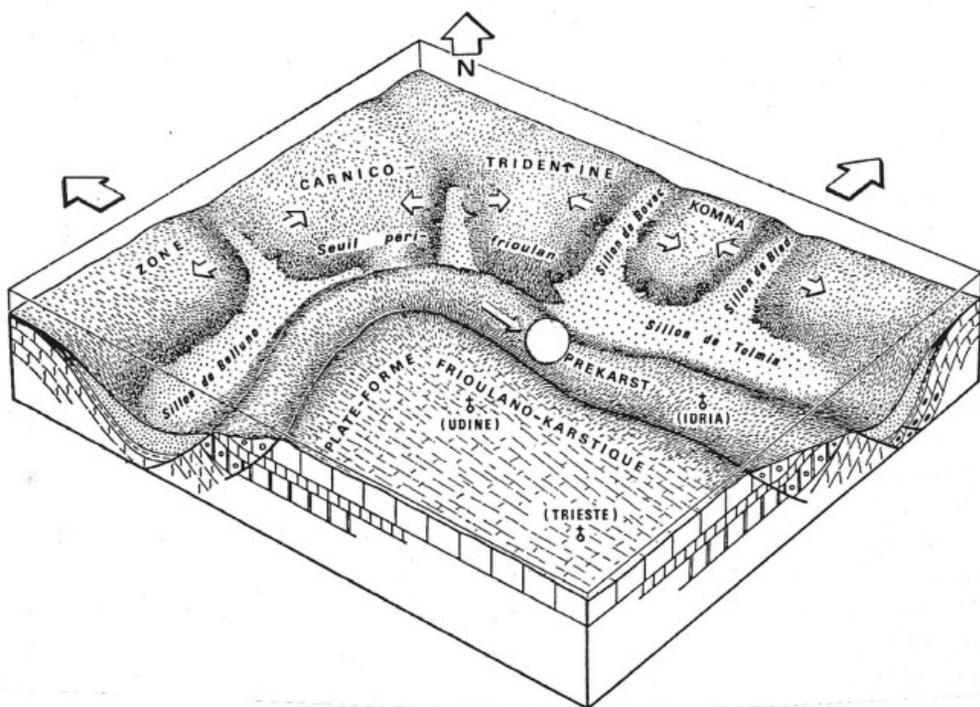


Fig. 2 — Situazione paleogeografica del margine settentrionale della Piattaforma Friulano-Carsica durante il Cenomaniano-Turoniano (da Cousin, 1981). Il cerchio bianco indica la posizione dell'area esaminata.

Valle del F. Iudrio, sul Colovrat, nella zona di Grimacco, in Val Ucea e presso il Cuel di Lanis, i flysch più antichi del settore italiano delle Prealpi Giulie (Tunis & Venturini, 1984). Questi terreni, assieme a quelli paleocenici (poco noti) ed eocenici affioranti nella Valle del Natisone e nelle zone adiacenti, rivestono un particolare interesse per lo studio delle fasi precoci dell'orogenesi alpina e dell'evoluzione paleogeografica dal Cretaceo superiore al Terziario inferiore.

Gli scopi principali del lavoro sono quindi la revisione stratigrafica della successione affiorante nella Valle del Natisone (v. carta geologica, Fig. 19) e la proposta di un modello dell'evoluzione paleoambientale nella regione delle Prealpi Giulie nel periodo di tempo compreso tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore (1). Nel testo viene trattata la successione degli eventi più significativi dell'evoluzione paleogeografica. Il quadro è stato tracciato con il supporto di tutti i dati disponibili in letteratura e di dati inediti oppure in corso di

(1) Delle formazioni ed unità mesozoiche delle Alpi meridionali si sono interessati diversi Autori, spesso fornendo ricostruzioni paleogeografiche. Fra i lavori più significativi per la vicinanza e le relazioni con l'area esaminata si segnalano, oltre a quelli precedentemente indicati: Amadesi (1968), Bosellini & Sarti (1978), Bosellini et al. (1981), Buser (1979), Ceretti (1965), Gnaccolini (1968a), Plenicar (1979), ecc.

pubblicazione (Tunis & Pirini Radrizzani, 1985; Tunis & Venturini, 1984; Tunis & Venturini, in prep.).

Studi precedenti.

Nonostante la posizione chiave sotto diversi punti di vista, il solo Feruglio (1925) ha fornito un'accurata descrizione geologica della parte occidentale del territorio considerato, riportando anche notizie di lavori di vecchi Autori. Winkler (1920) ha descritto invece il settore orientale del M. Matajur. La carta geologica ufficiale (Foglio Tolmino), edita nel 1937, è basata su rilevamenti di Fabiani, Kossmat e Winkler effettuati parecchi anni prima. Selli (1954) ha fornito preziose informazioni, soprattutto di tipo strutturale, dell'alta valle dell'Isonzo, di una zona posta quindi a settentrione dell'area considerata. Nel 1969 Venzo e Brambati hanno sintetizzato i primi dati sedimentologici del flysch friulano. Gnaccolini e Martinis nel 1974 hanno pubblicato nuovi dati micropaleontologici e petrografici sulle formazioni calcaree mesozoiche della Valle del Natisone e segnalato l'esistenza di importanti lacune stratigrafiche. Tunis (1976), sulla base di recenti modelli deposizionali sulle torbiditi terrigene, ha delineato una situazione piuttosto complessa di scarpata e di conoide sottomarina nella zona compresa tra le valli dei torrenti Chiarò di Torreano e Iudrio. Questo lavoro di carattere specificatamente sedimentologico non aveva però il supporto di indagini biostratigrafiche necessarie per differenziare le varie unità flyschoidi. Infine Cousin (1981) ha ripreso in esame vecchi profili descritti da Winkler (1920) e da Feruglio (1925) integrandoli con nuove campionature ma senza modificare sostanzialmente le successioni stratigrafiche già note. Questo Autore non si è occupato in modo approfondito dell'area da noi esaminata, ma ha fornito numerosi dati sulle zone vicine. Tutto questo materiale, unito ai dati in nostro possesso, si è rivelato estremamente utile per le ricostruzioni paleogeografiche.

La successione stratigrafica

Nella descrizione della successione stratigrafica vengono passate in rassegna oltre a formazioni già note in letteratura anche varie unità litostratigrafiche definite in modo informale, con significato locale. Ogni unità viene descritta dal punto di vista litologico, biostratigrafico e sedimentologico. Per formazioni ed unità più importanti viene discusso inoltre il significato ambientale.

Dolomia Principale (Norico—Retico p.p.).

La Dolomia Principale rappresenta la formazione più antica dell'area investigata; affiora lungo la strada statale tra l'abitato di Stupizza ed il confine di stato. E' costituita prevalentemente da grossi banchi di dolomie e dolomie cal-

caree biancastre, più raramente di color nocciola, che possono raggiungere 100 - 200 cm di spessore. Nella successione non è sempre ben riconoscibile la stratificazione. Si rinvencono comunemente laminazioni stromatolitiche e alla base di qualche banco compaiono sottili livelli di brecciole dolomitiche.

Il limite inferiore della formazione non è stato mai osservato, mentre il limite superiore non è ben definito in quanto il passaggio alla formazione sovrastante è graduale; esso corrisponde grosso modo alla comparsa dei primi banchi di calcari dolomitici. L'età è presumibilmente norica-retica p.p.

E' noto che l'ambiente deposizionale della Dolomia Principale va riferito a bassofondi piatti ed estesi, soggetti a lenta subsidenza, in condizioni variabili da subtidale ad intertidale e sopratidale (Bosellini, 1967). Lo spessore osservabile supera il centinaio di metri.

Calcarea del Dachstein (Retico).

La formazione è costituita inizialmente da calcari dolomitici e dolomie calcaree di colore biancastro caratterizzate da livelli stromatolitici, da orizzonti ricchi di frammenti intraclastici e subordinatamente da brecciole intraformazionali.

Nella parte superiore della successione stratigrafica, dopo 400 m circa, compaiono, aumentando progressivamente verso l'alto, livelli calcarei nocciola e grigiastri (spesso ricchi di Megalodontidi anche di grosse dimensioni) e livelli di calciruditi con clasti micritici di color bruno, immersi in una matrice calcarea debolmente argillosa di color verdastro. La stratificazione è raramente ben distinguibile.

Il limite inferiore del Calcarea del Dachstein è indicato grosso modo, come si è detto, dalla comparsa dei primi banchi di calcari dolomitici intercalati a strati di dolomia calcarea, comunque prevalenti, e di dolomia. Il limite superiore è più netto e viene posto in corrispondenza della decisa diminuzione dei litotipi dolomitici e delle strutture stromatolitiche. La base della successiva unità («Calcarea della Fornace») è marcata dalla presenza di calcilutiti in strati di spessore variabile da 30 cm a 2 m.

Lo spessore massimo della formazione è stato misurato sul versante nord-occidentale del M. Nabruna, ove si aggira sui 600 m circa. La parte inferiore del Calcarea del Dachstein è riferibile, per il contenuto faunistico (*Triasina kantkeni*), al Retico. Della parte superiore sono state esaminate intramicriti fossilifere con associazioni tipiche ancora del Retico (*Triasina*, *Aulotortus*, *Trocholina* ecc.). Alla sommità sono presenti intramicriti fossilifere contenenti *Glomospira* e rare *Frondicularia* che potrebbero già indicare il passaggio all'Hettangiano. L'ambiente di sedimentazione del Calcarea del Dachstein è da ricondurre ancora ad una zona di piattaforma carbonatica (probabilmente piana tidale e laguna di retroscogliera) soggetta a temporanee esposizioni subaeree (Fischer, 1964; Gnaccolini & Martinis, 1974).

«**Calcarei della Fornace**» (Lias – Dogger – Malm p.p.).

L'unità, qui definita informalmente, è costituita da calcilutiti nocciola e da calcareniti oolitiche, intraclastiche e bioclastiche, pure esse di color nocciola, non distintamente stratificate e disposte in alternanze irregolari. Localmente appaiono calciruditi bioclastiche e breccie calcaree. Il limite superiore è indicato dalla comparsa di calcareniti stratificate e selcifere (Calcare di Soccher). I «**Calcarei della Fornace**» hanno uno spessore di circa 350 m.

In Fig. 3 vengono riportate alcune successioni esaminate. Nell'ambito del-

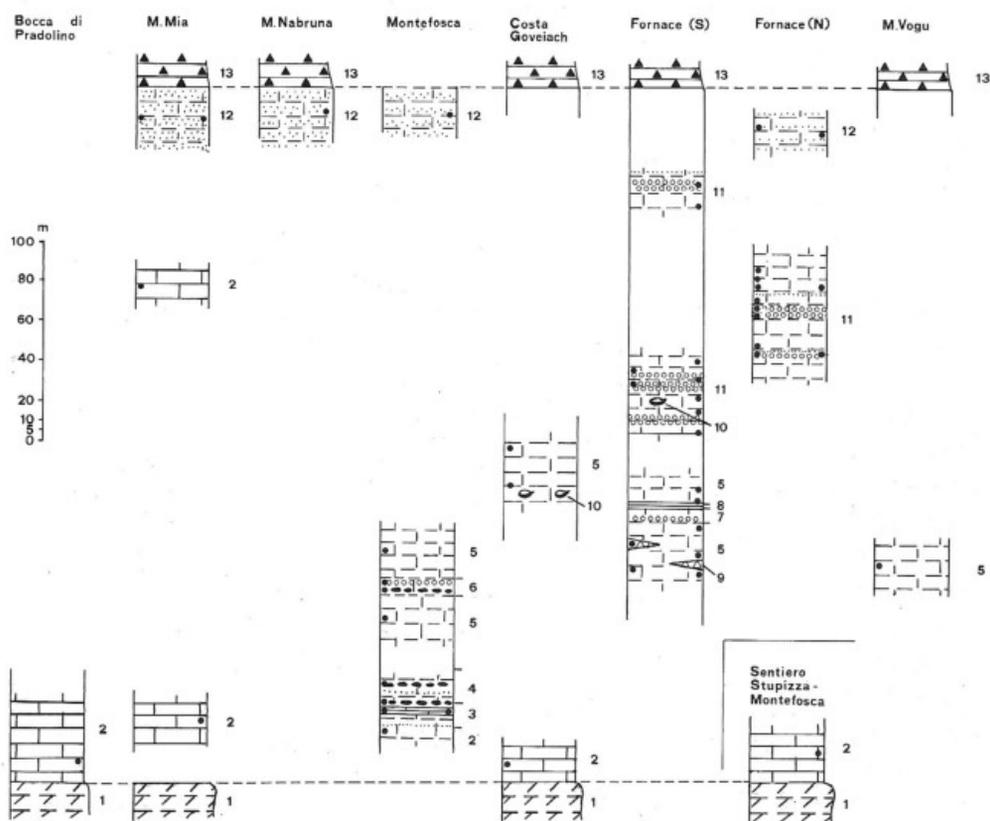


Fig. 3 – Sezioni stratigrafiche dei «**Calcarei della Fornace**».

- 1) Calcare del Dachstein.
- 2) Calcilutiti nocciola in strati da 30 cm a 2 m, talvolta a stratificazione indistinguibile.
- 3) Calcareniti grigie in banchi non ben distinguibili, con rari strati di 10–20 cm.
- 4) Calcareniti e calcilutiti, localmente breccie e brecciole.
- 5) Calcilutiti nocciola, talvolta grigio-chiare a stratificazione non sempre visibile.
- 6) Calcarei oolitici e calcareniti nocciola, locali breccie.
- 7) Calcareniti oolitiche.
- 8) Dolomicriti laminati.
- 9) Lenti di breccia supportata da abbondante matrice calcareo-marnosa verdastra.
- 10) Strutture paleocarsiche.
- 11) Calcarei oolitici, calcilutiti e calcareniti nocciola, biocalciruditi variamente alternate e a stratificazione malvisibile.
- 12) Calcareniti nocciola a stratificazione generalmente non ben visibile.
- 13) Calcare di Soccher.

l'unità è stato possibile individuare tre membri; in Tab. 1 vengono riassunti i caratteri lito e biostratigrafici dei «Calcari della Fornace».

Discussione.

La parte basale di questa unità (Lias) si differenzia dal Calcarea del Dachstein per la presenza di micriti a rari Radiolari e Lamellibranchi pelagici e per la netta diminuzione dei calcari dolomitici e delle strutture stromatolitiche. La piattaforma carbonatica cominciava a risentire dell'influsso di una maggiore circolazione di correnti marine, le quali apportavano una certa frazione di organismi pelagici. Alla fine del Trias una importante fase tettonica ha creato, all'interno del dominio di piattaforma, una moltitudine di bacini più o meno estesi e profondi (Fig. 2). Nell'area slovena ha avuto luogo una fase di oceanizzazione con la comparsa di faune pelagiche, collegata a fenomeni generalmente distensivi. In questo periodo si sono formati i bacini di Bled e Tolmino, nel corso del Lias quelli di Bovec e di Belluno; gli altofondi pelagici (Komna) hanno cominciato a manifestarsi più tardi, a partire dal Domeriano—Toarciano.

La situazione generale si stava quindi modificando; ciononostante l'area esaminata era ancora interessata da episodi di emersione (livelli di breccie calcaree presso Montefosca, strutture fenestrate, birdseyes e strutture carsiche al M. Matajur); la sporadica presenza di ooliti, inizialmente di piccole dimensioni e ad un solo involuppo corticale, testimonia comunque la vicinanza del margine di piattaforma.

Presso Montefosca; si rinvenivano breccie calcaree ad abbondante matrice oosparitica, intrapelsparitica o micritica. I clasti sono costituiti da micriti sterili oppure contenenti rari Radiolari e Lamellibranchi pelagici. Le breccie costituiscono il risultato dell'erosione marina operata su piccole aree emerse. I clasti venivano poi trasportati in zone ad energia piuttosto elevata (oospariti e biointrasparritici caratterizzate pure dall'isorientamento delle valve dei Lamellibranchi), oppure in zone ad energia più bassa (aree depresse o maggiormente protette) dove si depositavano le micriti.

A sud della Fornace, lungo la Statale, sono ben visibili, interstratificate alle calcilutiti, delle sacche di breccia ad abbondante matrice calcareo—marnosa verdastra. E' probabile che esse rappresentino delle modeste depressioni originatesi in fase di emersione, riempite poi da micrite ed argilla. Nella stessa località sono presenti inoltre, ma in misura nettamente subordinata rispetto alle calcilutiti, calcari oolitici, calcari bioclastici e livelli dolomicritici laminati. Queste osservazioni ci inducono quindi a supporre una situazione di piattaforma ristretta, in prossimità del margine oolitico, con presenza di ambienti sopratidali—intertidali. Qui infatti è da segnalare la parziale carsificazione della piattaforma, chiaro indizio di prolungate esposizioni subaeree; ciò ha probabilmente causato la notevole riduzione o l'assenza dei termini liassici superiori.

Nella parte media dell'unità (Dogger – Oxfordiano p.p.) si rinvencono con maggior frequenza calcareniti oolitiche e calciruditi bioclastiche, associate alle calcilutiti. I caratteri complessivi richiamano il classico esempio del Grande Banco delle Bahamas, dove banchi di sabbie carbonatiche (oolitiche ed organogene) circondano zone a sedimentazione fangosa, fangoso–pellettifera. Anche in questo caso la sporadica presenza di faune pelagiche indica la possibilità di comunicazione con il mare aperto.

Qui si segnala che sul versante settentrionale del M. Matajur, già a partire dal Dogger si sono verificati evidenti processi di risedimentazione, mentre il margine della piattaforma si trovava poco a sud della cima dello stesso monte (Tunis & Venturini, in prep.).

Durante l'Oxfordiano, anche nell'area tra Stupizza e Linder si assiste al passaggio da una situazione di margine ad una situazione di scarpata. Le calciruditi oolitiche (1) e le calcareniti che formano il tetto dell'unità (parte superiore – Malm) sono legate ad episodi di risedimentazione, con meccanismi di tipo torbido (strati e banchi talvolta grossolanamente gradati, presenza di mud chips) o connessi a flussi granulari che caratterizzano pure il sovrastante Calcere di Soccher. Tra questi episodi si verificava la normale sedimentazione pelagica, rappresentata da livelli calcilutitici. Le micriti pelagiche, non ancora consolidate, venivano erose ed inglobate dai flussi granulari ed andavano a costituire plaghe biomicritiche nelle intraspariti oppure formavano la matrice delle intramicruditi e delle intrabiomicriti. I flussi granulari trasportavano materiale oolitico e/o bioclastico dal margine della piattaforma. I clasti micritici spigolosi a Radiolari, contenuti soprattutto nelle brecce del M. Mia, provenivano forse da zone della scarpata superiore, la quale era interessata dall'attività di faglie sinsedimentarie che causavano l'arretramento del margine della piattaforma.

Calcere di Soccher (Titoniano – Albiano).

La formazione è costituita da calcareniti e calcilutiti distintamente stratificate (strati da 5 a 150 cm). Il litotipo prevalente è una calcarenite di color nocciola; in misura subordinata sono presenti delle calcilutiti nocciola, più raramente di color verdastro o rossastro. Nell'area settentrionale compaiono pure banconi calciruditici, che possono raggiungere 15 m di potenza, e sottili livelli calcarenitici a matrice marnosa di colore verdastro. La selce è solitamente frequente e si presenta in noduli, liste e lenti. Nell'area in esame lo spessore del

(1) Per le loro caratteristiche sedimentologiche, litologiche ed ambientali queste calciruditi oolitiche possono essere attribuite al Calcere del Vajont (Martinis & Fontana, 1968; Bosellini & Masetti, 1972). Qui si precisa che una discussione più approfondita sulle differenti caratteristiche delle unità mesozoiche affioranti nel settore orientale delle Prealpi Giulie (serie: Bocca di Pradolino, Zabaro, M. della Colonna, M. Cucco–Glava, M. Colovrat) sarà svolta nel lavoro di Tunis & Venturini (in prep.). In questo lavoro le varie unità riconosciute nell'area saranno inserite, con le dovute revisioni, in un quadro geologico e stratigrafico più ampio.

Calcarea di Soccher varia da 40 m (S.S. 54) a circa 160 m (Bocca di Pradolino) (Tunis & Venturini, in prep.). In Fig. 4 vengono riportate le colonne stratigrafiche più significative della formazione, mentre in Tab. 2 sono riassunte le caratteristiche lito e biostratigrafiche.

Per comodità di trattazione, giustificata pure dalle relazioni eteropiche esistenti tra il Calcarea di Soccher e le «Calcareniti di Linder», l'interpretazione paleoambientale delle due unità viene discussa congiuntamente alla fine della descrizione della successiva unità.

«Calcareniti di Linder» (Berriasiano—Valanginiano—Albiano).

L'unità è rappresentata da calcareniti, calcilutiti e calciruditi nocciola generalmente prive di stratificazione. Ad essa vengono attribuite le litofacies comprese tra i calcari con selce e le breccie maastrichtiane. Lo spessore dell'unità varia da una decina di metri (area settentrionale) ad un centinaio di metri circa (area meridionale). Questa unità ha comunque un significato strettamente locale; da un punto di vista più generale rappresenta un membro del Calcarea di Soccher, del quale costituisce le facies più prossimali.

Le successioni più significative vengono illustrate in Fig. 4; in Tab. 3 sono descritti i caratteri lito—biostratigrafici.

Discussione.

Durante il Titoniano, sulla scarpata già delineatasi sin dall'Oxfordiano, continuavano a depositarsi livelli pelagici alternati a calcareniti risedimentate, contenenti frammenti organogeni di mare basso (Fig. 4, n. 1, 2 e 8). L'immersione della scarpata è verso il solco di Tolmino, come si può desumere pure dalle ricostruzioni paleogeografiche del Giurassico superiore elaborate da Gnaccolini & Martinis (1974), Winterer & Bosellini (1981), Cousin (1981). Le sabbie carbonatiche provenivano da zone di scogliera poste pochi chilometri a sud—ovest, che costituivano la prosecuzione delle scogliere ad *Ellipsactiniae* del M. Bernardia (Sartorio et al., in prep.). La scarpata presentava una morfologia complessa ed era caratterizzata da gradini e terrazze causati da blocchi tettonici (Tunis & Venturini, in prep.) analogamente a quanto già descritto da Bosellini (1973) per il margine occidentale della Piattaforma Friulana. Nella successione della statale i due banconi calcarenitici alla base delle «Calcareniti di Linder» e le successive calcareniti mal stratificate (Fig. 4, n. 9, 10), che raggiungono complessivamente uno spessore superiore ai 100 m, indicano un rapido e consistente aumento degli apporti durante il Berriasiano—Valanginiano inferiore. Questo aumento può essere causato dall'avanzamento del margine della piattaforma verso nord—est originato dall'accumulo dei depositi di talus. La parte superiore delle «Calcareniti di Linder» (Fig. 4, n. 11) vede invece un aumento nella deposizione di fanghi pelagici ed una diminuzione degli apporti di materiale detritico. In

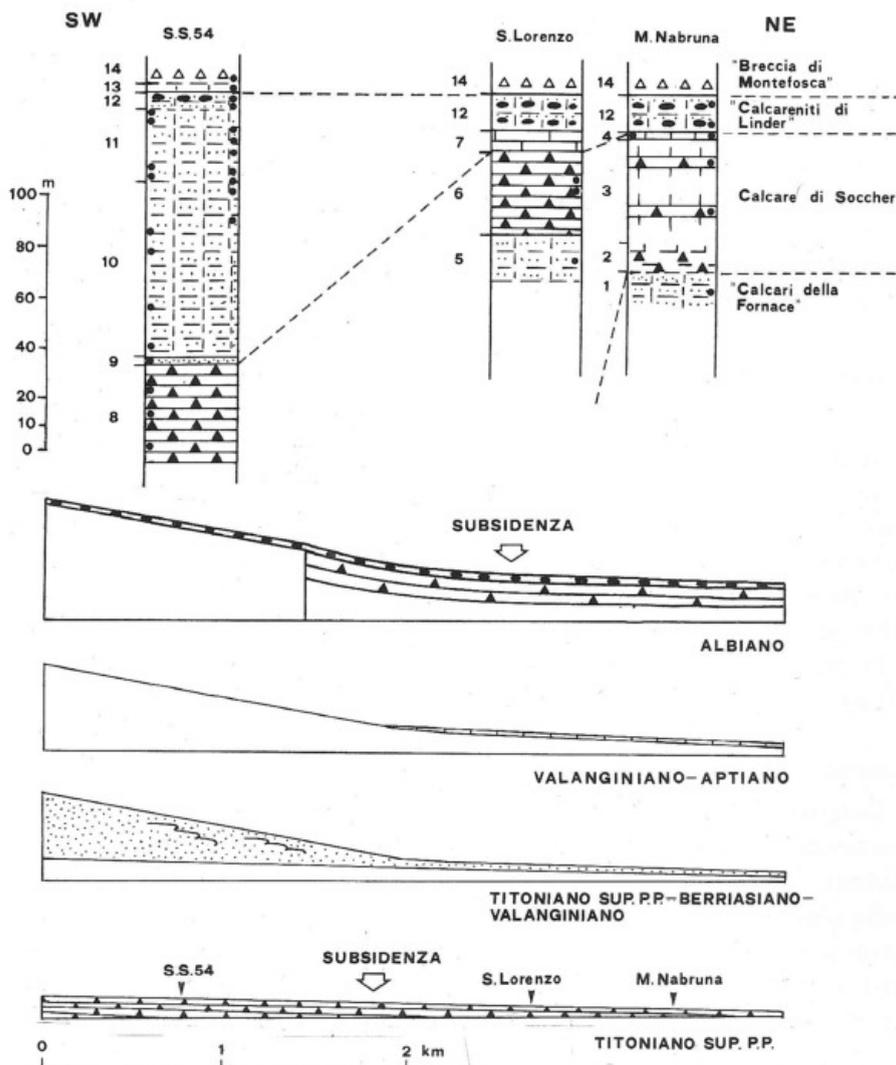


Fig. 4 — Relazioni verticali e laterali di facies tra il Calcare di Soccher e le «Calcareniti di Linder» e schemi interpretativi dell'evoluzione sedimentaria dal Titonico all'Albiano. (Per semplicità i singoli schemi riportano solo i depositi del relativo intervallo di tempo).

1) Calcareniti localmente stratificate con *Calpionellae* (Titoniano). 2) Calcareniti e calcilutiti selciferi a stratificazione non visibile. 3) Calcari e calcari marnosi selciferi ben stratificati. 4) Calcareniti e calcilutiti in strati decimetrici. 5) Bancone calciruditeo-calcarenitico, calcareniti prive di selce con *Orbitolinidae* (Albiano). 6) Calcareniti e calcilutiti selciferi, in strati da 5 a 150 cm, con *Orbitolinidae* e *Ticinellae* (Albiano). 7) Banchi calcarenitici. 8) Calcareniti e calcilutiti selciferi in strati da 5 a 50 cm con *Calpionellae* (Titoniano). 9) Due banchi calcarenitici di 2 m. 10) Calcareniti non stratificate, con Tintinnidi nella parte alta (Berriasiano-Valanginiano). 11) Calcareniti e calcilutiti non stratificate, con Tintinnidi (Berriasiano-Valanginiano). 12) Biocalciruditi ad *Orbitolinidae* (Albiano). 13) Calcilutiti non stratificate con *Globotruncanae* (Senoniano inferiore). 14) Breccia a clasti carbonatici.

queste calciliti si nota il costante mescolamento di faune di piattaforma con faune pelagiche. Ciò può essere dovuto, oltre all'erosione prodotta dai flussi, anche a fluidificazione di depositi di scarpata non ancora consolidati (simili meccanismi sono stati descritti da Baldanza, Colacicchi & Parisi, 1982) e ai conseguenti rimescolamenti che avrebbero causato anche la mancanza di stratificazione (1). In questa parte della successione si osservano grossi livelli con pieghe di scivolamento gravitativo.

Procedendo verso NE (M. Nabruna), si assiste ad una notevole riduzione degli spessori dei depositi berriasiano-valanginiani; l'assottigliamento del prisma sedimentario di scarpata, prodotto da gradini tettonici, è illustrato in Fig. 4.

Nell'intervallo cronostratigrafico compreso tra il Valanginiano superiore e l'Aptiano si è attuata una generale riduzione fino all'arresto della sedimentazione. Soltanto nell'area di M. Nabruna (Tab. 2, serie M. Nabruna—Malga Tazacel) un livello di calciliti selcifere e di calcari marnosi rossi nodulari, privi di Tintinnidi e di *Ticinellae*, potrebbe esser attribuito a questo intervallo di tempo. Probabilmente la scarpata fungeva da zona di passaggio per i rari flussi di materiale carbonatico.

Durante l'Albiano si sono verificati nuovamente degli importanti processi di risedimentazione che hanno dato origine a depositi che presso S. Lorenzo assumono notevole spessore. Ciò potrebbe essere collegato ad una ripresa della subsidenza, associata probabilmente a variazioni eustatiche (cf. Vail et al., 1977).

Nelle vicinanze di S. Lorenzo si rileva la presenza di un bancone calciruditico di oltre 15 m di spessore (Fig. 4, n. 5), originato da un importante evento che ha coinvolto pure livelli fangosi pelagici appena deposti. Questo bancone potrebbe essere il risultato di un evento sismico, collegato all'attività delle faglie dirette che hanno interessato la scarpata. I successivi livelli risedimentati (Fig. 4, n. 6) sono di ben più modeste dimensioni ed appaiono connessi alla normale attività del margine produttivo di piattaforma. Successivamente, il progressivo ispessimento degli strati al tetto (Fig. 4, n. 7) potrebbe essere collegato ad un avvicinamento da sud-ovest dei depositi biostromali del margine.

Al M. Nabruna, questa tendenza è meno appariscente ed è rappresentata da pochi strati di modesto spessore (Fig. 4, n. 4). Questa area sembra leggermente più rilevata rispetto a S. Lorenzo. Presso la statale, poco a nord di Linder, è invece presente solo il banco biocalciruditico ad *Orbitolinae* (Fig. 4, n. 12) che chiude i livelli albiani nell'area nord-orientale. Queste nette differenze, a distanza di soli 2 km, implicano l'esistenza di un gradino, originato probabil-

(1) Le fratturazioni e le deformazioni dei Tintinnidi osservate al microscopio potrebbero essere state provocate da questi fenomeni. Sempre a questo proposito, si ricorda che la breccia (Tab. 3, serie Linder) con clasti di micrite a Tintinnidi ha avuto probabilmente una genesi analoga a quella delle breccie intraformazionali studiate da Cita (1964) nel Biancone del M. Baldo.

mente dalla faglia verticale della Fornace, orientata in senso dinarico. E' da notare che, nonostante un rigetto verticale di circa 150 m, questa faglia apparentemente non ha interessato i sovrastanti depositi maastrichtiani della zona di Mersino Basso. Il blocco meridionale funzionava ancora da zona di transito per i flussi di materiale carbonatico, e solo oltre il gradino si verificava un rallentamento con conseguente deposizione del materiale trasportato.

«Breccia di Montefosca» (Maastrichtiano basale).

E' un complesso di breccie carbonatiche alle quali si intercala localmente presso la base un banco calcilutitico di 4–5 m (Fig. 5; Tab. 4). Un potente orizzonte di megabreccia, spesso varie decine di metri, costituisce l'episodio più macroscopico dell'unità. In esso i clasti sono a granulometria molto variabile, a contatto fra di loro ed hanno diametri che si aggirano comunemente attorno ai 50–60 cm e oltre; la matrice è quasi sempre molto limitata. I clasti sono esclusivamente di piattaforma e contengono faune di età variabile dal Malm al Senoniano.

La «Breccia di Montefosca» presenta spessori variabili nelle diverse località; lungo la strada statale la potenza dell'unità non è misurabile a causa di disturbi tettonici. A nord-est di S. Lorenzo e al M. Nabruna lo spessore dovrebbe aggirarsi sui 100 m. Nella zona occidentale (Montefosca e S. Andrea) lo spessore è di circa 70 m. In Tab. 4 sono riassunti i caratteri litostratigrafici, sedimentologici e biostratigrafici della «Breccia di Montefosca» osservabili lungo la statale, 350 m a nord di Linder. In Fig. 5 viene schematizzata la stessa successione—tipo e viene proposto uno schema interpretativo dell'evoluzione sedimentaria (cf. in Fig. 10 le tracce delle sezioni orientative A–A' e B–B').

Discussione.

Nella zona in esame si segnala una lacuna stratigrafica corrispondente al Cenomaniano ed al Turoniano. In tutte le località studiate la «Breccia di Montefosca» è sempre a contatto con un livello biocalciruditeo ad *Orbitolinae* («Calcareniti di Linder») (Fig. 4, n. 12). Analogamente alla situazione ipotizzata durante il Valanginiano superiore–Aptiano (Fig. 4, in basso), si può supporre un periodo di mancanza di sedimentazione o perlomeno di rilevante rallentamento del tasso di sedimentazione.

Cousin & Fourcade (1982), utilizzando modelli di sedimentazione recente sui margini continentali, interpretano la zona di transizione tra la Piattaforma Friulano–Carsica ed il Solco di Tolmino come un talus caratterizzato da erosione o scarsità di sedimentazione a causa della presenza di forti correnti. Dagli stessi Autori viene riportata in Fig. 6 la sezione paleogeografica attraverso il Solco di Tolmino durante il Cenomaniano–Turoniano.

La mancanza o la notevole diminuzione di sedimentazione può essere te-

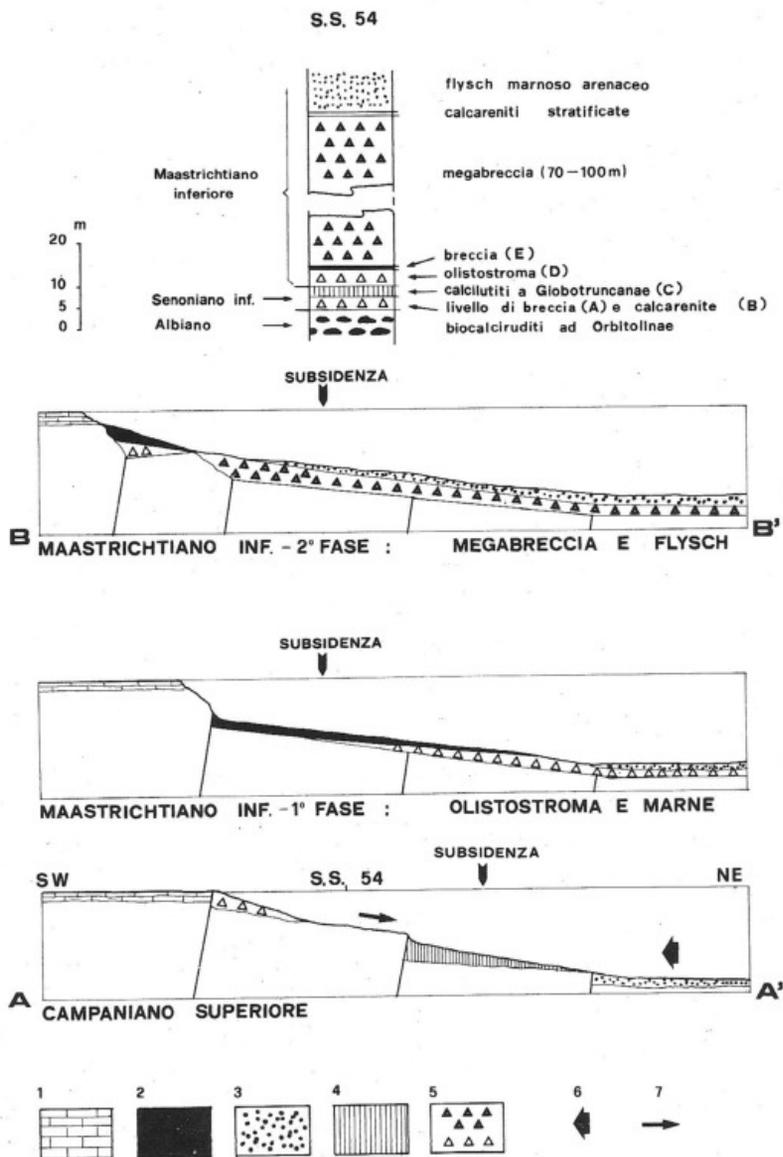


Fig. 5 — Sezione stratigrafica della «Breccia di Montefosca» e schemi interpretativi dell'evoluzione sedimentaria (cf. Fig. 10) dal Campaniano sup. al Maastrichtiano inf. (per semplicità, i singoli schemi riportano solo i depositi del relativo intervallo di tempo). 1) Calcarei di Piattaforma. 2) Marne rosse. 3) Flysch marnoso-arenaceo. 4) Breccie calcaree, breccie supportate da matrice, marne. 5) Megabreccie. 6) Provenienza del Flysch. 7) Materiale grossolano proveniente dalla piattaforma.

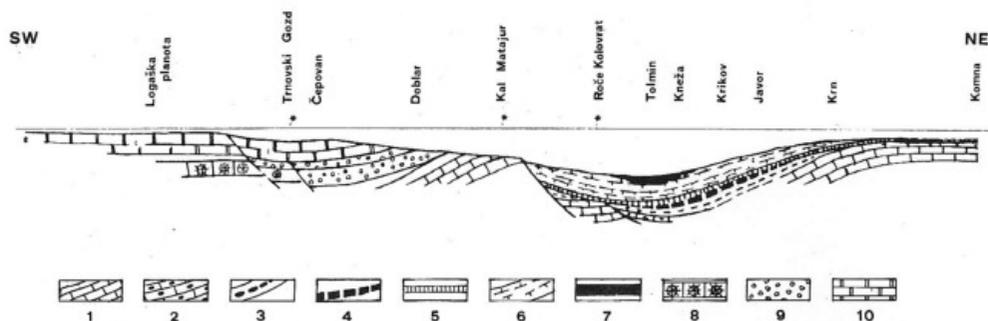


Fig. 6 — Profilo geologico tra la Piattaforma Friulano—Carsica ed il Solco di Tolmino nel Cenomaniano—Turoniano (da Cousin & Fourcade, 1982, modificato).

1) Calcari dolomitici a *Megalodon* (Trias sup.) e calcari di piattaforma (Lias). 2) Dolomie selcifere (Lias). 3) Calcari e calcilutiti selcifere (Lias—Oxfordiano). 4) Radiolariti (Malm). 5) Calcari fini ben stratificati (Berriasiano). 6) Flysch calcareo—marnoso (Albiano—Turoniano). 7) Calcilutiti selcifere (Turoniano sup.). 8) Calcari ricifali a *Ellipsactinia* e calcari a *Clypeinae* (Kimmeridgiano—Titonico). 9) Breccie ricifali (Malm). 10) Calcari a Nerinee, calcari a Rudiste e *Orbitolinae* (Cretacico inf.); calcari a Caprinidi e Radiolitidi (Cenomaniano—Turoniano).

stimoniata dalla litologia dei clasti del livello brecciato basale (livello A di Tab. 4); essi sono costituiti prevalentemente da biocalciruditi ad *Orbitolinae* che dovevano rappresentare i terreni più recenti su un ampio settore della scarpata.

Presso il margine della piattaforma si sono verificati comunque, durante il Cenomaniano (1) ed il Turoniano, apporti di faune planctoniche. Nell'olistostroma (livello D di Tab. 4) si sono rinvenuti clasti di breccia contenenti frammenti intrabiomicritici a *Globotruncana helvetica*. Queste intrabiomicriti sono state erose durante il Senoniano, probabilmente durante una fase di emersione del margine stesso, e sono andate a costituire un piccolo talus. Nel Maastrichtiano inferiore questo talus, coinvolto da fenomeni erosivi, ha fornito il materiale alla «Breccia di Montefosca».

Durante il Coniaciano, Santoniano e Campaniano quest'area rappresentava una zona di passaggio per i materiali carbonatici che andavano a costituire, in parte, il Calcare di Volzana. A testimonianza di questa situazione ambientale, si è preservato, poco a nord di Linder, un limitatissimo lembo attribuibile al Senoniano inferiore. Questo lembo è stato originato da un flusso torbido che ha eroso fanghi micritici a *Globotruncanae* (Tab. 4, livelli A e B) e, successivamente, da una colata di fango (Tab. 4, livello C). Le calcilutiti del livello C sono infatti caratterizzate da mancanza di stratificazione, da ciottoli molli costituiti dallo stesso materiale che forma il legante e dalla presenza di frammenti di organismi di piattaforma. Tutto ciò fa presumere un fenomeno di scivolamento che

ha interessato i depositi fini di scarpata e che per successiva fluidificazione si è trasformato in colata (1).

All'inizio del Maastrichtiano, la scarpata ed il margine di piattaforma sono stati interessati da una tettonica molto attiva, che ha generato l'abbassamento di blocchi della scarpata (Fig. 5) e l'inizio, nella zona in esame, di una nuova fase di sedimentazione. L'olistostroma (livello D) può essere considerato il risultato di un trasporto in massa causato da scivolamento gravitativo avvenuto sulla scarpata. Questo livello potrebbe essere posto in relazione ad un importante evento sismico, che ha provocato il crollo di materiali del margine, interessando anche fanghi carbonatici di piattaforma.

Dopo la prima fase è seguito un breve periodo di stasi e successivamente una nuova e ben più importante fase di riattivazione tettonica che ha provocato una colossale frana sottomarina ed ha coinvolto nel crollo un vasto settore del margine della piattaforma, interessando pure livelli giurassici. I clasti ed i blocchi scesi dalla scarpata sono andati a costituire la megabreccia di Fig. 5 (per il meccanismo deposizionale cf. Cook et al., 1972). L'orizzonte di breccia (livello E, Tab. 4), sottostante alla megabreccia, può essere ricollegabile geneticamente alla stessa e rappresenterebbe il risultato dell'erosione al fondo operata dalla frana sottomarina su marne emipelagiche deposte durante il periodo di stasi ed intrappolate dal fenomeno.

Nei pressi di Montefosca, nella parte inferiore della megabreccia è ben visibile un incluso di parabreccia con matrice marnosa rossastra e verdastra ad abbondanti *Globotruncanae*; si ritiene che il legante rappresenti lembi di marne emipelagiche inglobate dal flusso senza essere completamente disorganizzate. La deposizione della megabreccia indica il brusco abbassamento ed arretramento della scarpata, testimoniato successivamente dall'inizio della sedimentazione flyschoide («Flysch di Paceida»). La sedimentazione flyschoide era attiva fin dal Santoniano (?) — Campaniano nella zona di Dreznica e nella valle del T. Slatnek (Kuščer et al., 1974a), ma era assente fino a quel momento nell'area in esame, in quanto le torbiditi non erano state in grado di raggiungere questa zona (cf. discussione seguente al «Flysch di Paceida»).

«Marne rosse di S. Andrea» (Maastrichtiano inf.).

L'unità osservata nella località di S. Andrea e nella zona di Mersino Alto è caratterizzata da marne e marne calcaree rosse, attraversate talora da esilissimi livelli arenacei.

Poco a nord della chiesa di S. Andrea (cf. Fig. 7, sezione di M. Brieka e

(1) Un altro lembo senoniano inferiore è stato individuato poco a NW della cima del Matajur (circa 5 km a NE di Linder). Si tratta anche in questo caso di una colata che ha riempito una nicchia di distacco formatasi in calcari giurassici. Depositi campaniani sono presenti, nell'area delle Valli del Natisone, solo sul versante meridionale del M. Colovrat, dove affiora estesamente il Calcare di Volzana (Tunis & Venturini, in prep.).

Fig. 8), l'unità si inserisce come una lente nella parte basale del «Flysch di Paceida»; la potenza è modesta, circa 10 m. Alla base si riscontra un flysch in cui predomina la porzione marnosa di colore rosso, subordinatamente verdastro. L'arenaria fine, ben classata, è presente con spessori estremamente ridotti (centimetrici). Verso l'alto le marne rosse diventano più calcaree e sono prive di intercalazioni arenacee. L'età definita in base alle associazioni a *Globotruncanae* (*G. gr. lapparenti*, *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. arca* ecc.) è maastrichtiana inferiore.

Nella zona di Mersino Alto, soprastante alla «Breccia di Montefosca» affiora un flysch marnoso-arenaceo in strati sottili («Flysch di Paceida») per uno spessore di 40 m circa, seguito da almeno 25 m di marne rosse, talvolta attraversate da sottili livelli arenacei. Superiormente si osserva un bancone di breccia che presenta alla base una matrice marnosa rossa. Le marne rosse della zona di Mersino presentano la stessa associazione microfaunistica già segnalata nella località di S. Andrea, indicativa del Maastrichtiano inferiore. Salendo nella successione stratigrafica, ricompaiono ancora due orizzonti di marne rosse, prive completamente di intercalazioni arenacee; essi sono separati da banchi di breccie e calcareniti talora gradate. Nell'orizzonte più elevato si è notata la presenza di clasti carbonatici di dimensioni fino a 5 cm.

Discussione.

L'esiguità degli affioramenti e la scarsità dei dati ci impediscono di proporre delle interpretazioni attendibili. A livello speculativo ipotizziamo che la deposizione dei sedimenti caratteristici di questa unità sia avvenuta in zone leggermente più rilevate rispetto a quelle in cui si è depositato il «Flysch di Paceida». In queste zone rilevate, che rappresentano delle irregolarità del fondo marino, si depositavano solo le frazioni granulometriche più fini dei materiali messi in sospensione dalle correnti di torbida.

Presso Mersino Alto, nell'orizzonte più alto, sono presenti clasti calcarei spigolosi di ambiente recifale e di piattaforma, la cui origine è da ricercarsi in colate di materiale carbonatico scese lungo la scarpata. In questa località noi supponiamo l'esistenza di un modesto rilievo morfologico che, raggiunto dai materiali carbonatici che scendevano dal margine della piattaforma, veniva lambito ma non sormontato dalle torbide silicoclastiche che scorrevano lungo il solco alla base della scarpata. La successione descritta (breccia-flysch-marne rosse e breccia-flysch) è un chiaro indizio dei sommovimenti tettonici avvenuti durante il Maastrichtiano inferiore.

«Flysch di Paceida» (Maastrichtiano infer.-medio-sup. p.p.).

Questa unità contraddistingue l'esordio del flysch arenaceo-marnoso nella zona esaminata. Per la relativa descrizione sono stati presi come riferimento gli

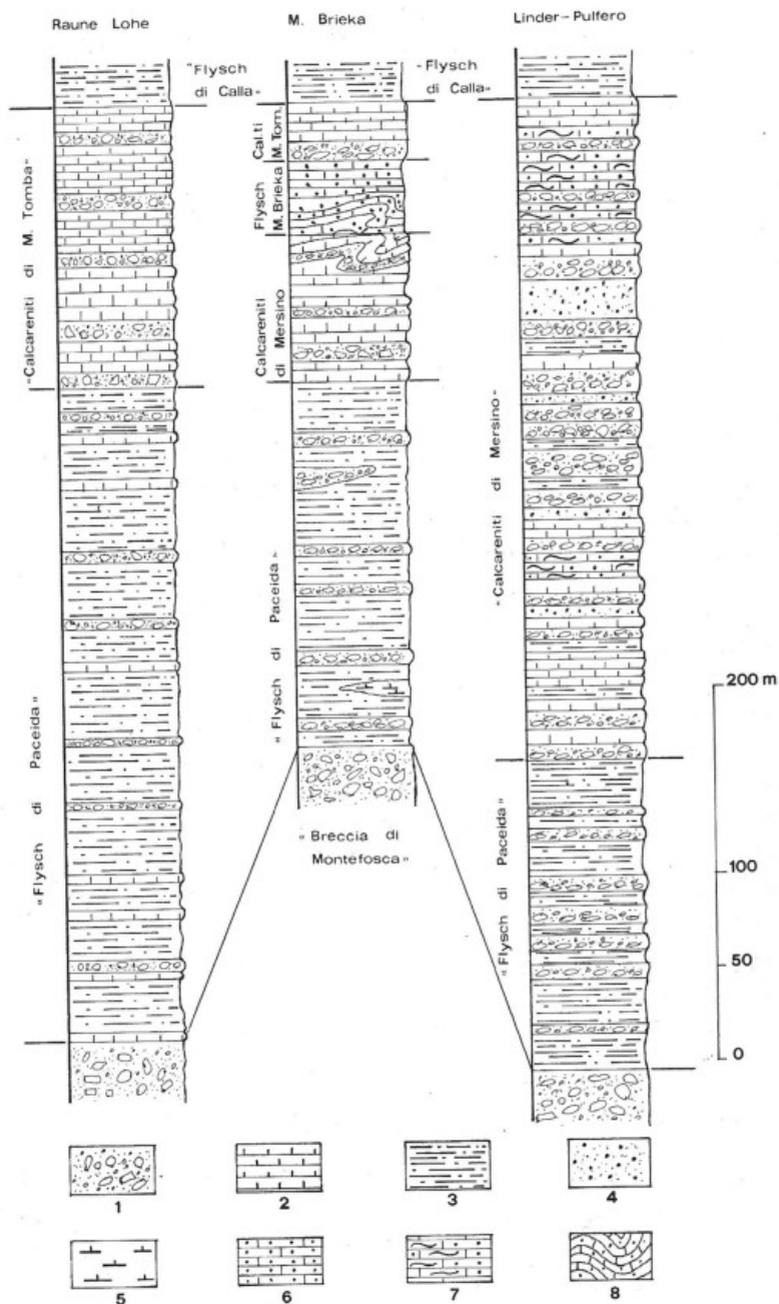


Fig. 7 — Sezione stratigrafica schematica riassuntiva del Flysch maastrichtiano affiorante nell'area di Pulfero, da ovest verso est.

- 1) Brecce, calciruditi, brecce supportate da matrice.
- 2) Calcareniti.
- 3) Flysch marnoso-arenaceo ($A/M < 1$).
- 4) Flysch arenaceo-marnoso ($A/M > 1$).
- 5) Marne rosse.
- 6) Flysch calcarenitico-calclutitico-arenaceo-marnoso.
- 7) Flysch arenaceo-marnoso-calcarenitico-calclutitico.
- 8) Pieghi di scivolamento gravitativo.

affioramenti della zona di Paceida (Montefosca); osservazioni fatte in altre località sono riportate in nota (1). Il «Flysch di Paceida» è prevalentemente marnoso-arenaceo, per lo più a stratificazione sottile, povero di strutture sedimentarie (presenta talora basi debolmente erosive e ripples a scala millimetrica alla base di qualche strato arenaceo); le arenarie sono di colore marrone e le marne grigie, o più raramente nocciola. Il rapporto arenaria/marna è molto basso nella parte inferiore della successione stratigrafica e, pur rimanendo basso, tende ad aumentare verso l'alto. Le intercalazioni di breccia supportata da matrice sono abbastanza frequenti, come pure gli interstrati ed i banchi calciruditi e calcarenitici, spesso caratterizzati da gradazione e da lamine parallele. Questi calcari risedimentati sono spessi da 50 a 150 cm e si intercalano al flysch mediamente ogni 10–20 m. Procedendo da ovest verso est, la parte mediana del «Flysch di Paceida» è caratterizzata dalla presenza sempre più consistente di banchi di breccia, di spessore anche superiore ai 2 m, con abbondante matrice marnosa verdastra alla base e ricoperti da calcareniti laminate al tetto. Per quanto riguarda il meccanismo genetico, questi banchi rappresentano probabilmente il «two layer system» descritto da Krause & Oldershaw (1979).

La potenza dell'unità diminuisce rapidamente verso est, a favore dell'unità calcarenitica sovrastante («Calcareniti di Mersino»), che si ispessisce notevolmente nella stessa direzione (Fig. 8). Sul versante destro della Valle del Natisone, gli spessori del «Flysch di Paceida» variano da 300 m a sud di Montefosca, a 200 m al M. Brieka (Fig. 7), a 140 m a nord di Goregnavas, a 150 m a Specognis. Sul versante sinistro della valle (tratto iniziale della salita per Mersino) la parte inferiore della serie flyschoida è prevalentemente carbonatica per la costante presenza di banconi di breccia fino a 8 m di spessore, mentre le intercalazioni arenaceo-marnose si presentano in strati sottili.

L'età, al letto della successione stratigrafica, è Maastrichtiana inferiore, ma a nord del M. Brieka alcuni campioni raccolti a circa 50 m dalla base dell'unità e provenienti da marne grigie emipelagiche indicano già il passaggio Maastrichtiano inferiore-medio; nell'associazione microfaunistica sono presenti, tra gli altri, frequenti esemplari di *Globotruncana stuartiformis*, *G. stuarti*, *G. contusa* (forma piccola).

Discussione.

La presenza di depositi caotici (olistostroma, breccia e pieghe di scivolamento gravitativo) e delle marne rosse della precedente unità segnalano una si-

(1) Poco ad ovest di Montefosca, nella parte inferiore dell'unità, è visibile un orizzonte di olistostroma di oltre 6 m di spessore, costituito essenzialmente da breccia con limitata matrice marnosa. Lungo la strada che da Paceida porta a Calla sono visibili pieghe di scivolamento gravitativo, i cui assi hanno mediamente direzione 335° e vergenza delle pieghe a nord-est. Al M. Brieka è presente una spessa lente di breccie e calcareniti coperte da breccia supportata da matrice.

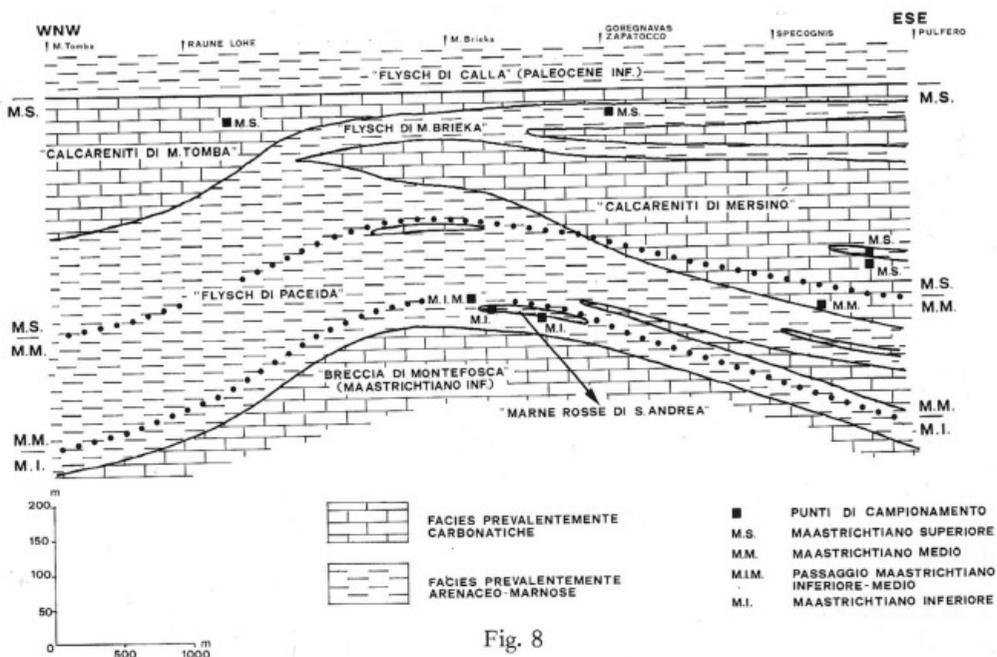
SCHEMA ORIENTATIVO DELLA DISTRIBUZIONE SPAZIALE DELLE UNITÀ
 FLYSCHOIDI CRETACICHE NEL SETTORE M. TOMBA-PULFERO


Fig. 8

tuazione ambientale di scarpata, probabilmente di slope inferiore. Le misure effettuate sulle pieghe nella zona di Montefosca indicano che la scarpata presenta una direzione NNW-SSE ed una debole pendenza verso nord-est. Le breccie ed i calcari risedimentati contengono clasti di esclusiva origine friulana e provengono quindi dalla piattaforma carbonatica posta a sud-ovest. Questi sedimenti sono stati rimobilizzati da processi di tipo torbidoitico, debris flow e flusso granulare o da altri meccanismi di tipo misto (cf. Hampton, 1972; Thompson & Thomasson, 1969).

La Fig. 8 illustra schematicamente la distribuzione spaziale delle unità flyschoidi maastrichtiane (mettendo in evidenza le complesse eteropie tra le stesse) in un settore originariamente occupato dalla scarpata carbonatica e progressivamente interessato, durante l'arretramento della medesima, da sedimenti terrigeni e misti. Dalla stessa figura (cf. parte inferiore) si nota che una maggior quantità di materiale carbonatico si è risedimentata nella zona orientale; forse il margine della piattaforma, posto nell'area a sud-ovest di Pulfero, forniva maggiori quantità di detriti carbonatici rispetto alla zona occidentale.

Per quanto riguarda gli apporti di materiale silicoclastico, non possediamo misure di paleocorrenti ma dobbiamo escludere una provenienza da sud-ovest (piattaforma carbonatica friulana); a tale riguardo, gli unici dati noti in

letteratura sono forniti da Kuščer et al. (1974a) che indicano per il materiale terrigeno una derivazione nord-occidentale da un'area situata approssimativamente presso il M. Canin (Fig. 9 in alto).

In questo lavoro gli Autori, esaminando la geologia della Valle dell'Isonzo nel settore compreso tra Plezzo (Bovec) e Caporetto (Kobarid) (Jugoslavia), ipotizzano l'esistenza durante il Senoniano-Maastrichtiano di una ruga orientata WNW-ESE ed ubicata in corrispondenza del M. Polovnik. La ruga del M. Polovnik ha separato due solchi: uno situato a settentrione, nell'area di Bovec (Plezzo) ed uno a meridione, lungo la direttrice Kobarid-Tolmino (Caporetto-Tolmino). Durante il Santoniano (?)—Campaniano ha avuto inizio la sedimentazione flyschoidale. Dapprima si è depositato in entrambe le regioni un flysch prevalentemente marnoso; la base del flysch vede infatti il dominio di marne con sottili interstratificazioni arenacee o di calcari arenacei (torbiditi distali).

A nord (regione di Plezzo) le intercalazioni arenacee aumentano progressivamente di frequenza e di spessore risalendo la successione stratigrafica. Gli strati arenaceo-marnosi della parte superiore della successione denotano caratteristiche prossimali e presentano la sequenza completa di Bouma. I flute ed i groove casts indicano paleocorrenti da nord-ovest; inoltre sono presenti olistostromi e altri depositi grossolani (wild flysch) di origine settentrionale.

Nel solco meridionale (regione di Tolmino-Dreznica) il flysch è caratterizzato da strati di spessore massimo di 30 cm in cui sono rappresentati solo gli intervalli T_c e T_e ; ad essi si intercalano olistostromi e banchi calcarenitici e calciruditi costituiti da clasti derivati dal Calcarea di Volzana, oppure da calcari giurassici e triassici provenienti dalla Piattaforma Friulano-Carsica posta a meridione. I livelli carbonatici presentano caratteristiche di calciturbiditi distali. Le direzioni di corrente misurate alla base degli strati arenacei variano da nord-ovest ad ovest.

La differente composizione litologica dei blocchi degli olistostromi, le diverse caratteristiche sedimentologiche delle interstratificazioni calcareo-arenaceo-marnose e implicitamente le diverse derivazioni dei materiali (Fig. 9, in basso) sono dovute al perdurare della ruga del M. Polovnik e quindi all'esistenza dei due solchi. Lo studio dei minerali pesanti del flysch (zirconio, granato, apatite, tormalina e rutilo) ha mostrato invece una composizione uniforme in entrambe le aree. I minerali pesanti sono derivati da rocce ignee e metamorfiche dell'Austroalpino: questa origine è coerente con le direzioni delle paleocorrenti misurate, che indicano una provenienza del materiale terrigeno da NW, collegata probabilmente ad una sorgente deltizia (Selli, 1954). Il delta era situato approssimativamente poco a nord-ovest dell'attuale M. Canin, dal momento che si deve escludere la zona di Val Ucea dove il flysch è comparso nel Maastrichtiano inferiore (cf. Tunis & Venturini, 1984), mentre era già presente nel Campaniano a Zaga (Saga) e a Kobarid (Caporetto). La posizione della sorgente di materiale silicoclastico è pressoché analoga a quella che durante il Paleocene medio-superiore ha fatto giungere i suoi materiali nella zona di Masarolis-Rodda, quando il solco meridionale (Solco di Tolmino) è migrato verso sud-ovest (1).

Riprendendo la geologia della zona in esame, le arenarie del «Flysch di Paceida» contengono grani quarzosi in percentuale fino al 30% e non presentano mai intervalli della sequenza di Bouma. Al contrario le coeve arenarie depositatesi più ad est, nella regione del Colovrat e dell'alta valle del torrente Iudrio, quindi in posizione più vicina al centro del solco (cf. Fig. 10 in basso), mostrano

(1) Il solco settentrionale è stato invece rapidamente riempito, probabilmente ad opera di un fan delta.

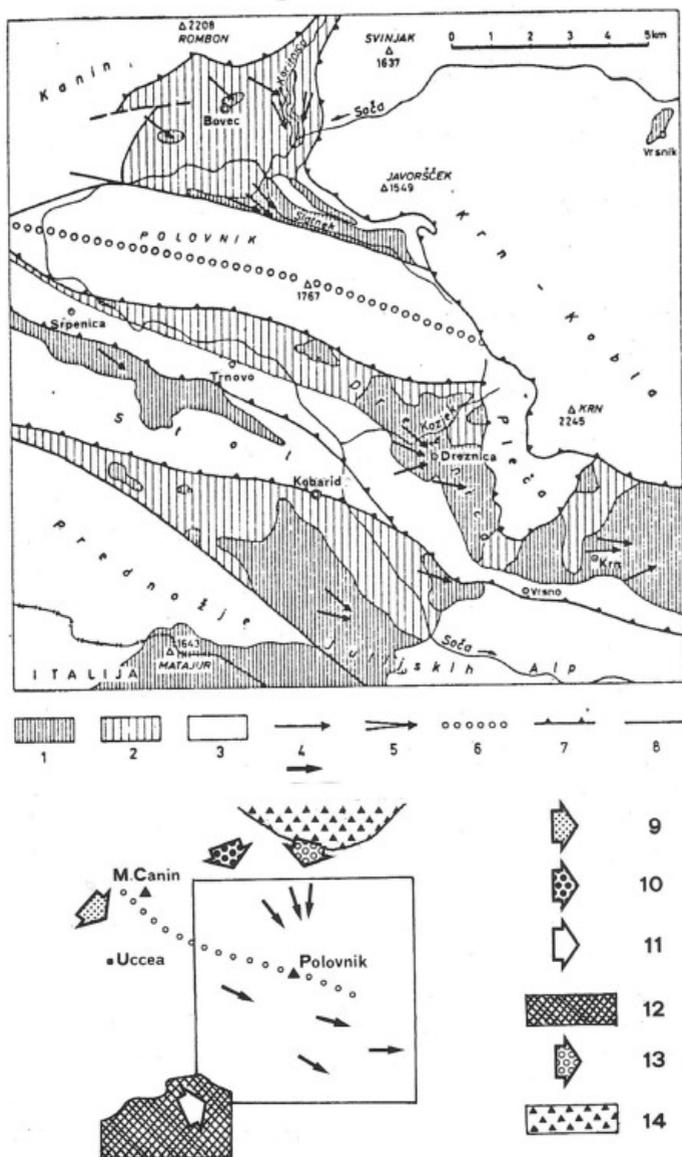


Fig. 9 — Direzioni di corrente durante la sedimentazione flyschoida nella zona di Bovec e di Kobarid (in alto da Kuščer et al., 1974 a).

1) Affioramenti di flysch. 2) Depositi flyschoidi coperti da alluvioni e morene. 3) Terreni del Trias superiore, Giurassico e Senoniano inferiore. 4) Direzioni di corrente durante la sedimentazione del flysch. 5) Direzione di corrente durante la sedimentazione del «wild flysch». 6) Limite delle facies clastiche settentrionali e meridionali del Cretacico sup. 7) Sovrascorrimenti. 8) Faglie. 9) Provenienza del flysch sedimentatosi nel solco meridionale. 10) Provenienza del flysch sedimentatosi nel solco settentrionale. 11) Vergenza delle pieghe di scivolamento gravitativo. 12) Area esaminata nel presente lavoro. 13) Sorgente del «wild flysch» del bacino settentrionale (olistostromi). 14) Area emersa.

frequentemente sequenze di Bouma tipo T_{de} , talvolta T_{bce} e T_{ae} . Qui si rileva che nella zona orientale, la sequenza completa di Bouma compare già nel Maastrichtiano medio nel «Flysch dello Iudrio» (Tunis & Venturini, 1984) e soltanto nel Paleocene superiore («Flysch di Masarolis») nella zona in esame, a causa dello shifting del solco verso SW. Le intercalazioni arenaceo-marnose del «Flysch di Paceida» costituiscono verosimilmente dei depositi distali di margine di bacino originati probabilmente da correnti di torbida che lambivano lateralmente il piede della scarpata; episodicamente correnti di torbida di maggior volume potevano risalire interstratificandosi a materiale carbonatico franato dall'alto ed a marne emipelagiche.

Nella Fig. 10 viene illustrata la distribuzione delle facies rispettivamente durante il Campaniano superiore ed il Maastrichtiano inferiore. Dalle figure si osserva che i depositi flyschoidi, nel Maastrichtiano inferiore, si spingono verso ovest in Val Uccia e verso sud-ovest nella zona di Pulfero, dove vanno ad interessare la scarpata della Piattaforma Friulana entrata in rapida subsidenza.

Nelle tavole non sono state effettuate correzioni palinspastiche; in realtà il solco era più ampio di quanto illustrato, poichè sono presenti alcuni sovrascorrimenti orientati E-W e NW-SE. In questa ricostruzione e nelle successive non è stato possibile tener conto degli spostamenti, dei raccorciamenti e di possibili rotazioni.

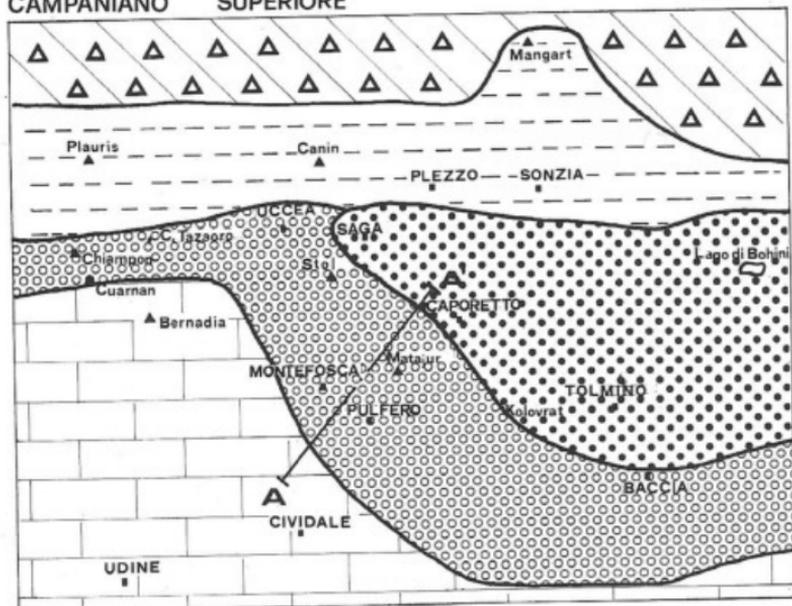
«Calcareniti di Mersino» (Maastrichtiano medio-sup.).

L'unità è rappresentata prevalentemente da calcareniti grigie stratificate, in strati di spessore da 10 a 200 cm. Gli strati calcarenitici sono localmente laminati; talora al tetto può trovarsi un intervallo calcilutitico. Sono visibili inoltre banconi di breccie carbonatiche, calciruditi e calcareniti da 2 a 8 m di spessore. In misura subordinata sono presenti delle alternanze arenaceo-marnose sottili (1).

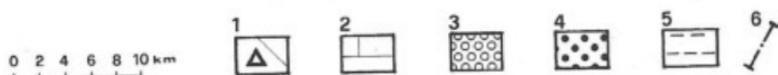
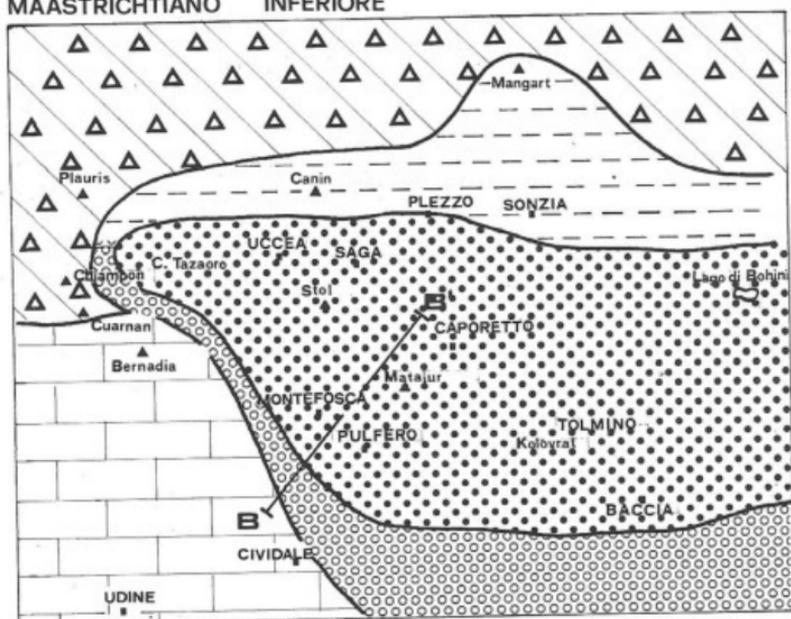
Alcuni banchi di breccia presentano verso la sommità un esile livello di parabreccia con matrice marnoso-arenacea, e quindi un sottile e discontinuo livello di arenaria laminata. Questi ultimi sedimenti costituiscono verosimilmente il prodotto dell'erosione operata dai flussi di materiale carbonatico sui sottostanti strati flyschoidi. Infatti non si sono mai riscontrate le sequenze T_b e T_c nelle intercalazioni arenaceo-marnose; esse sono osservabili soltanto nelle arenarie che compaiono al tetto dei banchi di breccia, ai quali devono quindi essere geneticamente legate. Ad analoghi fenomeni di erosione con risospensione e rideposizione di materiale silicoclastico mescolato a materiale carbonatico, si

(1) Lungo la statale, poco a nord di Pulfero, affiora un flysch rappresentato da interstratificazioni arenaceo-marnose-calcarenitiche calcilutitiche (cf. in Fig. 8 l'orizzonte arenaceo-marnoso inglobato nelle «Calcareniti di Mersino») in strati da 5 a 40 cm, per uno spessore complessivo di una decina di metri; esso mostra caratteristiche simili a quelle successivamente osservate nel sovrastante «Flysch di M. Brieka».

CAMPANIANO SUPERIORE



MAASTRICHTIANO INFERIORE



Ricostruzioni paleogeografiche basate sulla distribuzione di facies riguardanti il Campaniano superiore ed il Maastrichtiano inferiore.

- 1) Aree emerse o in emersione.
- 2) Piattaforma carbonatica, localmente emersa.
- 3) Scarpata con sedimentazione lacunosa e processi erosivi nella zona superiore e con breccie calcaree, marne e calcareniti stratificate nella zona inferiore.
- 4) Solco e margine inferiore della scarpata, con flysch marnoso-arenaceo-conglomeratico.
- 5) Scarpata superiore con prevalenti marne rosse.
- 6) Traccia sezioni di Fig. 5 (non in scala).

deve la presenza di modeste percentuali di quarzo (max. 5%) in qualche strato calcarenitico. Comunque le calcareniti sono generalmente prive di quarzo e contengono faune di piattaforma (Rudiste, Alghe calcaree e frammenti di *Orbitoides*) di origine friulana.

Dalle Fig. 7 e 8 si osserva che l'unità è presente con spessori molto ridotti a sud di Montefosca ed assume potenze via via maggiori procedendo verso est, raggiungendo 60–75 m presso il M. Brieka (1) e 130 m a sud di Goregnavas. Ad oriente del fiume Natisone, alla base dell'unità è presente uno strato calcilutitico grigio spesso circa 1 m, contenente frequenti *Globotruncanae*, tra le quali *G. arca*, *G. stuarti* e *G. contusa* che indicano il Maastrichtiano medio (2). Infine le calcilutiti del flysch arenaceo–marnoso–calcarenitico–calcilutitico precedentemente menzionato contengono abbondanti Foraminiferi planctonici, con associazioni tipiche del Maastrichtiano superiore (in particolare *Abathomphalus mayaroensis*).

Nella zona posta ad est del Natisone non è stato possibile delineare una correlazione soddisfacente con le facies e le unità presenti ad ovest del fiume. Nella carta geologica (Fig. 19), nella Valle di Rodda e nei pressi di Pulfero l'unità viene rappresentata congiuntamente con le due successive in quanto facies prevalentemente carbonatiche comprese tra il «Flysch di Paceida» ed il «Flysch di Calla», per uno spessore di circa 350 m. La discussione delle tre unità viene quindi affrontata insieme dopo la descrizione delle «Calcareniti di M. Tomba».

«Flysch di M. Brieka» (Maastrichtiano sup.).

Il «Flysch di M. Brieka» è un flysch arenaceo–marnoso, caratterizzato però dalla presenza di frequenti interstrati calcarenitici e calcilutitici, di spessore generalmente inferiore ai 20 cm, con rapporto calcarenite/arenaria = 1. Ciò conferisce un colore grigio–azzurro agli affioramenti, differentemente dal «Flysch di Paceida»; dove la netta prevalenza delle arenarie sulle calcilutiti e calcareniti impartisce al flysch una generale colorazione marrone. Gli strati calcarenitici più sottili si presentano generalmente come intramicriti fossilifere con frequenti Foraminiferi planctonici e frammenti organogeni di piattaforma, tra cui Rudiste ed *Orbitoides*. Questi livelli calcarenitici–calcilutitici a faune miste possono essere dovuti all'erosione causata dai flussi carbonatici su emipelagiti precedentemente deposte.

(1) Lungo la strada per Montefosca, ad ovest del M. Brieka, sono da segnalare pieghe di scivolamento gravitativo (cf. Fig. 7, sezione del M. Brieka), costituite da calciruditi e calcareniti in strati da 50 a 200 cm. Gli assi di queste pieghe hanno direzione media 327° e le pieghe stesse sono sovrascorse verso NE.

(2) Lungo la salita per Mersino, affiorano estesamente calcareniti con lamine parallele e incrociate e/o convolute; si rinvencono pure intercalazioni di flysch, di breccia supportata da matrice, calciruditi e breccie, ma in misura subordinata. Sempre nella parte inferiore è visibile un orizzonte di frana sottomarina con lembi di flysch arenaceo–marnoso inglobato nella breccia.

Nella Valle di Rodda ed in Costa Polizza sono presenti livelli flyschoidi che separano vere e proprie assise carbonatiche. Qui è significativo il fatto che le porzioni arenitiche del flysch sono generalmente più spesse nei livelli immediatamente sottostanti ai banconi carbonatici più potenti.

Dalla Fig. 8 si osserva che l'unità è inframezzata fra le «Calcareniti di Mersino» e le «Calcareniti di M. Tomba»; lo spessore della serie è di circa 40 m nei pressi di M. Brieka (cf. Fig. 7), mentre verso est la potenza si riduce di poco, aggirandosi sui 35 m. Nei dintorni di Zapatocco compaiono dei banconi di breccie e calcareniti per uno spessore di 20 m circa (Fig. 8) sovrastanti a delle alternanze arenaceo—marnose (A > M) sottilmente stratificate (mediamente 10 cm), pure per uno spessore di 20 m. Questi due livelli compresi tra le «Calcareniti di Mersino» ed il «Flysch di M. Brieka», si estendono verso oriente; comunque è stato possibile seguirli solo fino alla Valle del Natisone. I livelli calcilutitici di questa unità hanno mostrato associazioni faunistiche caratterizzate soprattutto dalla presenza di *Abathomphalus mayaroensis*, indicativa del Maastrichtiano superiore.

«Calcareniti di M. Tomba» (Maastrichtiano sup.).

L'unità è costituita prevalentemente da calcareniti stratificate, talvolta laminate, composte da materiale neritico risedimentato; banconi di breccie e calcareniti sono presenti in misura subordinata (cf. Fig. 7, sezione Raune Lohe). Lo spessore degli strati varia da 5 a 100 cm, sporadicamente essi assumono spessori inferiori (2–3 cm). Si osservano inoltre rari orizzonti marnosi grigi, spessi non più di 5 cm.

Le «Calcareniti di M. Tomba» vengono distinte dalle «Calcareniti di Mersino» essenzialmente per la loro posizione stratigrafica, ed anche per l'assenza di intercalazioni arenaceo—marnose nelle calcareniti.

L'Unità affiora estesamente nell'area più occidentale (Fig. 8), sul versante meridionale del M. Tomba, dove, a meno di importanti ripetizioni tettoniche, raggiunge una potenza superiore ai 200 m. Verso est la potenza diminuisce rapidamente e si riduce a soli 20 m nella zona di Zapatocco, dove si rinvengono breccie alla base della serie e calcareniti stratificate e laminate al tetto.

Sul versante orientale della Valle del Natisone, presso la base dell'unità successiva («Flysch di Calla»), sono presenti circa 20 m di calciruditi e calcareniti in strati da 20 cm e da 2 m. Le calcareniti al tetto appaiono talora bioturbate. Le bioturbazioni sono riempite da biomicrite, con Foraminiferi planctonici del Maastrichtiano superiore, tra cui frequenti *Globotruncana contusa*.

Discussione.

La presenza di una scarpata immergente a ENE viene segnalata in particolare dalle pieghe di scivolamento gravitativo individuate a sud di Montefosca, nelle «Calcareniti di Mersino».

Le caratteristiche calcareniti stratificate hanno iniziato a depositarsi durante il Maastrichtiano medio nell'area orientale e si sono estese successivamente verso W, fino a raggiungere la zona del M. Brieka (cf. Fig. 8), ad occidente del quale la sedimentazione arenaceo—marnosa è continuata fin quasi alla fine del

Maastrichtiano. Nel settore centro-orientale si sono verificati i maggiori apporti di materiale carbonatico, provenienti da SW: infatti gli spessori complessivi dei livelli calcarei sono molto inferiori al M. Brieka, rispetto ai settori Goregnavas-Erbezzo e soprattutto Mersino-Valle di Rodda.

Nella zona di Calla-Zapatocco, sovrastante alle «Calcareniti di Mersino», si osserva un flysch molto arenaceo (privo però di strutture torbiditiche), che precede grossi banchi di breccie e calcareniti sottostanti al «Flysch di M. Brieka». Questa serie non compare nella zona di M. Brieka (a sud di Montefosca), dove invece è presente solo la successiva unità flyschoida («Flysch di M. Brieka»), che mantiene una potenza costante di 35-40 m lungo tutta la fascia di affioramento. La zona a sud di Montefosca rappresentava probabilmente un alto relativo, rispetto alla zona di Zapatocco.

Dalla distribuzione di facies e dalla ricostruzione geometrica della varie unità si ipotizza l'esistenza, ad oriente del settore Goregnavas-Erbezzo, di una depressione trasversale alla scarpata ed in rapido approfondimento, nella quale si accumulava gran parte dei materiali provenienti dallo smantellamento della piattaforma. Questa depressione veniva contemporaneamente interessata dalla deposizione di torbiditi silicoclastiche.

Alla fine del Maastrichtiano si assiste ad un cambiamento del trend di sedimentazione: infatti la parte sommitale della successione stratigrafica è caratterizzata da ulteriori massicci apporti carbonatici (cf. Fig. 8), soprattutto nell'area più occidentale («Calcareniti di M. Tomba»). Lo spessore notevole e la mancanza di intercalazioni arenaceo-marnose potrebbero significare un rapido abbassamento dell'attuale zona del M. Tomba, con conseguente richiamo di materiali carbonatici, provenienti al solito da SW. Considerata la mancanza di livelli arenaceo-marnosi, non sembra plausibile ammettere un'eteropia laterale delle «Calcareniti di M. Tomba» con il «Flysch di M. Brieka». Si ritiene piuttosto che le calcareniti di questa unità si siano deposte in misura massiccia ed in un lasso di tempo ridotto durante un periodo di scarsa alimentazione delle torbide silicoclastiche.

«Flysch di Calla» (Paleocene inf.-medio p.p.).

E' rappresentato da alternanze arenaceo-marnose ed è caratterizzato dal colore rosso o bruno rossastro delle marne.

Nella parte inferiore di questo flysch la porzione marnosa predomina su quella arenacea, spessa 1-2 cm, 5 cm al massimo. Le marne sono per lo più di color rosso mattone, rosso vinaccia e localmente verdastro. Verso l'alto della successione i livelli arenacei si ispessiscono (fino a 10 cm) e sono più frequenti, mentre il colore prevalente delle marne diventa bruno e solo localmente rossastro. Alle marne ed alle arenarie si intercalano strati calcarenitici e calciruditi, relativamente rari negli affioramenti occidentali (M. Ioanaz), ma progressivamente più frequenti e più spessi (50-200 cm) verso oriente, dove si rinvengono

all'incirca ogni 10–15 m. I banchi carbonatici mostrano talora intervalli gradati e laminati; in un solo caso (escluse le calcareniti al tetto) è stata osservata la sequenza di Bouma completa. Anche le arenarie denotano localmente esili laminazioni.

Il tetto dell'unità (Fig. 13) è costituito per circa 10 m da strati calciruditeo-calcarenitici (1) con spessori variabili da 15 a 150 cm. Presso il M. S. Giorgio la parte alta di questa unità è rappresentata da un flysch molto marnoso, con prevalenti marne emipelagiche.

Le marne della parte inferiore contengono associazioni con *Planorotalites compressa*, *Morozovella trinidadensis*, *Subbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*, che indicano un'età paleocenica inferiore. Alcuni livelli calcareo-marnosi presenti nella parte alta dell'unità, hanno messo in evidenza la comparsa, nell'associazione, di *Morozovella uncinata*, forma più indicativa della base del Paleocene medio.

La potenza totale varia da 120 m nell'area più occidentale (M. Ioanaz), a 150 m presso Calla, fino a 170 m ad est del Natisone nella zona di Rodda.

Questa unità, grazie alle sue caratteristiche litologiche e cromatiche, si può seguire con relativa facilità verso nord-ovest fino alla testata del fiume Natisone nei pressi di Bergogna (Jugoslavia), dove viene troncata dal sovrascorrimento Periadriatico; verso est affiora in territorio italiano fino allo Iudrio (Melina) e prosegue poi in Jugoslavia (Colenza) (Tunis & Venturini, 1984).

L'unità costituisce dunque un buon orizzonte-guida: separa depositi prevalentemente maastrichtiani da quelli terziari e testimonia quindi una estensione dei terreni cretacici molto più ampia di quanto sino ad ora noto dalla Carta Geologica «Foglio Tolmino».

Discussione.

Nel Paleocene inferiore si è delineata una complessa situazione fisiografica del bacino, provocata dall'avanzamento verso SW del lato settentrionale del solco, mentre il piede della scarpata sud-occidentale è venuto a trovarsi nei pressi di Masarolis (Fig. 11). I dati contrastanti riguardo l'immersione dei paleopendii dovrebbero essere determinati dallo shifting dell'asse del solco. Sono stati osservati, infatti, sul versante orientale del M. Ioanaz e a SE di Masarolis alcuni slumpings con assi orientati rispettivamente N-S ed E-W.

A Calla, inoltre, nella parte inferiore dell'unità è stato individuato un deposito canalizzato costituito da breccia supportata da matrice (2) che ha ap-

(1) Negli strati carbonatici è comune la sequenza completa di Bouma T_{a-e}. Alla base di questi strati, a nord-ovest del M. Ioanaz, è visibile un banco di breccia "grain supported" di circa 8 m.

(2) Le marne rosso mattone della breccia supportata da matrice si differenziano dai livelli marnosi di questa unità per la rarità dei granuli di quarzo e la discreta presenza di frammenti di organismi di scogliera, quali Molluschi, Briozoi, Coralli, radioli di Echinidi ecc., associati a rare *Globotruncanae* rimanegiate e minuscole *Globigerinae* e *Globorotaliae*. Una frana sottomarina ha interessato probabilmente dei livelli marnosi depositi nel Maastrichtiano e nel Paleocene inferiore, presso il margine della piattaforma.

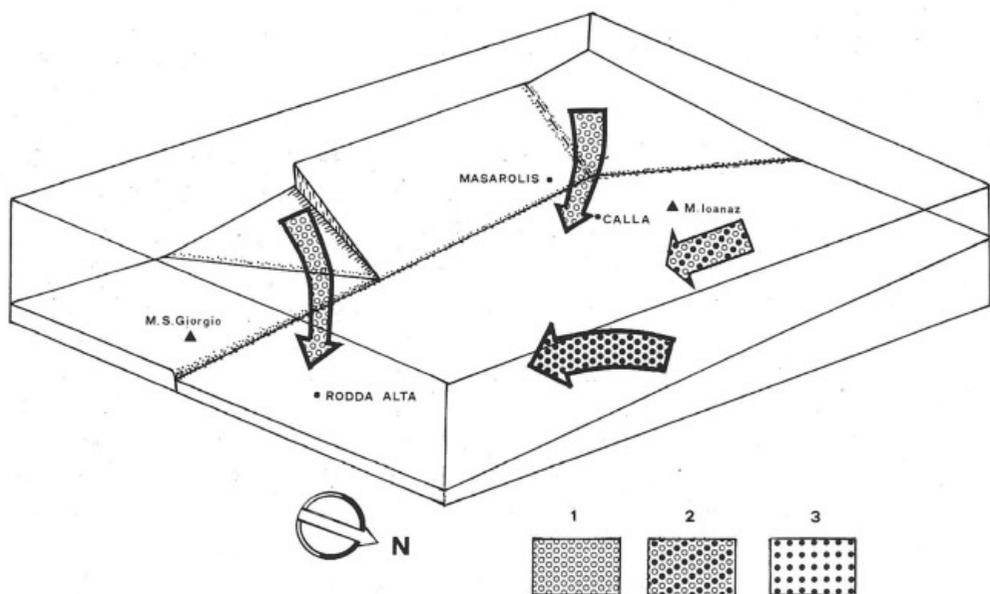


Fig. 11 — Stereogramma illustrante le provenienze dei materiali del «Flysch di Calla» (Paleocene inf. — medio p.p.). Lo stereogramma evidenzia le immersioni della scarpata e del solco.

- 1) Materiali «friulani». 2) Materiali misti («carnici», «prealpini» e «friulani»).
- 3) Flysch marnoso-arenaceo.

prossimativamente direzione E-W. Considerata la direzione del canale di erosione, è presumibile che il percorso dei materiali franati, provenienti da SW (Piattaforma Friulana), assumesse successivamente una direzione di trasporto verso est (cf. Fig. 11), seguendo la direzione di approfondimento del fondale. L'immersione generale del solco verso est viene testimoniata inoltre dall'aumento, verso oriente, della potenza complessiva dell'unità e dello spessore dei livelli arenacei.

Nei pressi di Savogna, poco ad est dell'area in esame, si sono misurate direzioni di corrente da WNW (290°) alla base di due strati appartenenti alla parte alta dell'unità (base Paleocene medio). Le arenarie di questi strati sono prive di strutture interne, mentre altri livelli arenacei si presentano laminati. Ancora più ad oriente, in Val Erbezzo e nella Valle dello Iudrio, il flysch denota caratteri più spiccatamente torbiditici e le intercalazioni arenaceo-marnose mostrano la sequenza di Bouma completa. Tutto ciò induce a supporre una provenienza settentrionale dei materiali terrigeni, piuttosto che strettamente nord-occidentale; le correnti di torbida silicoclastiche si isorientavano successivamente lungo l'asse del solco e potevano interessare solo marginalmente il lato sud-occidentale dello stesso (Fig. 12). Infatti se la provenienza fosse stata strettamente nord-occidentale, come dalle direzioni di corrente misurate, sarebbe difficile

PALEOCENE INFERIORE

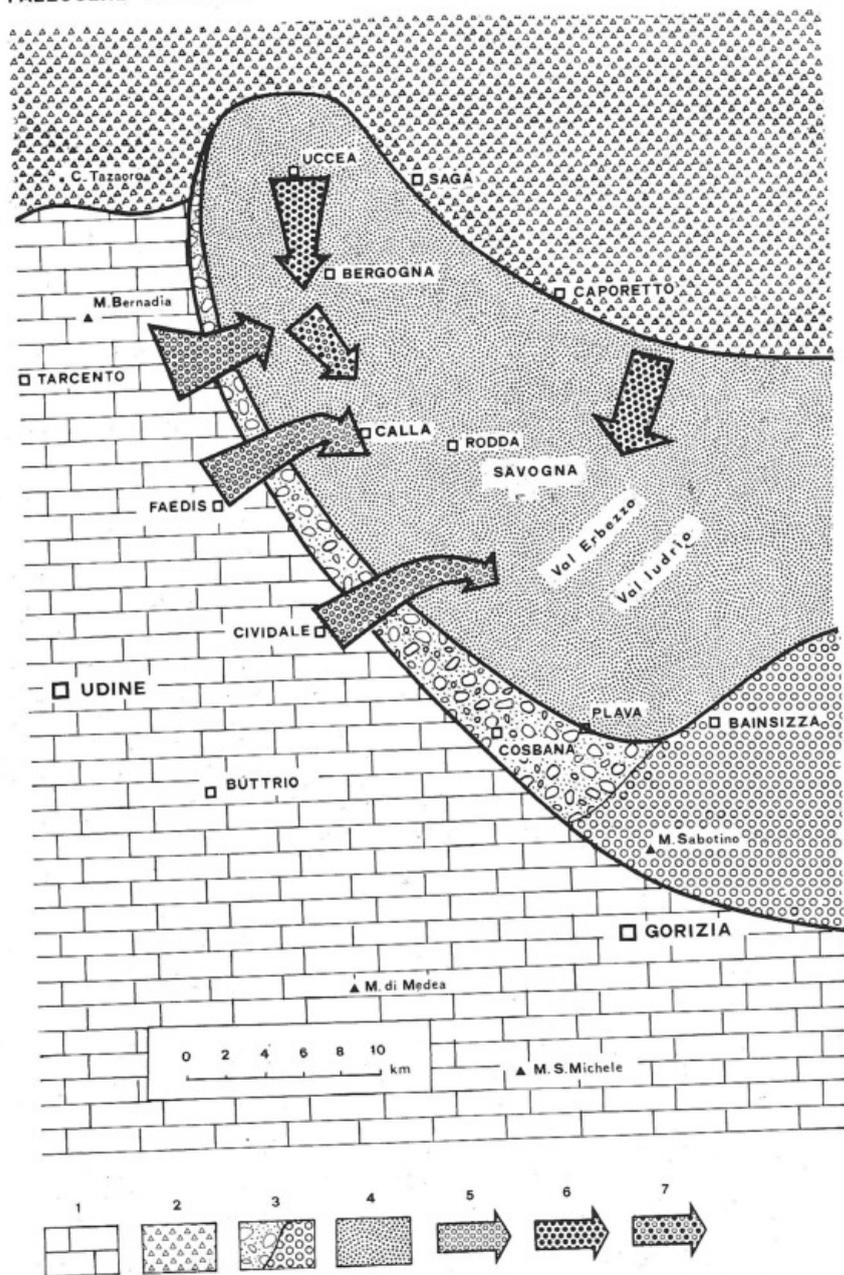


Fig. 12 - Paleogeografia durante il Paleocene inferiore.

- 1) Piattaforma carbonatica, localmente emersa.
- 2) Area emersa o in emersione.
- 3) Margine di bacino: zona di transizione tra piattaforma e solco, con marne, breccie supportate da matrice, calcareniti, breccie.
- 4) Solco con flysch marnoso-arenaceo-conglomeratico.
- 5) Apporti «friulani».
- 6) Apporti «prealpini» e «carnici».
- 7) Apporti «misti».

giustificare la presenza degli intervalli T_a e T_b nelle arenarie dello Iudrio e dell'Erbezzo; esse venivano a trovarsi in posizione «apparentemente più distale» rispetto alle coeve arenarie di Savogna, sottilmente laminate (Tunis & Venturini, 1984).

In mancanza di altri elementi per caratterizzare le facies torbidityche del «Flysch di Calla» (geometrie, strutture sedimentarie, associazioni con facies grossolane ecc.), spiccano le diverse sequenze di strutture interne ed i diversi spessori degli strati negli affioramenti osservati nella parte centrale e meridionale del bacino. Queste differenze sembrano connesse alla presenza di modesti gradini tettonici, all'incirca paralleli all'asse del solco, che limitavano l'espansione e lo scorrimento delle torbide.

In questa unità si osservano strati calcarenitico-arenacei che denotano caratteristiche prossimali e che presentano saltuariamente alla base dei sottili livelli calciruditi con piccoli clasti di selce. I materiali misti di questa litofacies, già segnalata nell'area nord-orientale delle Valli del Natisone nel Maastrichtiano (parte media del «Flysch dello Iudrio») (Tunis & Venturini, 1984), dovevano avere una sorgente differente da quella dei banchi carbonatici e da quella del flysch arenaceo-marnoso. Si suppone che questi materiali si fossero già risedimentati in un'area situata a NW (forse la zona del Gran Monte) e che in origine fossero già composti da clasti di differenti provenienze: di origine «friulana» (Piattaforma carbonatica friulana), «carnica» (Alpi Carniche) e «prealpina» (1). I depositi di tipo misto, di provenienza nord-occidentale (Fig. 12), sono comparsi sporadicamente nell'area in esame nel Paleocene medio, ma hanno assunto maggior consistenza durante il Paleocene superiore.

La parte superiore dell'unità è marcata da banchi carbonatici torbiditychi in cui è comune il rinvenimento della sequenza tipo T_{a-e} ; ciò potrebbe indicare un ulteriore arretramento verso SW della scarpata occidentale (2).

Per quanto riguarda le marne del «Flysch di Calla», è probabile che il colore rossastro sia stato conferito da argille rosse residuali erose dalle aree emerse settentrionali (Feruglio, 1925), oppure, più verosimilmente, da particolari condizioni ambientali (Tunis & Venturini, 1984). Entrambe queste cause sarebbero ricollegabili alle variazioni paleoclimatiche e/o ai movimenti eustatici avvenuti al passaggio Cretacico-Terziario (Vail et al., 1977).

«Flysch di Masarolis» (Paleocene medio p.p. - Paleocene sup. p.p.).

A questa unità si fa appartenere la successione flyschoidale silicoclastica compresa tra il «Flysch di Calla» ed il «Megastrato di M. Ioanaz». Le caratteristiche fondamentali che contraddistinguono questo flysch dai precedenti

(1) Con materiali prealpini si intendono quelli costituiti da litotipi presenti nelle Prealpi Giulie, a nord del sovrascorrimento Periadriatico.

(2) Questi flussi carbonatici scendevano da SW e sfruttando la maggior pendenza piegavano poi a SE seguendo l'asse del solco.

sono dovute alla presenza di intercalazioni arenaceo—marnose torbiditiche, di potenti livelli di marne calcaree grigio—azzurre, di paraconglomerati e conglomerati ricchi di ciottoli di selce, di calcareniti gradate e laminate con discreta percentuale di granuli di quarzo e denotanti impronte di erosione (flute casts, ecc.) (1). Gli intervalli torbiditici completi, scarsi nelle alternanze arenaceo—marnose della parte inferiore dell'unità, diventano sempre più frequenti verso l'alto.

Il «Flysch di Masarolis» si estende ad oriente della zona in esame ed è ben osservabile nei pressi di Vernassino, Dolegna, Stregna e nella Valle dello Iudrio (Ciubiz—Salamant).

Per la descrizione dell'unità è stata scelta la successione osservata lungo la mulattiera che percorre il versante orientale del M. Ioanaz (Fig. 13). Dal basso verso l'alto si osserva la seguente successione:

— Alternanze di marna ed arenaria (rapporto arenaria/marna ≈ 1 nella parte inferiore, > 1 nella parte alta) sottilmente stratificate (spessore della porzione arenacea 3–10 cm). Si riscontrano pure livelli di paraconglomerato, calcirudite bioclastica e calcarenite. Gli elementi del paraconglomerato derivano essenzialmente da litotipi carbonatici di piattaforma (alcuni di facies lagunare di tipo «liburnico»), ma sono stati osservati anche rari ciottoli di selce (spessore 100 m ca.).

— A 100 m dalla base, un orizzonte calcareo (2) costituito da strati calcarenitici con frequenti laminazioni parallele e da banchi di marna. Le direzioni di trasporto misurate da flute casts sono da nord—ovest, con valore medio 300° (spessore 29 m).

— Una facies arenaceo—marnosa (strati di spessore variabile da 5 a 20 cm, e rapporto arenaria/marna ≈ 1) in cui è stata osservata per la prima volta la sequenza completa di Bouma T_a — e . Un livello calcilitico nocciola intercalato ha rivelato una buona associazione indicativa della base del Paleocene superiore (*Morozovella angulata*, *M. velascoensis*, *M. albeari*, *M. pusilla*, *Planorotalites pseudomenardi*, *P. ehrenbergi*, *Subbotina trilocolinoides*). Associate a questa facies si rinvennero delle marne ciottolose che contengono sia clasti arrotondati (calcarei oolitici, calcari selciferi, selci ecc.) che clasti spigolosi (breccie, calcari a Rudiste, calcari coralligeni, ecc.) (3). Si sono frequentemente individuati frammenti di Coralli usurati, valve di *Ostrea* e chips di marne rosse. Verso l'alto al paraconglomerato si sostituiscono breccie con clasti di origine organogena e quindi marne calcaree sottilmente laminate (spessore 30 m).

— Flysch francamente arenaceo (la porzione arenacea può raggiungere 120 cm di spessore), spesso con sequenza di Bouma completa. I livelli calcilitici sono rari e consistono in micriti fossilifere a *Morozovella* cf. *conicotruncata*, *M. aequa*, *Globigerina* spp. del Paleocene superiore s.l. Alla sommità il flysch è ancora più marcatamente arenaceo, talora con strati arenacei rinsaldati, privi di marna, associati ad intercalazioni di paraconglomerato, calcareniti a rilevante contenuto siliceo e breccie (spessore 190 m circa).

(1) Alcune litofacies simili sono presenti già nel Maastrichtiano nell'area orientale delle Valli del Natise. La differenziazione dalle unità più antiche è limitata alla zona in esame.

(2) L'orizzonte calcareo è ben visibile ad est di Masarolis lungo la carrareccia che porta a Pegliano. Qui si osservano strati di calciruditi dello spessore medio di 50 cm e quindi strati calcarenitici (spessore prevalente 30 cm) per complessivi 15 m. Infine compaiono marne grigio—azzurre per uno spessore di 5 m. Superiormente si rinvennero strati calcarenitici (direzioni di trasporto da nord—ovest, 320°) che sfumano a strati calcilitici per uno spessore totale di circa 3 m. Alla sommità si ritrovano marne grigio—azzurre non stratificate (6 m). L'intero orizzonte costituisce un grosso livello con pieghe di scivolamento gravitativo con asse NE—SW, praticamente perpendicolare alle direzioni di corrente misurate.

(3) Tra i clasti sono frequenti delle microfacies ad Alge Corallinacee, frequenti *Miscellanea* sp. e *Globigerina* spp. e rare *Morozovella* gr. *aequa*.

Nella zona di Rodda, sempre nella parte superiore dell'unità, uno strato calcarenitico presenta impronte di corrente con direzione 290° da nord-ovest. Le breccie qui esaminate contengono clasti di selce di piccole dimensioni ed elementi carbonatici grossolani fra cui spiccano calcari a grossi *Miliolidae*.

Il «Flysch di Masarolis», nella Valle del Natisone, raggiunge circa 350 m di spessore.

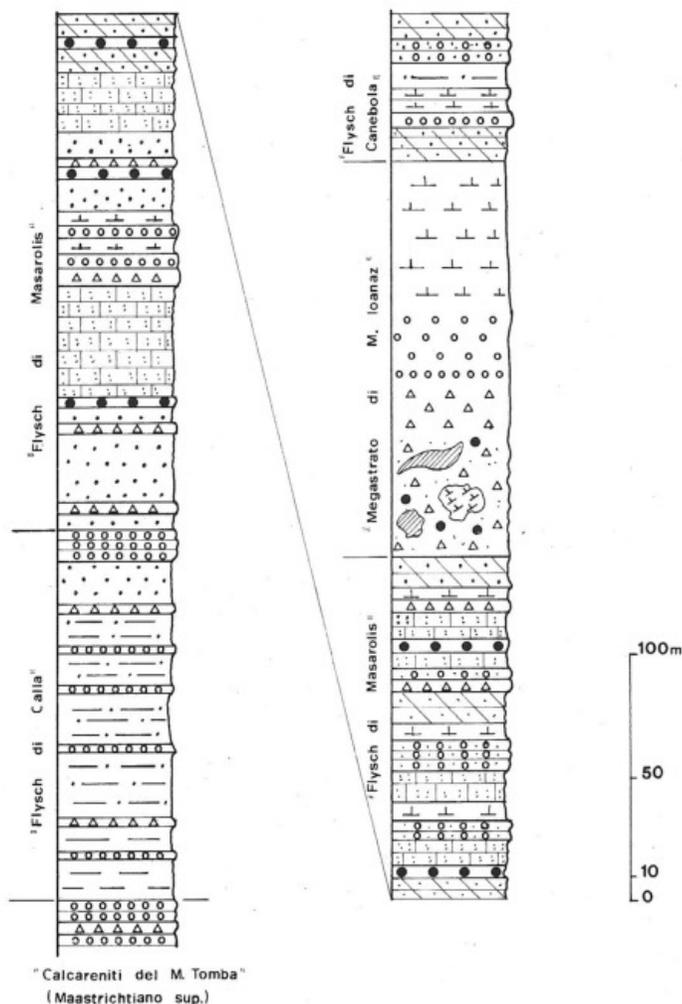
Discussione.

La parte inferiore dell'unità denota notevoli affinità litologiche e sedimentologiche con la parte superiore del «Flysch di Calla», per cui si ritiene che la situazione ambientale si sia mantenuta pressochè simile a quella descritta in precedenza.

Più interessante è la comparsa dell'orizzonte calcareo (seconda litozona) originato da due importanti flussi carbonatici provenienti da NW. Infatti, nonostante la presenza di stratificazione interna, i due banchi calcarenitici possiedono una gradazione a grande scala e flute casts solo nel rispettivo strato basale. Ciò dovrebbe essere collegato a due singoli episodi di risedimentazione. Le marne al tetto sono sterili e presentano un notevole spessore rapportato al materiale sottostante (nel banco superiore lo spessore delle marne è addirittura doppio rispetto alle calcareniti). Questo fatto può far pensare a fenomeni di stagnazione dei materiali più fini senza che gli stessi venissero dispersi in un vasto raggio. Inoltre il grosso livello con pieghe di scivolamento gravitativo di Pegliano, che ha coinvolto l'intero orizzonte calcareo, sta ad indicare che la sedimentazione di questi materiali non è avvenuta nella parte più profonda del bacino. Questi elementi testimoniano l'inizio della chiusura del solco, il quale assumeva via via dimensioni più ridotte, ma presentava una zona assiale in approfondimento, interessata anch'essa da un accentuato tettonismo.

Successivamente alla messa in posto delle pieghe di scivolamento gravitativo (base del Paleocene superiore) diventa sempre più frequente il rinvenimento di strati con sequenza di Bouma completa, associati comunque a strati privi di strutture.

L'accentuata isorientazione di tutte le direzioni di corrente misurate nel flysch delle valli del Natisone (Venzo & Brambati, 1969; Tunis, 1976) indica, oltre ad una provenienza strettamente nord-occidentale dei materiali, pure un condizionamento di tipo tettonico dovuto all'avvicinamento dei due lati del solco. La scarpata nord-orientale e quella sud-occidentale hanno svolto praticamente la funzione di argini tra i quali si sono incanalate le torbide. Il bordo nord-orientale ha contribuito in misura minore al riempimento del bacino; a tale proposito sono però significativi dei sottili livelli calcilutitici contenenti faune con differenti stati di conservazione, che rivelano notevoli rimaneggiamenti di *Globo truncanae* caratteristiche di piani che vanno dal Coniaciano al Maastrichtiano superiore. Queste calcilutiti, che si sono rivelate quindi torbiditi,



"Calcareni del M. Tomba"
(Maastrichtiano sup.)

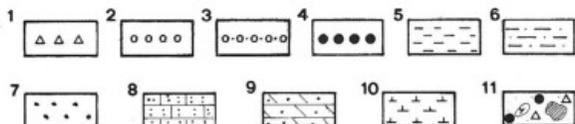


Fig. 13 — Sezione stratigrafica schematica riassuntiva del flysch paleocenico affiorante nell'area di Calla—Masarolis.

- 1) Breccie, calciruditi.
- 2) Calcareni.
- 3) Calcareni arenacee.
- 4) Paraconglomerati, marne ciottolose.
- 5) Flysch marnoso ($A/M \ll 1$).
- 6) Flysch marnoso—arenaceo ($A/M < 1$).
- 7) Flysch arenaceo—marnoso ($A/M \approx 1$).
- 8) Flysch arenaceo—marnoso ($A/M > 1$).
- 9) Flysch arenaceo ($A/M \gg 1$).
- 10) Marne calcaree, calcilutiti marnose.
- 11) Olistostroma.

sono derivate dallo smantellamento di livelli pelagici cretacici ed hanno una probabile provenienza settentrionale, differente comunque da quella nord-occidentale dalla quale sono giunte le arenarie.

E' possibile che l'intero settore M. Mia—M. Matajur—Colovrat stesse sollevandosi in questo periodo, mentre si reputa che l'area compresa fra Platischis e Montemaggiore fosse stabile o ancora debolmente subsidente, in considerazione del fatto che è stata raggiunta successivamente da un colossale episodio di frana sottomarina («Megastrato di M. Ioanaz»).

I paraconglomerati contengono clasti di origine «friulana», «prealpina» e «carnica». Tra i clasti di origine friulana prevalgono quelli contenenti associazioni faunistiche paleoceniche. La zona di provenienza del paraconglomerato si trovava probabilmente all'estremità nord-occidentale del solco, dove si accumulavano i materiali erosi dalla Bernadia e dalle Prealpi. Il buon grado di arrotondamento dei ciottoli di selce e dei paraconglomerati e l'abbondanza di sabbie quarzose che costituiscono la parte arenitica delle torbiditi devono essere connessi all'esistenza di un delta o di un fan delta, il quale era situato approssimativamente dove si erge oggi la catena dei Musi. Il fiume trasportava materiali di origine «carnica». Una parte di questi materiali arrivava nella zona in esame tramite correnti di torbida; i materiali più grossolani la raggiungevano invece dopo essersi depositati una prima volta in un'area posta ad oriente della Bernadia e in seguito rimobilizzati, tramite meccanismi del tipo «debris flow»; questo giustificerebbe l'origine mista dei materiali.

«Megastrato di M. Ioanaz» (Ilerdiano inf.).

L'unità si riferisce ad uno strato complesso che riteniamo prodotto da un unico episodio sedimentario originato da una colossale frana sottomarina. Il livello caotico basale è costituito da elementi di paraconglomerato, conglomerato, breccia, calcarenite, da lembi di sottili alternanze arenaceo-marnose talora intensamente piegati o disarticolati, rip up clasts di marne grigio-azzurre, disposti caoticamente ed interamente mescolati tra loro. Superiormente all'olistostroma si rinvengono breccie e calciruditi non stratificate che sfumano a calcareniti arenacee, quindi a calcilutiti grigio-scure ed infine a marne grigio-azzurre a frattura scagliosa (Fig. 13).

Le marne grigio-azzurre al tetto contengono rari Foraminiferi rimaneggiati. Comunque, al «Megastrato di M. Ioanaz» può essere attribuita con buona attendibilità un'età ilerdiana, soprattutto in base alla sua posizione stratigrafica.

Lo spessore totale presso la Bocchetta di S. Antonio è di circa 160 m composti da 50 m del livello caotico basale, 50 m di breccia e calcarenite e 60 m di calcilutiti e marne (Fig. 13).

Secondo le descrizioni fornite da Feruglio (1925), il livello dello Ioanaz prosegue verso nord-ovest e quindi a nord, fino a giungere nella zona di Montemaggiore. A Platischis, questo megastrato non presenta il livello caotico basale

ILERDIANO INFERIORE

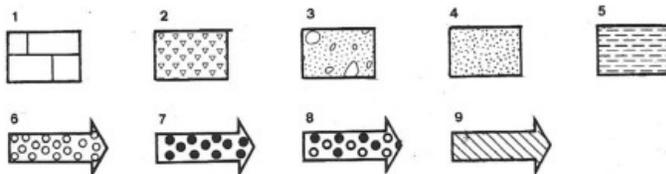
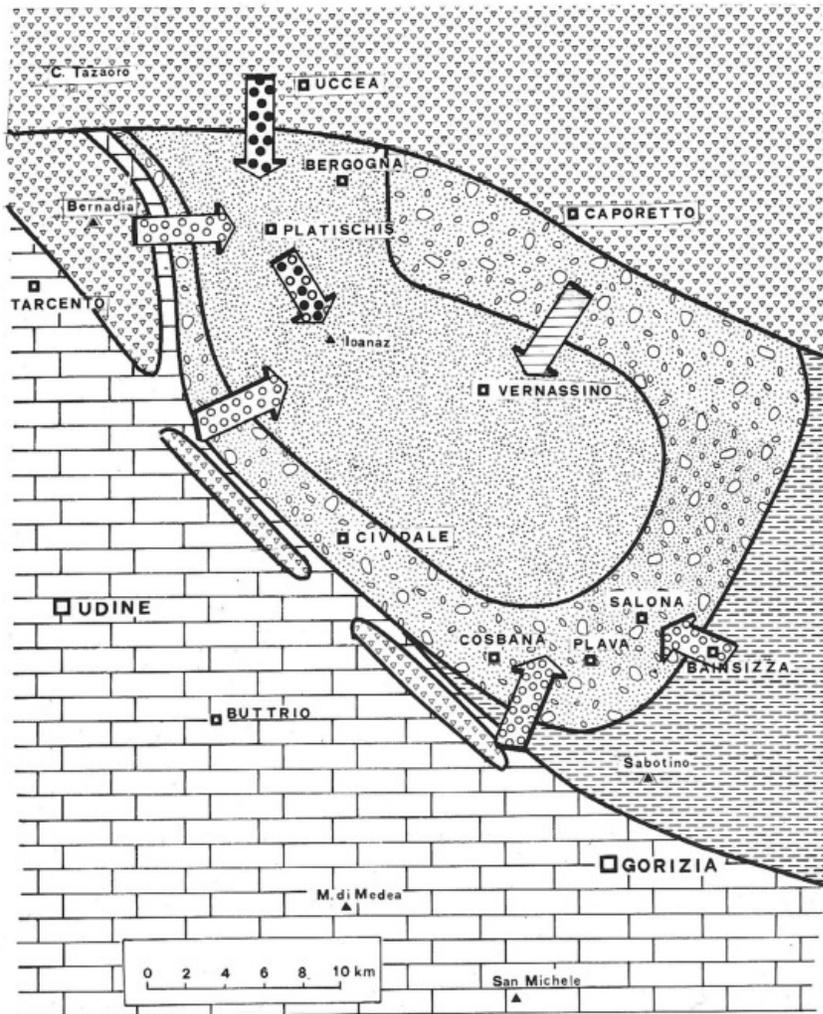


Fig. 14 — Paleogeografia durante l'Ilerdiano inferiore.

- 1) Piattaforma carbonatica.
- 2) Aree emerse o in emersione.
- 3) Scarpata con marne, breccie supportate da matrice.
- 4) Solco con flysch arenaceo—marnoso—conglomeratico.
- 5) Piattaforma con apporti terrigeni (marne e calcareniti con spessori molto ridotti).
- 6) Apporti «friulani».
- 7) Apporti «prealpini» e «carnici».
- 8) Apporti «misti».
- 9) Probabili apporti dalla scarpata nord—orientale.

ed inizia con una breccia non grossolana, che sfuma poi a calcarenite e marna. Verso oriente è stato da noi seguito (Tunis & Venturini, 1984) oltre la Valle del Natisone, in una serie di affioramenti fra Sorzento e Tribil di sotto, fino alla Valle dello Iudrio. E' probabile che questo grosso orizzonte affiori anche nella Valle dell'Isonzo presso Salona (Anhovo, Jugoslavia). Presso Anhovo si osservano infatti numerose sequenze ciclotemiche con la seguente successione: megabreccia con blocchi di calcari cretacici di dimensioni fino a 25 m, calcarenite grossolana, calcarenite fine, marne ed infine sottili interstratificazioni arenaceo-marnose (Kuščer et al., 1974 b).

Il «Megastrato di M. Ioanaz» rappresenta quindi un eccellente orizzonte guida e, come lo «strato complesso di Vernasso» (Gnaccolini, 1968 b), costituisce uno dei più importanti episodi di frana sottomarina del flysch terziario delle Prealpi Giulie.

Discussione.

Dal punto di vista genetico il «Megastrato di M. Ioanaz» non si differenzia dagli altri megastrati minori segnalati da Feruglio (1925); solo le enormi dimensioni lo pongono in risalto, come pure la continuità laterale (30 chilometri) riportata alle ormai modeste dimensioni del bacino.

Per quanto riguarda l'area di origine del megastrato, la mancanza dell'orizzonte di frana e la granulometria non estremamente grossolana alla base del banco nella zona di Platischis (circa 9 chilometri a NW del M. Ioanaz) fanno escludere una provenienza settentrionale o nord-occidentale in senso stretto. Infatti al Monte Ioanaz, nei livelli calciruditi non si sono osservati clasti di selce, mentre sono frequenti i clasti di calcari a Rudiste provenienti dalla piattaforma carbonatica. Nell'alta valle del T. Chiarò di Torreano (Raun) è stata individuata alla base del megabed una grossa piega rovesciata con asse di direzione 315° , grosso modo parallelo all'asse del solco. Questo fatto potrebbe indicare un movimento da sud-ovest, almeno del livello basale. Presso Anhovo, la composizione degli olistoliti calcarei ed il pinching out a grande scala dei ciclotemi verso est provano, secondo Kuščer et al. (1976), uno scivolamento verso ovest degli olistostromi (Fig. 15).

Da questi dati e poichè è difficile immaginare, nell'ipotesi di un'unica provenienza, che l'orizzonte di frana abbia percorso decine di chilometri senza

Fig. 15 — Sezione stratigrafica schematica riassuntiva della successione affiorante nella Valle del Natisone, tra Stupizza e Sorzento.

- 1) Calcari dolomitici. 2) Calcilutiti nocciola stratificate. 3) Lenti di breccia. 4) Strutture paleocarsiche. 5) Calcari oolitici. 6) Calcarenite stratificate. 7) Calcari selciferi. 8) Calcarenite a stratificazione non ben visibile. 9) Calcilutiti a stratificazione indistinta. 10) Biocalciruditi. 11) Breccia. 12) Flysch marnoso-arenaceo. 13) Flysch arenaceo-marnoso. 14) Paraconglomerati. 15) Marne calcaree. 16) Flysch prevalentemente arenaceo. 17) Olistostroma.

sembra in effetti in aumento durante l'Ilerdiano – Cuisiano inferiore (Tunis & Venturini, 1985). E' ragionevole inoltre presumere l'esistenza di una importante faglia, che avrebbe causato la rottura del margine stesso ed originato un gradino. Una parte dei livelli torbidity e dei depositi di frane sottomarine precedenti accumulatisi al piede della scarpata sono stati investiti, prelevati e sormontati dall'enorme massa di materiale carbonatico scaricata dalla piattaforma. Il quarzo, presente in modeste percentuali nelle calcareniti, proviene probabilmente da sedimenti arenacei già deposti ed erosi dal flusso di materiali.

Il fenomeno ha causato la messa in sospensione di un' enorme quantità di materiale fine, come documentato dallo spessore di marne e calcilutiti alla sommità (60 m). Ma la quantità di materiale pelitico non è sufficiente a spiegare uno spessore così elevato. Ciò si poteva verificare se la dispersione dei materiali fini veniva impedita, quindi il solco doveva essere chiuso ad oriente. Si sarebbe così originata una sorta di effetto ponding (Scholle, 1971; Jordan, 1981) con relativa rapida deposizione nelle zone più profonde.

In Fig. 14 viene illustrata la situazione paleogeografica durante l'Ilerdiano inferiore. Per quanto riguarda la provenienza dei materiali, si ritiene che il margine nord-orientale fosse meno attivo in quanto raramente sono stati individuati conglomerati di esclusiva origine settentrionale (cf. area ad oriente di Vernassino). Questo margine contribuiva in misura minore con materiale di tipo sabbioso-argilloso e carbonatico fine, che s'incanalava nel solco seguendo una direzione parallela alle torbide silicoclastiche nord-occidentali.

«Flysch di Canebola» (Ilerdiano – Cuisiano inf. p.p.).

Di questa unità, sulla quale sono attualmente in corso studi più approfonditi, è stato rilevato solamente un piccolo lembo a nord di Canebola (Fig. 19). Nel «Flysch di Canebola» vengono qui fatti rientrare i terreni flyschoidi affioranti nelle valli dei torrenti Chiarò e Grivò, compresi tra il «Megastrato di M. Ioanaz» e lo «strato complesso di Vernasso» (Gnaccolini, 1968 b).

Presso la Bocchetta di S. Antonio, la parte inferiore dell'unità è costituita da arenarie nocciola con laminazioni parallele e convolute, rinsaldate, in strati da 5 a 20 cm. Superiormente si rinviene un orizzonte carbonatico costituito da calcareniti nocciola, a stratificazione mal visibile, caratterizzate da laminazioni parallele, convolute ed incrociate, e da marne grigio-azzurre (1).

Successivamente è osservabile un flysch prevalentemente marnoso (marne grigio-azzurre) con sottili livelli arenacei di 3–5 cm. Quindi compaiono calcareniti arenacee laminate (laminazione parallela, convoluta ed incrociata) in strati da 5 a 20 cm. Complessivamente i livelli esaminati presentano uno spessore di 50 m circa.

(1) La stratificazione, quando visibile, varia da 10 a 100 cm.

La successione continua con altri cinque importanti banchi calcarei, separati da strati flyschoidi. Infine presso la vetta del M. Carnizza compare «un nuovo poderoso banco di conglomerato grossolano, passante verso l'alto a breccia e a brecciola, a calcari arenacei e calcari marnosi compatti celestini» (Feruglio, 1925). Questo megastrato è l'orizzonte di Vernasso che è stato seguito da Feruglio per una lunghezza complessiva di oltre 22 chilometri. Verso oriente questo livello ha estensione ancora maggiore (Tunis & Venturini, 1984).

Nella zona di Canebola e Valle lo spessore complessivo del «Flysch di Canebola» dovrebbe aggirarsi sui 350 m. Il tetto di questa unità è stato attribuito da Richter (1975) all'Eocene inferiore s.l. (1).

I pochi affioramenti osservati del «Flysch di Canebola» mostrano sensibili differenze rispetto al «Flysch di Masarolis» soprattutto per la parte medio-inferiore di quest'ultimo. Infatti sono relativamente meno frequenti le sottili interstratificazioni arenaceo-marnose, mentre si rinvencono comunemente arenarie amalgamate e banchi calcareo-marnosi. Le arenarie e le calcareniti rappresentano delle facies prossimali (2). Si rileva infine che le marne delle torbiditi silicoclastiche sono petrologicamente molto simili alle marne presenti al tetto delle calcitorbiditi. Ciò porta ancora ad ipotizzare la costante presenza di materiali carbonatici finissimi in sospensione, ristagnanti nel bacino.

A sintetizzare i dati litologici e biostratigrafici fin qui esposti viene illustrata schematicamente in Fig. 15 la successione stratigrafica affiorante nella Valle del Natisone fra Stupizza e Sorzento.

Situazione paleogeografica durante il Paleogene nella regione compresa tra il Tagliamento e l'Isonzo.

A conclusione del quadro paleogeografico sin qui delineato si ritiene opportuno estendere la discussione ai depositi ilderiani e cuisiani largamente affioranti nelle aree limitrofe; ciò per completare l'interpretazione sulla dinamica e sulle modalità di riempimento e di chiusura del bacino.

Nella zona compresa fra il torrente Cornappo ed il F. Natisone (area a di Fig. 16) sono facilmente seguibili sul terreno una ventina circa di megastrati, il cui spessore può superare di decine o addirittura di centinaia di volte quello dei più potenti strati torbiditici ad essi associati. Il più importante e spettacolare megabed è lo «strato complesso di Vernasso» (Gnaccolini, 1968 b), di età cuisiana inferiore. Questo megastrato ha avuto una genesi simile a quella del «Me-

(1) Da dati ricavati da studi nostri la parte sommitale del "Flysch di Canebola" è attribuibile al Cuisiano basale: zona a *Morozovella* gr. *formosa-aragonensis*.

(2) Nonostante il facile riconoscimento delle facies sedimentologiche secondo gli schemi proposti da Mutti & Ricci Lucchi (1975), riteniamo che l'associazione di facies si discosti dai modelli classici di organizzazione delle torbiditi terrigene. Ciò a causa dei notevoli condizionamenti tettonici e paleomorfologici nell'ambito del bacino.

costituito da un calcare litografico contenente flora senoniana. Questo calcare deve essersi depositato in un ambiente lagunare circondato parzialmente da terre emerse. Non può derivare dalla Bernadia, in quanto i calcari senoniani presentano qui tutt'altra facies, e precisamente di piattaforma esterna (Feruglio, 1954). Escludendo le altre direzioni, la provenienza del masso deve essere perciò localizzata sulla scarpata sud-occidentale e la frana sottomarina deve aver interessato depositi molto interni rispetto al margine di piattaforma senoniano. Assieme al masso sono pure franati blocchi di calcari bituminosi a pesci (anch'essi di ambiente lagunare), calcari liburnici a *Cerithium* e *Miliolidae*, calcari marnosi a Crostacei ecc. Predominano i clasti angolosi, ma sono abbastanza frequenti i clasti subarrotondati, probabilmente elaborati dal moto ondoso. Tutti questi materiali si accumulavano in prossimità del margine fino al momento in cui un grosso episodio sismico deve aver provocato il crollo di un ampio settore dello stesso. Verosimilmente, un'altra faglia parallela a quella che aveva originato il «Megastrato di M. Ioanaz» deve aver formato un nuovo gradino, causando l'arretramento verso sud-ovest della scarpata. Se il movimento, come sembra, è avvenuto perpendicolarmente alla scarpata sud-occidentale, la zona di origine dei grossi olistoliti di Vernasso doveva esser situata pochi chilometri a sud-ovest di Cividale.

Sempre nell'ambito del Megastrato di Vernasso, gli olistoliti del M. Iauer sembrano derivare invece dall'area della Bernadia nei cui pressi, a Vallemontana, affiora un colossale blocco di calcare di piattaforma di età senoniana che raggiunge, a quanto sembra, una lunghezza di 500 m separato dal resto della massa cretacea da un lembo di flysch. Secondo un'ipotesi di Marinelli (1902), ripresa da Feruglio (1925), il blocco si sarebbe staccato dalla massa di calcari coevi scivolando sopra sedimenti eocenici, non spostandosi tuttavia di molto dalla posizione originaria. Il litotipo corrisponde a quello che forma i blocchi più grossi del M. Iauer posto a 5 chilometri di distanza da Vallemontana.

Tunis (1976) segnala la presenza di vari tipi di depositi caotici, sempre attribuibili alla facies F (Mutti & Ricci Lucchi, 1975), nei vari affioramenti del livello di Vernasso. Qui si ribadisce che i differenti litotipi osservati sono significativi di diverse provenienze dei materiali, anche se le varie aree sorgenti sono poste sempre lungo tutto il margine della piattaforma. Sopra di esso si depositava la enorme massa di clasti di dimensioni minori provenienti da differenti zone di margine, i quali venivano convogliati secondo il senso della pendenza generale del solco. In questo modo si può spiegare la presenza di rari clasti di selce nell'orizzonte di breccia di Costa, a meno che questi clasti non costituiscano il prodotto «cannibalistico» operato su precedenti depositi di origine nord-occidentale. Questa tendenza potrebbe spiegare l'eccezionale spessore del megastrato di Vernasso e le differenti frequenze delle litologie, oppure la netta prevalenza di alcune di esse, nei diversi affioramenti lungo una quindicina di chilometri. Superiormente al livello di Vernasso, a nord di Cividale—Faedis, si segna-

lano una quindicina di megastrati minori (1), separati da intercalazioni arenaceo-marnose di origine torbiditica. Le direzioni di corrente misurate alla base degli strati arenacei sono da nord-ovest.

Questa tipica suite deposizionale a megabeds e torbiditi silicoclastiche (Ilerdiano-Cuisiano) compare anche ad oriente del F. Natisone (area b di Fig. 16), lungo una fascia di terreni che dai colli di S. Pietro al Natisone si estende verso Clastra, Postacco, Cravero, Stregna fino alla zona di Castelmonte e quindi in Jugoslavia fino al F. Isonzo. Il numero complessivo dei banconi è probabilmente inferiore a quello indicato da Feruglio per la zona occidentale; essi sono considerevolmente meno potenti e soltanto i due più importanti («Megastrato di M. Ioanaz» e «Strato complesso di Vernasso» sono facilmente seguibili sul terreno (Tunis & Venturini, 1984).

Presso Attimis, nei livelli più alti della successione a megastrati, si rinviene una fauna con *Velates schmidelianus* del Cuisiano, probabilmente medio. Gli strati flyschoidi mostrano la presenza di intervalli interni (facies E, C₁ e C₂) (Mutti & Ricci Lucchi, 1975) e flute casts che indicano direzioni di corrente da nord. I banconi calciruditi e calcarenitici sono ricchi di piccoli ciottoli di selce.

Sopra i livelli flyschoidi con megabeds calcarei, si rileva una zona arenaceo-marnosa che forma i colli più esterni (Savorgnano, Tarcento e Buja). La fauna presente in alcune località delle due ultime zone (Cousin, 1981) è stata correlata con quella dei colli di Rosazzo e di Cormons, appartenenti al Cuisiano superiore (Hottinger, 1960; Hottinger et al., 1964; Schaub, 1962); però l'ambiente deposizionale non è più di bacino profondo.

Per quanto riguarda la zona della Bernadia (area c di Fig. 16), gli strati cretaci a sud di questo monte emergevano per lo meno parzialmente, mentre nella valle del R. Zimor (a nord-ovest della Bernadia) si sedimentavano depositi con *Velates schmidelianus*. Questa interpretazione sembra avvalorata dallo studio dell'andamento dei banchi carbonatici soprastanti al livello del R. Zimor (marne nere a *Velates*), che vanno direttamente ad appoggiarsi sui calcari cretaci del versante sud-occidentale della Bernadia. Anche Cousin (1981) conferma questa ipotesi; secondo l'Autore la sedimentazione flyschoidale sarebbe già iniziata nell'Ilerdiano sui versanti settentrionali della Bernadia, mentre invece a meridione, a Tarcento, il flysch si sarebbe depositato solo a partire dal Cuisiano medio. Comunque l'area posta ad occidente della Bernadia presenta un complicato quadro paleogeografico strutturale con falde tettoniche, livelli franati provenienti dai fianchi occidentali del monte, depositi torbiditici e fluvio-deltizi (2) (Tunis & Venturini, studi in corso).

(1) Per ulteriori informazioni cf. Tunis & Venturini (1985).

(2) Depositi di tipo deltizio, che rappresentano probabilmente i sedimenti di chiusura del solco settentrionale, sono stati da noi osservati anche ad occidente di Monteaperta, nelle vicinanze del sovrascorrimento Periadiatico.

Dieci chilometri a nord—ovest della Bernadia, sul M. Cuarnan, Cousin (1981) segnala la presenza di ortoconglomerati e grovacche dell'Eocene inferiore, trasgressivi su calcari pelagici del Malm e del Berriasiano.

Tre piccoli lembi isolati di brecciole sono presenti al M. Amariana (Tolmezzo) e a nord—ovest del M. Plauris (Tugliezzo) (cf. Fig. 16 in basso a sinistra), trasgressivi rispettivamente sul Calcare del Dachstein e sulla Dolomia principale. A Tugliezzo le breccie di grana medio—fine, sono molto ricche di Nummuliti ed Assiline, e sono costituite da elementi calcarei legati da cemento calcareo o calcareo—marnoso giallastro. Gli elementi della breccia, nei punti dove la grana è più grossolana, hanno contorni arrotondati e corrispondono litologicamente ai calcari immediatamente sottoposti. Alle breccie e brecciole nummulitiche si intercalano, verso l'alto, strati marnosi, sempre ricchi di Foraminiferi (Feruglio, 1925). Le biocalciruditi marnose della parte superiore presentano discrete percentuali di sabbia quarzosa e di argilla, che indicano apporti terrigeni di probabile derivazione fluvio—deltizia. La fauna di questi lembi (Nummuliti e Discocline) è stata attribuita al Luteziano basale, rispettivamente da Ceretti (1965) per la zona del M. Plauris e da Carulli et al. (1982) per l'area del M. Amariana.

A ovest del Tagliamento, doveva esistere un altro solco, orientato E—W, dove già dal Paleocene superiore si stava depositando il Flysch di Clauzetto (Cuvillier et al., 1968; Richter, 1970; Sarti, 1979; Stefani, 1982).

Per quanto riguarda il settore sud—orientale della regione, nella perforazione effettuata dall'AGIP nella pianura friulana presso Buttrio, sottostanti a circa 600 m di flysch con intercalate breccie calcaree a Nummuliti, Alveoline ed Assiline, sono stati attraversati calcari compatti che presentano associazioni microfaunistiche analoghe a quelle rinvenute nelle breccie sovrastanti (Martinis, 1962). Nella parte occidentale dei colli di Buttrio, sotto il Castello e a Casali Ottelio, si può esaminare una breccia (sostenuta da matrice) del Cuisiano superiore ad elementi carbonatici scarsamente elaborati dal moto ondoso, forse strappati ancora non ben diagenizzati alla piattaforma carbonatica. I Molluschi, gli Echinidi, i Nummuliti sporgono in modo vistoso dalla matrice carbonatica. Gli stessi resti organici che si ritrovano spesso isolati sono in parte incrostati dalla matrice di cui sopra. Non si conoscono simili depositi nè ad est, nella zona di Rosazzo e Cormons, nè a nord, ad occidente di Attimis e Faedis. Inoltre la macrofauna di Buttrio è caratterizzata dalla presenza di Echinidi e Brachiopodi non ritrovati nei coevi affioramenti fossiliferi di Rosazzo, Cormons ecc. Quindi, nel Cuisiano superiore, la piattaforma era posta poco a sud—ovest di Buttrio (Fig. 17). Dalla stratigrafia del pozzo AGIP di Terenzano, situato 10 chilometri circa ad ovest di quello di Buttrio, risulta che lo spessore del Cuisiano è di soli 107 m; i restanti 230 m di flysch sono attribuiti al Luteziano (Martinis, 1971). Considerando ora i depositi del M. S. Michele (Carso goriziano), gli spessori dei calcari eocenici e paleocenici qui presenti sono più ridotti (circa la metà) di quelli del pozzo Buttrio e del M. di Medea (Martinis, 1962). Sembra quindi che

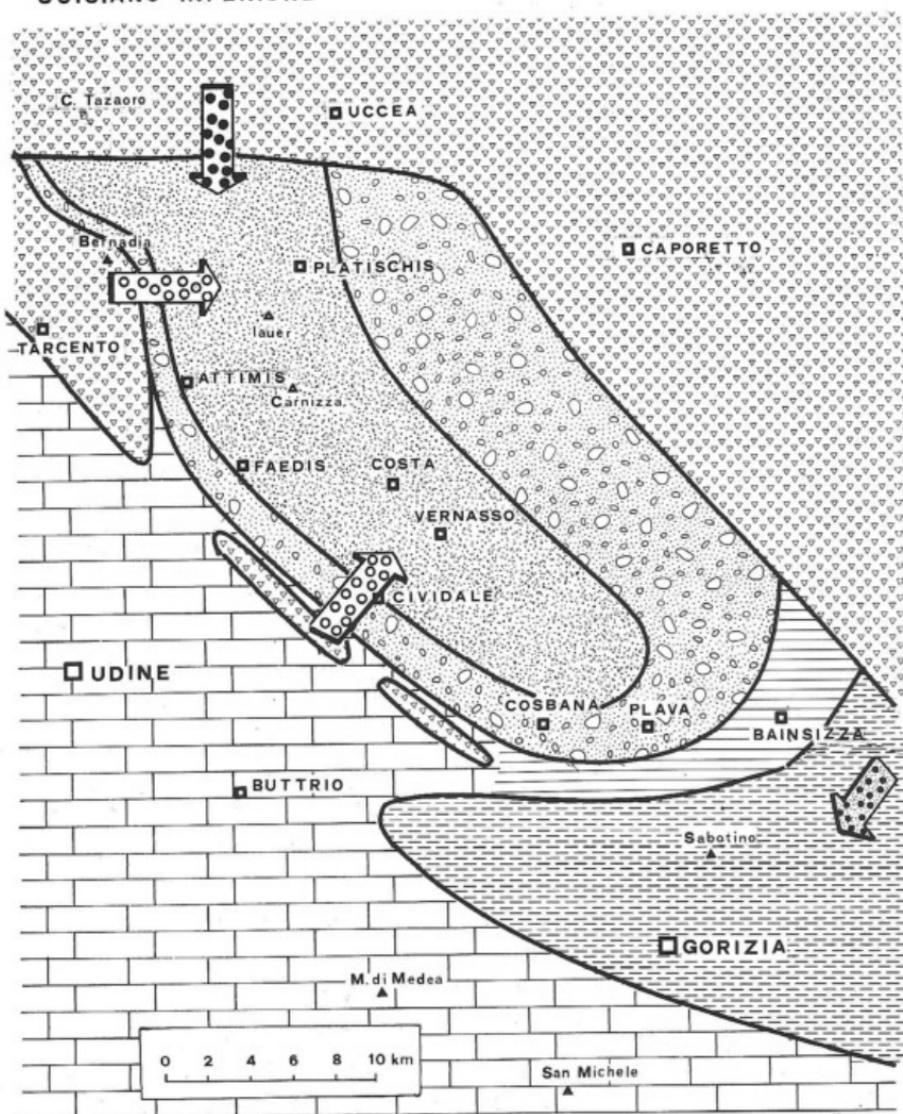
la subsidenza fosse maggiore a settentrione del Carso goriziano. Ciononostante il margine di piattaforma era localmente emerso (1) lungo la linea Faedis—Cividale. Si veniva perciò definendo un solco piatto ed ampio, parallelo al primo, separato da una piccola ruga in fase di smantellamento.

Per quanto riguarda i terreni flyschoidi del Collio sloveno (Goriska brda) (area d di Fig. 16), Cimerman et al. (1974) distinguono due tipi di flysch: Strati di Cosbana e Strati di Medana (località situata circa 7 chilometri a sud della prima). Gli Strati di Cosbana, più antichi (Ilerdiano superiore), hanno caratteristiche torbiditiche e presentano pure banconi di paraconglomerati e calcareniti; le faune sono rappresentate da macroforaminiferi cretaci (Orbitoides ecc.) associati a macroforaminiferi paleocenici (*Alveolinidae* (*A. primaeva*), *Discocyclina* cf. *seunesi*). Negli Strati di Medana (Cuisiano infer.—medio) il flysch non mostra più caratteristiche torbiditiche, nè banchi carbonatici importanti, nè presenza di faune cretache (Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa). Considerata la contemporaneità degli strati inferiori di Medana con il livello di Vernasso e gli altri megastrati ad esso sovrastanti, si deve necessariamente ipotizzare un differente ambiente deposizionale per il flysch di Medana. In Fig. 17 è stata così introdotta una ruga sommersa in prosecuzione di quella già segnalata in precedenza nella zona posta a sud—ovest della congiungente Faedis—Cividale. Questo elemento morfostrutturale separava due zone in cui si depositavano sedimenti con caratteristiche differenti e presumibilmente di diversa origine. Nel Cuisiano inferiore—medio, la supposta ruga deve aver agito, oltre che da separazione fra le due zone, anche da fulcro rispetto ad un movimento basculatorio che produceva l'innalzamento della zona di Cosbana a nord e l'abbassamento della zona di Medana, a sud.

Al M. Sabotino il flysch cuisiano è preceduto da un flysch marnoso—arenaceo in sottili intercalazioni, di età ilerdiana superiore (Nardon, 1982). Nella area di Gorizia (S. Floriano, Oslavia) e del Collio sloveno meridionale (Vipulzano, Cerovo: strati superiori di Medana) il flysch cuisiano inferiore—medio p.p. è costituito da alternanze calcareo—arenaceo—marnose indicanti probabilmente un ambiente di piattaforma influenzata da apporti terrigeni (Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa). Ad esso si sovrappongono le facies terrigene individuate da Martinis (1962) nel Flysch di Cormons. La parte superiore di questo flysch è stata recentemente interpretata (Nardon, 1982; Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa) come deposito di ambiente marino poco profondo, influenzato da un sistema deltizio. L'età della porzione sommitale è attribuita da vari Autori al Cuisiano superiore, probabile passaggio al Luteziano inferiore (Piccoli & Proto Decima, 1969; Castellarin & Zucchi, 1963; Nardon, 1982).

(1) Cf. discussione sul livello di Vernasso.

CUISIANO INFERIORE



17 - Paleogeografia durante il Cuisiano inferiore.

- 1) Piattaforma carbonatica. 2) Aree emerse o in emersione. 3) Scarpata. 4) Solco.
- 5) Piattaforma con apporti terrigeni. 6) Probabile ruga sommersa. 7) Apporti «friulani». 8) Apporti «prealpini» e «carnici». 9) Probabili apporti deltizi nord-orientali.

CUISIANO SUPERIORE

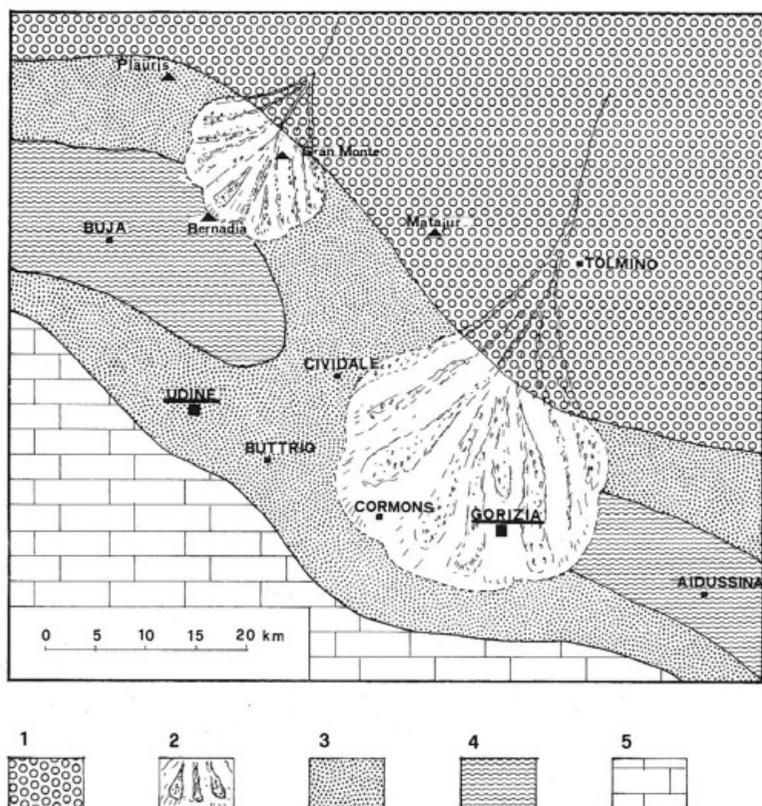


Fig. 18 — Schema paleogeografico orientativo del Cuisiano superiore (Buser, 1973; Cousin, 1981; De Zanche et al., 1967; Drobne, 1977, 1979; Engel, 1974; Orehek, 1972; Pavlovec, 1963; Richter, 1970; Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa).

1) Aree emerse. 2) Aree sottomarine direttamente influenzate da sistemi deltizi: conoide deltizia ad occidente e piana deltizia ad oriente. 3) Aree poco profonde interessate da apporti terrigeni. 4) Aree relativamente più profonde, caratterizzate pure da torbiditi calcaree (megabeds) e talora da torbiditi silicoclastiche. 5) Piattaforma carbonatica localmente emersa.

A conclusione, in Fig. 17 e 18 viene proposta la situazione paleogeografica, rispettivamente durante il Cuisiano inferiore e superiore, dell'area compresa grosso modo tra il fiume Tagliamento ed il fiume Isonzo. Come già descritto nella zona delle Prealpi Giulie meridionali, durante il Cuisiano inferiore e parte del medio, il flysch era rappresentato da torbiditi prossimali con provenienza da nord-ovest e con presenza di megabeds carbonatici di notevole spessore.

Contemporaneamente continuavano invece nella zona di Gorizia, del Collio italiano e sloveno, a sedimentare dei depositi caratteristici di zona di piattaforma, seguiti da depositi di ambiente deltizio, che hanno assunto elevatissimi spessori durante il Cuisiano superiore e al passaggio al Luteziano inferiore. A oriente dell'Isonzo, presso l'altipiano della Bainsizza (Jugoslavia), la deposizione flyschoidale è iniziata nell'Ilerdiano superiore, coprendo ridottissimi spessori di marne paleoceniche. La situazione è pressochè analoga a quella osservabile presso il M. Sabotino. Doveva essere attiva quindi una seconda sorgente di materiali terrigeni, oltre a quella consueta nord-occidentale. Il sollevamento che si è verificato a nord-est (zona Matajur-Colovrat-Tolmino) e che progressivamente è avanzato verso sud-ovest, ha interessato nell'Ilerdiano superiore il margine della piattaforma in corrispondenza della Bainsizza. La piattaforma è stata quindi raggiunta da materiali terrigeni di origine settentrionale (Alpi Meridionali). La sorgente settentrionale ha deposto e distribuito i sedimenti nel bacino meridionale il cui asse passava per Buttrio-Medea. Questo bacino si è rapidamente approfondito nel Cuisiano superiore, mentre il solco settentrionale si stava altrettanto rapidamente riempiendo e restringendo. Nell'area di Cormons i depositi di delta hanno progressivamente assunto caratteri di maggior vicinanza alla costa. Sulla base della distribuzione areale dei depositi ghiaioso-marnosi con ciottoli di selce e di considerazioni di carattere sedimentologico e geochimico, si assume che questo delta sia avanzato da NNE verso sud-ovest e verso ovest (Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa).

Una sorgente fluvio-deltizia, forse la stessa, ha originato verosimilmente anche i depositi flyschoidali della Valle del Vipacco, situata poche decine di chilometri ad oriente. Qui si segnalano pure banconi calciruditici-calcarenitici che costituiscono però un indizio di mare relativamente più profondo. Da misure effettuate sui clasti, Engel (1974) dà direzioni di trasporto da ovest.

Per quanto riguarda la zona occidentale, nell'Ilerdiano superiore-Cuisiano inferiore è entrata in subsidenza anche la zona a nord della Bernadia. Nel Cuisiano medio-superiore, la subsidenza si è estesa a sud, ad ovest e a nord-ovest della Bernadia, fino a provocare l'ingressione, durante il Luteziano basale, di un lembo del mare eocenico nell'area dei monti Plauris-Amariana, che finora aveva costituito la zona di separazione tra il solco delle Prealpi Giulie e quello delle Prealpi Carniche. Le Prealpi Giulie sono emerse nel Luteziano, mentre l'area compresa tra il Collio sloveno ed il Tagliamento rappresentava ormai una piana alluvionale/piana deltizia (Tunis & Pirini Radrizzani, in stampa).

Nella bassa pianura friulana, invece, la sedimentazione marina è proseguita anche durante il Luteziano; infatti a SW della direttrice Udine-Buttrio, si è delineata un'area a deposizione flyschoidale, come si può desumere dalla stratigrafia del pozzo Terenzano 1 (Martinis, 1971) e dalle linee sismiche pubblicate in Amato et al. (1976).

Considerazioni conclusive ed evoluzione paleogeografica.

Sulla base dei dati precedentemente esposti, vengono delineate l'evoluzione sedimentaria dal Norico al Cuisiano dell'area sud-occidentale dell'anticlinale M. Mia—M. Matajur e la paleogeografia della regione estesa tra il F. Tagliamento ed il F. Isonzo nel periodo compreso fra il Campaniano superiore ed il Luteziano. I termini più antichi sono costituiti dalla Dolomia Principale (Norico—Retico p.p.) e dal Calcare del Dachstein (Retico). L'ambiente deposizionale di entrambe le formazioni è da ricondursi ad estese piattaforme carbonatiche, subsidenti, che vengono a trovarsi saltuariamente in condizioni subaeree.

Durante l'Hettangiano si verifica la scomparsa, pressochè totale, dei calcari dolomitici e delle strutture stromatolitiche, mentre si riscontrano i primi apporti di faune pelagiche. Questa variazione ambientale è connessa ad un'importante fase tettonica che ha provocato, al passaggio Retico—Lias, lo smembramento della piattaforma, generando numerosi bacini più o meno ampi e profondi. Tra essi è importante, per la vicinanza alla zona in esame, il Solco di Tolmino, delineatosi già durante il Retico. Nonostante l'influsso di una maggior circolazione delle correnti, permane una situazione di bassa profondità, testimoniata dall'instaurarsi di un ambiente di retro—margine, episodicamente in condizioni intertidali—sopratidali. Durante il Lias superiore si verifica un'emersione di una certa durata, con locale carsificazione della piattaforma.

Con l'avvento del Dogger si rinvencono con maggior frequenza calcari oolitici e calcari bioclastici, che stanno a significare un avvicinamento del margine della Piattaforma Friulana. Successivamente la subsidenza aumenta rapidamente: il margine di piattaforma regredisce verso SW e l'area compresa tra Stupizza e Linder viene a trovarsi, alla fine dell'Oxfordiano, in zona di scarpata. Sono infatti attivi processi di risedimentazione di materiale carbonatico proveniente dalla piattaforma. La situazione di scarpata si protrarrà, pur con caratteristiche differenti, fino al Paleocene medio.

Durante il Titoniano e successivamente durante il Berriasiano ed il Valanginiano inferiore, un'attiva tettonica sinsedimentaria provoca dei basculamenti nella zona di scarpata. I basculamenti sono responsabili di una notevole riduzione della potenza dei depositi procedendo da SW (questa zona è interessata dalla deposizione di calcareniti in spessori cospicui) verso NE, dove si riscontrano poche decine di metri di calcari selciferi. Contemporaneamente nell'area a NE del M. Matajur si sta delineando un importante alto relativo (Tunis & Venturini, in prep.).

Nell'intervallo cronostratigrafico compreso tra il Valanginiano superiore e l'Aptiano, l'intera area è caratterizzata da assenza di sedimentazione o, perlomeno, da brusca riduzione della stessa.

Nell'Albiano, la ripresa della subsidenza e la riattivazione di faglie singene-

tiche producono nuovi massicci apporti di materiali dalla piattaforma carbonatica. Si originano così dei prismi sedimentari, costituiti da calcari risedimentati e subordinatamente da livelli emipelagici, che colmano i «gradini» della scarpata.

Nella zona in esame i termini compresi tra il Cenomaniano ed il Campaniano sono generalmente mancanti (affiorano solamente modestissimi lembi del Senoniano inferiore). Questa lacuna potrebbe essere la conseguenza di una fase di relativa quiete tettonica. Si presume che questa area fungesse da by-pass per i materiali carbonatici che si depositavano in aree più profonde (solco di Tolmino). La sedimentazione quindi doveva essere molto ridotta e si verificavano locali fenomeni erosivi (Tunis & Venturini, in prep.).

Al passaggio Campaniano—Maastrichtiano si manifesta una nuova fase tettonica, a carattere compressivo (fasi iniziali dell'orogenesi alpina); la sedimentazione riprende in modo massiccio e dà inizio ad un ciclo sedimentario che terminerà nell'Eocene medio. La scarpata entra in rapida subsidenza a causa dello shifting dell'asse del solco di Tolmino verso SW; questo shifting è accompagnato dalla progressiva distruzione e migrazione del margine della piattaforma carbonatica. Faglie sinsedimentarie, intensi processi erosivi al margine della piattaforma, breccie e megabreccie caratterizzano la parte basale del Maastrichtiano, definendo un brusco cambiamento del paleoambiente deposizionale. Successivamente ha inizio la sedimentazione flyschoidale ad opera di materiali di provenienza nord-occidentale che scendono lungo la direttrice Caporetto—Tolmino e lambiscono la parte inferiore della scarpata. Sulla scarpata si depositano pure marne emipelagiche (in aree di alto relativo) e calcari risedimentati che derivano dalla piattaforma. Nel settore centro-orientale della zona in esame si verificano maggiori apporti di materiale carbonatico. Questa tendenza si accentua nel Maastrichtiano medio quando si delinea, ad oriente del settore Goregnavas—Erbezzo, una depressione trasversale alla scarpata lungo la quale vengono convogliati gran parte dei flussi carbonatici. Alla fine del Maastrichtiano, anche la zona più occidentale subisce un rapido abbassamento; in essa si depositano esclusivamente calcareniti e calciruditi stratificate.

Una tipica unità, il «Flysch di Calla» caratterizzato dal colore rossastro delle marne, marca il limite Cretacico—Terziario.

Il bacino è dotato di notevole mobilità e durante il Paleocene inferiore e medio la scarpata meridionale regredisce rapidamente, mentre l'asse del solco si avvicina alla zona in esame.

Durante il Paleocene medio compaiono i ciottoli di selce nei paraconglomerati, associati a materiali provenienti dalla Piattaforma Friulana. La zona di provenienza dei paraconglomerati è localizzabile all'estremo nord-occidentale del solco, dove si raccolgono i materiali erosi dalla Bernadia e dalle Prealpi. Alla base del Paleocene superiore compaiono anche i primi strati torbiditici con sequenza di Bouma completa. Anche le sabbie quarzose che costituiscono la por-

zione arenacea delle torbiditi hanno una provenienza nord-occidentale; i ciottoli di selce (il cui arrotondamento indica una precedente rielaborazione fluviale) e le sabbie silicoclastiche si sono accumulati in una sorta di «repository area» posta a NE della Bernadia, connessa probabilmente ad un sistema deltizio.

Nei depositi flyschoidi si inseriscono successivamente degli spessi orizzonti di frana sottomarina (Ilerdiano - Cuisiano inferiore); probabilmente le aree sorgenti sono poste lungo tutto il margine sud-occidentale della piattaforma. Questi ammassi caotici, talora colossali, contribuiscono al riempimento del solco delle Prealpi Giulie che si sta rapidamente restringendo; gli elevatissimi spessori di marne grigio-azzurre alla sommità di alcuni banconi carbonatici indicano infatti fenomeni di stagnazione del materiale in sospensione, dovuti alle ormai modeste dimensioni del bacino.

A sud del margine di piattaforma, localmente emerso e soggetto ad erosione marina, si viene formando nel Cuisiano inferiore un nuovo solco lungo la direttrice Gorizia-Buttrio. Questo bacino, ampio e poco profondo, viene invaso da materiali terrigeni di origine nord-orientale.

Nel Cuisiano inferiore entra in subsidenza anche la zona a nord della Bernadia. Nel Cuisiano medio-superiore la subsidenza si estende a sud, a ovest ed a nord-ovest della Bernadia, mentre il solco delle Prealpi Giulie, ad oriente della Bernadia, si sta sollevando e colmando ad opera di un delta. Anche nell'area del Collio goriziano i livelli superiori del Flysch di Cormons appaiono chiaramente condizionati dalla presenza di un altro sistema deltizio (Cuisiano superiore-Luteziano inferiore).

Le Prealpi Giulie emergono nel Luteziano, mentre l'area compresa tra il Collio ed il fiume Tagliamento rappresenta una piana deltizio-alluvionale.

Fig. 19 - Carta geologica dell'area sud-occidentale dell'anticlinale M. Mia - M. Matajur. Il rilevamento originale è stato eseguito alla scala 1: 10.000.

Legenda: 1) Copertura quaternaria. 2) «Flysch di Canebola» (Ilerdiano-Cuisiano inferiore p.p.). 3) «Megastrato di M. Ioanaz» (Ilerdiano inferiore). 4) «Flysch di Masarolis» (Paleocene medio p.p. - Paleocene sup. p.p.). 5) «Flysch di Calla» (Paleocene inf. - medio p.p.). 6) Facies flyschoidi maastrichtiane prevalentemente carbonatiche. 7) Facies flyschoidi maastrichtiane prevalentemente arenaceo-marnose. 8a) «Calcareniti di M. Tomba» (Maastrichtiano superiore). 8 b) «Flysch di M. Brieka» (Maastrichtiano superiore). 8 c) «Calcareniti di Mersino» (Maastrichtiano medio-superiore). 8 d) «Flysch di Paceida» (Maastrichtiano inferiore-medio-superiore p.p.). 8 e) «Marne rosse di S. Andrea» (Maastrichtiano inferiore). 9) «Breccia di Montefosca» (Maastrichtiano basale). 10a) «Calcareniti di Linder» (Berriasiano-Valanginiano-Albiano). 10b) Calcare di Soccher (Titoniano-Albiano). 11) «Calcari della Fornace» (Lias-Dogger-Malm p.p.). 12) Calcare del Dachstein (Retico). 13) Dolomia Principale (Norico-Retico p.p.). 14) Faglie; in alto: certe, in basso: presunte o coperte. 15) Giaciture degli strati.

Ringraziamenti.

Ringraziamo: i Prof.ri A. Castellarin, R. Gelati, M. Gnaccolini, il Dott. S. Radrizzani per le utili discussioni, le osservazioni critiche ed i suggerimenti forniti; i Prof.ri B. Martinis e C. Rossi Ronchetti per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- Amadesi E. (1968) - La geologia dei gruppi di M. Brancot e M. Simone (Friuli udinese). *Giorn. Geol.*, v. 36, n. 1, 27 pp., 2 tav., Bologna.
- Aubouin J. (1963) - Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale. Yougoslavie). *Bull. Soc. Géol. France*, v. 71, n. 5, pp. 730-766, 1 tav., 2 fig., Paris.
- Baldanza A., Colacicchi R. & Parisi G. (1982) - Controllo tettonico sulla deposizione dei livelli detritici nella scaglia Cretaceo-Paleocenica (Umbria orientale). *Rend. Soc. Geol. Ital.*, v. 5, pp. 11-14, 3 fig., Roma.
- Binutti R. (1979) - Facies del Flysch di Pulfero e Stregna presso Attimis. *Rosade, Assoc. Natur. Friulana*, 22 pp., 9 fig., Tarcento (UD).
- Bosellini A. (1967) - La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 86, n. 2, pp. 133-169, Roma.
- Bosellini A. (1973) - Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini. *Quad. Acc. Naz. Lincei*, n. 183, pp. 163-205, 17 fig., Roma.
- Bosellini A. & Masetti D. (1972) - Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont (Giurassico medio, Prealpi bellunesi e friulane). *Ann. Univ. Ferrara*, v. 5, n. 4, pp. 87-100, 7 fig., Ferrara.
- 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, n. 1-2, pp. 59-95, 25 fig., Amsterdam.
- Bosellini A. & Sarti M. (1978) - Geologia del gruppo M. Cuar—M. Covria (Prealpi Carniche). *Giorn. Geol.*, v. 43, n. 1, pp. 47-88, 7 tav., 3 fig., Bologna.
- Buser S. (1973) - Tolmac lista Gorica, Osnovna geoloska Karta 1:100.000. *Zvezni Geoloski Zavod*, Beograd.
- Buser S. (1979) - Jurassic Beds in Slovenia. *16th European Micropaleont. Colloq., Guidebook*, pp. 27-36, 1 fig., Ljubljana.
- Caron M. & Cousin M. (1972) - Le sillon slovène: les formations terrigènes crétacées des unités externes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale). *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, v. 14, pp. 34-45, 2 fig., Paris.
- Carulli G.B., Zucchi Stofa M.L. & Pirini Radrizzani C. (1982) - L'Eocene di Monte Forcella (gruppo del Monte Amariana—Carnia occidentale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 24, pp. 65-70, 3 fig., 3 foto, Roma.
- Casale A. & Vaia F. (1972) - Prima segnalazione della presenza del Giurassico superiore e del Cretacico superiore nel gruppo del M. Canin (Alpi Giulie). *Studi Trentini Sc. Nat.*, sez. A, v. 49, n. 1, pp. 14-26, 3 fig., 8 foto, Trento.

- Castellarin A. (1977) - Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch sudalpino cretacico. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 95, pp. 501–511, 2 fig., Roma.
- Castellarin A. & Zucchi M.L. (1963) - Ricerche geologiche nell'Eocene di Rosazzo e Noax (Udine). *Giorn. Geol.*, v. 30, pp. 199–213, 2 tav., 4 fig., Bologna.
- Catani G. (1969) - Caratteristiche granulometriche e mineralogiche del Flysch del Friuli Orientale (a SE del T. Chiarò di Torreano). Univ. Studi Trieste, Tesi di laurea inedita.
- Cavallin A. & Martinis B. (1982) - Gli scorrimenti del margine settentrionale della piattaforma carbonatica adriatica. In Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg., Soc. Geol. Ital.*, pp. 349–359, 7 fig., Bologna.
- Ceretti E. (1965) - La geologia del Gruppo del M. Plauris (Carnia). *Giorn. Geol.*, v. 33, n. 1, 50 pp., 6 tav., 4 fig., Bologna.
- Cimerman F., Pavlovec R., Pavsic J. & Todesco L. (1974) - Biostratigrafija paleogenski plasti j Goriskih brdih. *Geologija*, v. 17, pp. 1–130, 11 tav., 5 fig., 34 tab., Ljubljana.
- Cita M.B. (1964) - Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sui sedimenti pelagici del Giurassico superiore e del Cretacico inferiore nella catena del Monte Baldo. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, Mem. 10, pp. 1–138, 12 tav., 40 fig., Milano.
- Cook H.E., Mc Daniel P.N., Mountjoy E.W. & Pray L.C. (1972) - Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank («reef») margins Alberta. *Can. Petrol. Geol. Bull.*, v. 20, pp. 375–411, 9 tav., 11 fig., Calgary.
- Cousin M. (1981) - Les rapports Alpes–Dinarides dans les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. Géol. Nord*, v. 1, v. 2, 521 pp., 17 tav., 143 fig. (v. 1); 521 pp., 3 tav., 273 fig. (v. 2), Villeneuve d'Asq.
- Cousin M. & Fourcade E. (1982) - Les facies créacés de la Plateforme Frioulane Karstique et leur Environment paléogéographique (Alpes Méridionales et Dinarides). *Cretaceous Research*, v. 3, pp. 113–123, 5 fig., Academic Press, London.
- Cuvillier J., Foury G. & Pignatti Morano A. (1968) - Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occidental, Italie). *Geol. Romana*, v. 7, pp. 141–156, 3 tav., 3 fig., Roma.
- De Zanche V., Pavlovec R. & Proto Decima F. (1967) - Mikrofavna in mikrofacies iz eocenских flisnih plasti pri Ustju v Vipavski dolini, JZ Slovenija (Microfauna and microfacies of the Eocene Flysch Series near Ustje in the Vipava Valley, Vipavska dolina, SW Slovenia). *Razprave IV, razr. SAZU*, v. 10, pp. 205–263, 1 tav., 17 tab., Ljubljana.
- Drobne K. (1977) - Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, v. 99, pp. 1–131, 21 tav., Bâle.
- Drobne K. (1979) - Paleogene and Eocene beds in Slovenia and Istria. *16th European Micropaleont. Coll., Guidebook*, pp. 49–63, 4 fig., Ljubljana.
- Engel W. (1974) - Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovscina. *Göttinger Arbeiten zur Geol. Paläont.*, v. 16, pp. 1–65, 3 tav., 11 fig., 1 tab., Göttingen.
- Fabiani R., Leonardi P., Kossmat F. & Winkler A. (1937) - Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Tolmino. *Uff. Idrogr. Mag. Acque Venezia*, Firenze.
- Feruglio E. (1925) - Le Prealpi fra l'Isonzo e l'Arzino. *Boll. Ass. Agr. Friul.*, s. 7, v. 39–40, 301 pp., 20 tav., 1 carta geol., Udine.
- Feruglio E. (1954) - La regione carsica di Villanova in Friuli. *Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino*, v. 2, pp. 1–68, 34 tav., 1 carta geol., Torino.
- Fischer A.G. (1964) - The Lofer cyclotheme of the Alpine Triassic. In Symposium on Cyclic Sedimentation (Ed. by D.F. Merriam) - *Bull. Geol. Surv. Kansas*, n. 169, v. 1, pp. 107–149, 38 fig., Topeka.
- Folk R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol.*

Geol., v. 43, n. 1, pp. 1—38, 2 tav., 41 fig., Tulsa.

- Gnaccolini M. (1968 a) - Sedimentologia del calcare di Soccher nella regione compresa tra la valle del T. Vajont (Pordenone) e l'Alpago (Belluno). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 74, n. 3, pp. 829—864, 14 fig., Milano.
- Gnaccolini M. (1968 b) - Sull'origine del «conglomerato pseudocretaceo» di Vernasso (Civildale del Friuli). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 74, n. 4, pp. 1233—1254, 4 tav., 7 fig., Milano.
- Gnaccolini M. & Martinis B. (1974) - Nuove ricerche sulle formazioni calcaree giurassico—cretaciche della regione compresa tra le Valli del Natisone e del Piave. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, Mem. 14, pp. 5—109, 48 fig., Milano.
- Gnaccolini M. & Mattavelli L. (1969) - Esempi di sedimentazione ciclica nella zona interna del complesso di scogliera Barcis—Cansiglio. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 75, n. 2, pp. 343—362, 3 tav., 7 fig., Milano.
- Hampton M.A. (1972) - The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journ. Sed. Petr.*, v. 42, pp. 775—793, 13 fig., Tulsa.
- Hottinger L. (1960) - Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, v. 75—76, 243 pp., 18 tav., 1 tab., 117 fig., Bâle.
- Hottinger L., Lehmann R. & Schaub H. (1964) - Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranéen. *Mém. B.R.G.M.*, (Colloque Paléogène, Bordeaux, 1962), v. 28, pp. 611—652, 2 tab., Paris.
- Jordan T.E. (1981) - Enigmatic deep—water depositional mechanisms, upper part of the Oquirrh Group, Utah. *Journ. Sed. Petr.*, v. 51, pp. 879—894, 4 tav., 4 fig., Tulsa.
- Krause F.F. & Oldershaw A.E. (1979) - Submarine carbonate breccia beds — depositional model for two—layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories Canada. *Can. Journ. Earth Sci.*, v. 16, pp. 189—199, 7 fig., 3 tab., Ottawa.
- Kuščer D., Grad K., Nosan A. & Ogorelec B. (1974) - Geoloske raziskave soske doline med Bovcem in kobaridom. *Geologija*, v. 17, pp. 425—476, 4 tav., 31 fig., 1 carta geol., Ljubljana.
- Kuščer D., Krosl—Kuščer N. & Skaberne D. (1974) - Olistostrome v flisu pri Anhovem. *Pozvetki Referatov, 8 jug. Geol. Kongr.*, pp. 157—166, 1 carta geol., Ljubljana.
- Marinelli O. (1902) - Descrizione geologica dei dintorni di Tarcento in Friuli. *Pubbl. R. Ist. Studi Sup.*, v. 43, 256 pp., 5 tav., 3 fig., cartina orotettonica, carta geol. 1:100.000, Firenze.
- Martinis B. (1962) - Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il T. Iudrio ed il F. Timavo (Friuli orientale). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, Mem. 8, 244 pp., 22 tav., 41 fig., 1 carta geol. 1:35.000, Milano.
- Martinis B. (1967) - Friuli and Venezia Giulia Flysch. In «Sedimentological characteristics of some Italian turbidites». *Geol. Romana*, v. 6, pp. 346—353, 8 fig., Roma.
- Martinis B. (1971) - Geologia generale e geomorfologia del Friuli—Venezia Giulia. In: *Enciclopedia monografica del Friuli—Venezia Giulia*, I, pt. 1, pp. 85—172, 84 fig., Udine.
- Martinis B. & Fontana M. (1968) - Ricerche sui calcari oolitici giurassici del Bellunese. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 74, n. 4, pp. 1177—1230, 6 tav., Milano.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1975) - Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines (by Mutti E., Parea G. C., Ricci Lucchi F., Sagri M., Zanzucchi G., Ghibaudo G. & Iaccarino S.). *9 Int. Congr. Sedim. Nice*, Field Trip A II, pp. 21—36, Nice.
- Mutti E., Ricci Lucchi F., Seguret M. & Zanzucchi G. (1984) - Seismoturbidites a new group of resedimented deposits. *Mar. Geol.*, v. 53, pp. 103—116, 8 fig., Amsterdam.

- Nardon S. (1982) - Ipotesi di ricostruzione paleogeografica dell'area compresa tra lo Iudrio e l'Isonzo. Univ. Studi Trieste, Tesi di Laurea inedita.
- Orehek S. (1972) - Eocenski flis Pivske Kotline in Brkinov. 7 Kongr. Geol. SFRJ, *Predavanja II*, pp. 253–270, 7 fig., 2 tab., Zagreb.
- Pavlovec R. (1963) - Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. *Razprave IV*, razr. SAZU, v. 7, pp. 419–556, 1 carta geologica, Ljubljana.
- Piccoli G. & Proto Decima F. (1969) - Ricerche biostratigrafiche sui depositi flyscioidi della regione adriatica settentrionale ed orientale. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, v. 27, 21 pp., 3 tav., Padova.
- Plenicár M. (1979) - Cretaceous beds in Slovenia. 16th *European Micropaleont. Coll., Guidebook*, pp. 37–47, 2 fig., Ljubljana.
- Postuma J.A. (1971) - Manual of Planktonic Foraminifera. V. di 420 pp., Elsevier Publ. Comp., London.
- Richter D. (1970) - Flysch und Molasse an der Südalpen—Dinariden Grenze zwischen Brenta und Isonzo. *Geol. Mitteil.*, v. 9, pp. 207–302, 52 fig., Aachen.
- Richter D. (1975) - Olistostroma, olistolite, olistostrimma ed olistopacca, elementi caratteristici di processi di scivolamento e di risedimentazione dovuti a movimenti tetto-genetici sinsedimentari in regioni geosinclinali. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, v. 96, n. 2, pp. 371–417, Roma.
- Sarti M. (1980) - Il Paleogene della Val Tremugna (Prealpi Carniche). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 98, pp. 87–108, 13 fig., Roma.
- Sarti M. (1982) - Evoluzione strutturale del Gruppo M. Cuar — M. Covria e rilievi circostanti (Prealpi Carniche meridionali). In Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di) - Guida alla geologia del Sud—alpino centro—orientale. *Guide Geol. Reg. Soc. Geol. Ital.*, pp. 321–328, 4 fig., Bologna.
- Sartorio D., Tunis G. & Venturini S. (in prep.) - Il pozzo SPAN I: nuovi contributi per l'interpretazione geologica e paleogeografica delle Prealpi Giulie (Friuli orientale). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, Milano.
- Schaub H. (1962) - Contribution à la stratigraphie du Nummulitique du Veronais et du Vicentin. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 3, pp. 59–66, Pavia.
- Scholle P.A. (1971) - Sedimentology of Fine-grained Deep-Water Carbonate Turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous) Northern Apennines, Italy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 82, pp. 629–658, 19 fig., Boulder.
- Selli R. (1952) - La geologia dell'Alto bacino dell'Isonzo. *Giorn. Geol.*, v. 19, pp. 1–153, 2 tav., 13 fig., Bologna.
- Stefani C. (1982) - Geologia dei dintorni di Fanna e Cavasso Nuovo (Prealpi Carniche). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, v. 35, pp. 203–212, 2 fig., 1 carta geologica, Padova.
- Thomson A.F. & Thomasson M.R. (1969) - Shallow to deep water facies development in the Dimple Limestone (Lower Pennsylvanian). Marathon region, Texas. In Friedman G.M. (ed.) - Depositional environments in carbonate rocks. *Soc. Econ. Pal. and Miner.*, Spec. Publ. 14, pp. 57–78, 1 tav., 32 fig., Washington.
- Tunis G. (1976) - Analisi di facies del Flysch del Friuli orientale a SE del T. Chiarò di Torreano. Tesi di laurea inedita, Università di Trieste.
- Tunis G. & Pirini Radrizzani C. (in stampa) - Flyschoid deposits of Goriska brda between the Isonzo R. and the Iudrio R.: facies associations and an approach to paleoenvironmental reconstruction. *Geologija*, 1 tav., 4 fig., Ljubljana.
- Tunis G. & Venturini S. (1984) - Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano—paleocenico del Friuli orientale. *Gortania*, n. 6, pp. 5–58, 1 tav., 16 fig., Udine.
- Tunis G. & Venturini S. (1985) - Flysch of Eastern Friuli: a preliminary approach to pa-

leoenvironmental reconstruction. *Rudarsko—Metalurski Zbornik*, v. 32, n. 1/2, pp. 3—9, 2 fig., Ljubljana.

Tunis G. & Venturini S. (In prep.) - Osservazioni biostratigrafiche nella regione M.te Matajur —M.te Colovrat. *Gortania*, Udine.

Vail P.R., Mitchum R.M. & Thompson S. (1977) - Global cycles of relative changes of sea level. *Mem. Ass. Petr. Geol.*, v. 26, pp. 83—97, 1 tav., 7 fig., Tulsa.

Venzo G.A. & Brambati A. (1969) - Prime osservazioni sedimentologiche sul Flysch Friulano. *St. Trent. Sc. Nat.*, sez. A, v. 46, n. 1, pp. 3—10, Trento.

Winkler A. (1920) - Das mittlere Isonzogebiet. *Jb. Geol. Staatsanst.*, v. 68, pp. 11—124, 6 tab., Wien.

Winterer E.L. & Bosellini A. (1981) - Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, v. 65, pp. 394—421, 28 fig., Tulsa.