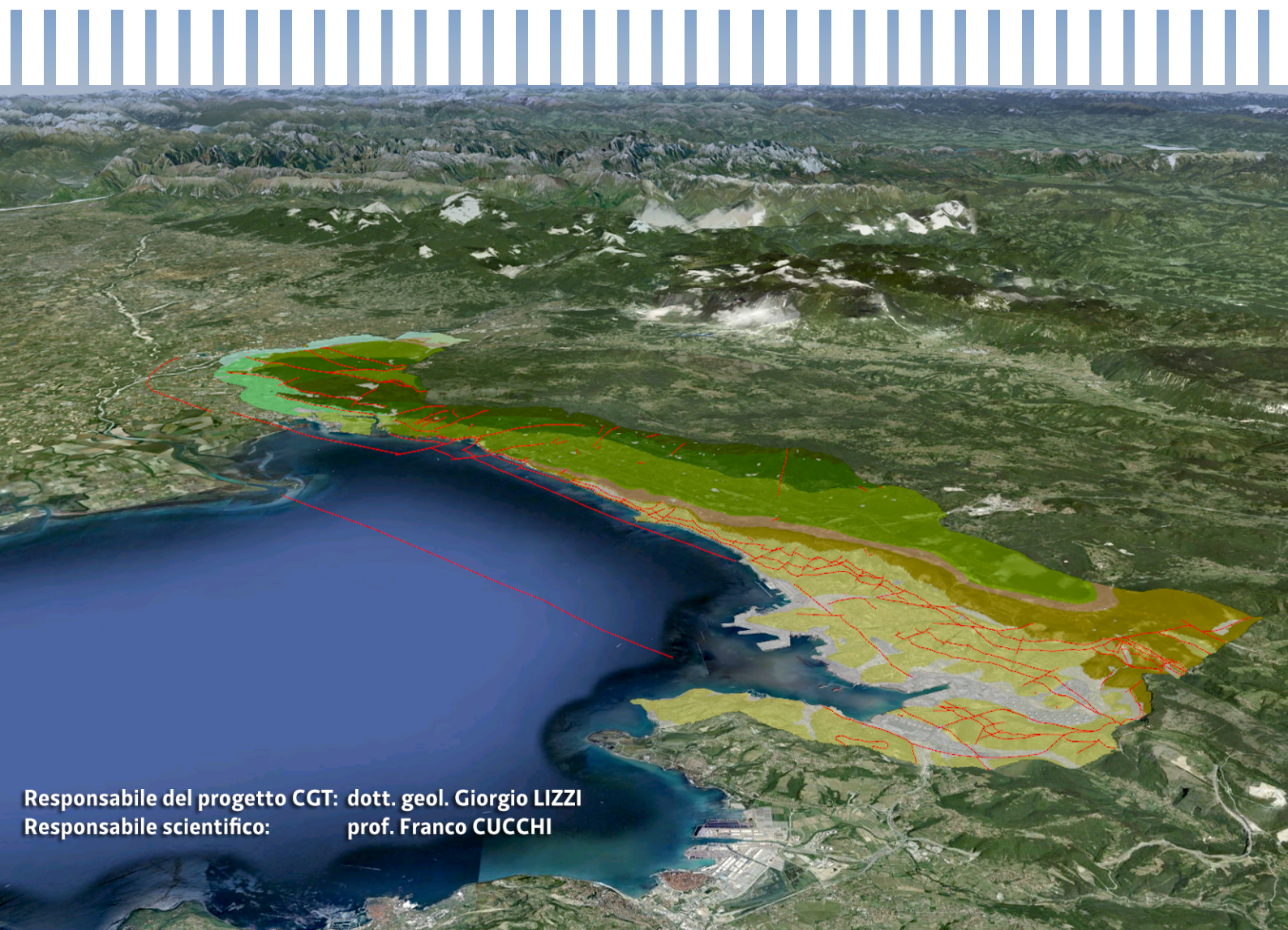


BREVI NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA DEL CARSO CLASSICO ITALIANO

a cura di F. Cucchi & C. Piano

con Francesco Fanucci, Nevio Pugliese, Giorgio Tunis, Luca Zini

tratte da: Progetto GEO-CGT - Cartografia Geologica di sintesi in scala 1:10.000



BREVI NOTE ILLUSTRATIVE
DELLA CARTA GEOLOGICA DEL CARSO CLASSICO ITALIANO

a cura di F. Cucchi[°] & C. Piano[#],

con Francesco Fanucci[°], Nevio Pugliese[°], Giorgio Tunis[°], Luca Zini[°]

tratte da:

Progetto GEO-CGT - Cartografia Geologica di sintesi in scala 1:10.000

Responsabile del Progetto GEO-CGT
Coordinatore e Responsabile scientifico del Progetto GEO-CGT

Giorgio Lizzi[#]
Franco Cucchi[°]

[#] Servizio geologico, Direzione centrale ambiente energia e politiche per la montagna
Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

[°] Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università degli Studi di Trieste

1. PREMESSA

Le Note Illustrative e l'allegata Carta geologica del Carso Classico italiano sono state elaborate sulla base del Progetto GEO-CGT: Cartografia Geologica di sintesi in scala 1:10.000 - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione centrale ambiente energia e politiche per la montagna, Servizio geologico.

La cartografia geologica di sintesi GEO-CGT prevede la realizzazione di carte geologiche alla scala 1:10.000 della Regione Friuli Venezia Giulia, sulla base di quanto esistente nella Banca Dati della Carta geologico-tecnica alla scala 1:5.000 (progetto CGT - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione centrale ambiente energia e politiche per la montagna, Servizio geologico) integrato da nuovi dati geologici appositamente rilevati ed elaborati. I criteri di riferimento per la rappresentazione cartografica e l'informatizzazione sono quelli previsti per la realizzazione della nuova cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000 (progetto CARG - Servizio Geologico d'Italia).

L'organigramma operativo del progetto GEO-CGT era:

Responsabile del Progetto ¹	Giorgio Lizzi [#]
Coordinatore cartografia geologica regionale	Mario Ravalico [#]
Coordinatore e Responsabile scientifico del Progetto	Franco Cucchi [°]
Responsabile per l'informatizzazione e l'allestimento cartografico	Luca Zini [°]
<i>Foglio 088 - Gorizia</i>	
Coordinatore di Foglio	Giorgio Tunis [°]
Esperti/responsabili di settore:	
Successioni quaternarie	Ruggero Marocco [°]
Successioni torbiditiche	Giorgio Tunis [°]
Successioni carbonatiche	Nevio Pugliese [°] e Giorgio Tunis [°]
Geologia strutturale	Maria Eliana Poli [*] e Maurizio Ponton [°]
Rilevatori/analisti/informatizzazione:	L. Andrian [°] , R. Avigliano ^{**} , S. Bensi [°] , S. Biolchi [°] , G. Burelli [°] , F. Cucchi [°] , S. Gonizzi Barsanti [°] , R. Marocco [°] , A. Mereu [°] , G. Monegato [°] , G. Paiero ^{**} , F. Podda [°] , M.E. Poli [*] , S. Russo ^{**} , G. Tunis [°] .
<i>Foglio 109 - Grado</i>	
Coordinatore di Foglio	Ruggero Marocco [°]
Esperti/responsabili di settore:	
Successioni quaternarie	Ruggero Marocco [°] e Alessandro Fontana [^]
Successioni carbonatiche	Giorgio Tunis [°]
Geologia strutturale	Francesco Fanucci [°] e Maurizio Ponton [°]
Costa e offshore	Francesco Fanucci [°] , Stefano Covelli [°] , Ruggero Marocco [°]
Rilevatori/analisti/informatizzazione:	S. Bensi [°] , S. Biolchi [°] , G. Burelli [°] , I. Burla [°] , S. Covelli [°] , S. Devoto [°] , F. Fanucci [°] , S. Furlani [°] , A. Mereu [°] , A. Rossi [°] , E. Zavagno [°] .

¹ sino al 2008 Tiziano Tirelli

Foglio 110 - Trieste e Foglio 131 Caresana

Coordinatori di Foglio	Franco Cucchi° e Nevio Pugliese°
Esperti/responsabili di settore:	
Successioni quaternarie	G. Paolo Fanzutti° e Alessandro Fontana^
Successioni torbiditiche	Giorgio Tunis°
Successioni carbonatiche	Nevio Pugliese° e Giorgio Tunis°
Geologia strutturale	Francesco Fanucci°
Costa e offshore	Francesco Fanucci°, Stefano Covelli°, Ruggero Marocco°
Rilevatori/analisti/informatizzazione:	S. Bensi°, S. Biolchi°, G. Burelli°, I. Burla°, S. Covelli°, F. Cucchi°, F. Fanucci°, S. Furlani°, A. Mereu°, F. Podda°, N. Pugliese°, A. Rossi°, L. Zini°.

Hanno contribuito, in qualità di analisti, anche alcuni docenti e ricercatori universitari triestini e sloveni, quali il prof. F. Princivalle e il dott. D. Lenaz del Dipartimento scienze della Terra (oggi Dipartimento di Matematica e Geoscienze), Università degli Studi di Trieste ed il prof. J. Pavšič (Cattedra di Paleontologia e Stratigrafia - Università di Lubiana).

Servizio geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

* Dipartimento Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di chimica, fisica e ambiente), Università degli Studi di Udine

** Borsista / assegnista / collaboratore esterno Dipartimento Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di chimica, fisica e ambiente), Università degli Studi di Udine

° Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine (ora Dipartimento di Matematica e Geoscienze), Università degli Studi di Trieste

°° Borsista / assegnista / collaboratore esterno Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine (ora Dipartimento di Matematica e Geoscienze), Università degli Studi di Trieste

^ Dipartimento di Geografia (ora Dipartimento di Geoscienze), Università degli Studi di Padova

2. SUCCESSIONE STRATIGRAFICA

La successione stratigrafica del Carso è stata oggetto di studio da parte di numerosi Autori fin dal 1882 con G. Stache. Negli anni 1951-1953 B. Martinis e C. D'Ambrosi hanno curato l'edizione dei Fogli Gorizia 40A e Trieste 43A della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

Negli anni dal 1970 al 1999 è continuata l'opera di rilevamento a scala di maggior dettaglio a cura dell'Università di Trieste. Si devono a G.B. Carulli, E. Colizza, F. Cucchi, F. Forti, M. Masoli, C. Pirini Radrizzani, N. Pugliese, G. Tunis, F. Ulcigrai, M. Zucchi Stolfa, F. Vaia ed ai loro numerosi studenti, le carte geologiche di dettaglio che sono state utilizzate come base per la redazione della cartografia geologico-tecnica alla scala 1:5000 (Progetto CGT). Tale progetto prevede una carta trasversale dei punti d'indagine e la trattazione di specifiche tematiche: litostratigrafia superficiale, litostratigrafia del sottosuolo, geologia strutturale, geomorfologia applicata, intensità di suddivisione delle masse rocciose, idrogeologia, aree dissestate. Inoltre, per facilitare l'utilizzo a fini di pianificazione territoriale di massima, viene redatta anche una carta riassuntiva, la "Carta di sintesi geologico tecnica", redatta in scala 1:10.000. Tutto ciò è ottenuto tramite il rilevamento, l'informatizzazione, il collaudo tecnico, scientifico ed informatico, la validazione scientifica, tecnica ed informatica, nonché la realizzazione e l'implementazione del sistema GIS SIT-CGT.

I redattori della Carta geologica del Carso Classico italiano (Progetto GEO-CGT) si sono giovati infatti anche dei risultati geologici derivanti dal Progetto CGT ed in particolare della cartografia prodotta alla scala 1:5000 (essenzialmente la Carta litologica e la Carta strutturale) e dei dati desumibili dalle schede relative ai punti di indagine.

L'organigramma del Progetto CGT, per quanto riguarda gli elementi dei fogli 088 Gorizia, 109 Grado, 110 Trieste, 131 Caresana di interesse, era il seguente:

Responsabile di Progetto:	T. Tirelli [#]
Coordinatore cartografia geologica regionale:	M. Ravalico [#]
Coordinatore scientifico:	A. Brambati [°] (1999-2001), F. Cucchi [°] (dal 2001)
Responsabili di foglio:	G.B. Carulli [°] , R. Marocco [°] , F. Cucchi [°]
Responsabili di tematica:	G.B. Carulli [°] (geologia strutturale), G. Catani [°] (geomorfologia applicata e aree dissestate – costa), F. Cucchi [°] (geomorfologia applicata – rilievi, idrogeologia, caratteristiche geomeccaniche e geotecniche, litostratigrafia superficiale e litostratigrafia del sottosuolo), F. Fanucci [°] (geologia strutturale), G.P. Fanzutti [°] (geomorfologia applicata e aree dissestate – pianura), G. Longo Salvador [°] (intensità della suddivisione delle masse rocciose), R. Marocco [°] (litostratigrafia superficiale), P. Paronuzzi [*] (aree dissestate – rilievi), N. Pugliese [°] (litostratigrafia superficiale - unità carbonatiche), G. Tunis [°] (litostratigrafia superficiale – sequenze clastiche), L. Zini [°] (informatizzazione).
Rilevatori:	S. Bensi ^{°°} , G.B. Carulli [°] , F. Cucchi [°] , F. Fanucci [°] , E. Forte [°] , S. Oberti di Valnera ^{°°} , P. Marsich ^{°°} , L. Marocco ^{°°} , C. Piano ^{°°} , F. Kranitz ^{°°} , N. Pugliese, S. Russo ^{°°} , G. Tunis, M. Valent ^{°°} , S. Zanolla ^{°°} , L. Zini ^{°°} ; con la collaborazione di: L. Andrian ^{°°} , S. Biolchi ^{°°} , G. Burelli ^{°°} , I. Burla ^{°°} , G. Casagrande ^{°°} , S. Cleva ^{°°} , S. Devoto ^{°°} , S. Furlani ^{°°} , S. Erti ^{°°} , A. Petrini [°] , V. Rondi ^{°°} , A. Rossi ^{°°} .

[#] Servizio geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

^{*} Dipartimento Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di chimica, fisica e ambiente), Università degli Studi di Udine

[°] Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine (ora Dipartimento di Matematica e Geoscienze), Università degli Studi di Trieste

^{°°} Borsista / assegnista / collaboratore esterno Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine (ora Dipartimento di Matematica e Geoscienze), Università degli Studi di Trieste

[^] Dipartimento di Geografia (ora Dipartimento di Geoscienze), Università degli Studi di Padova

2.1 Successione pre-quadernaria (Aptiano inf. - Luteziano)

Nelle presenti note brevi vengono descritte delle unità già conosciute in letteratura, ma provvisorie, la cui definizione necessiterà di ulteriori approfondite analisi sedimentologiche e stratigrafiche di terreno, di analisi micropaleontologiche di laboratorio (bentos e nannoplancton) e di analisi mineralogico-petrografiche.

La nomenclatura stratigrafica adottata e le relative età sono illustrate nella seguente tabella, con le rispettive sigle che compaiono nella Carta geologica.

SIGLA	UNITA'	ETA'
FT	Flysch di Trieste	Luteziano p.p.
ALV	Calcari ad Alveoline e Nummuliti	Thanetiano sup.(?) - Ilerdiano (?) – Cuisiano med.
LIB	Formazione Liburnica	Campaniano sup. p.p. – Thanetiano
AUR	Calcari di Aurisina	Cenomaniano sup. - Turoniano p.p. – Senoniano inf.
MRP	Formazione di Monrupino	Cenomaniano med. / sup.
CCS	Calcari di Monte Coste	Aptiano inf. p.p. / Albiano sup.

Generalmente si distinguono tre sequenze di piattaforma leggermente eterogenee in quanto una di piattaforma più esterna (Carso isontino), una di piattaforma più interna (Carso triestino) ed un'area di transizione tra le due.

2.1.1 **Successione carbonatica (Aptiano – Ypresiano)**

2.1.1.1 **Calcarei di Monte Coste (CCS)**

Età

Aptiano inferiore p.p. - Albiano superiore.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

La successione di piattaforma carbonatica corrispondente al Calcare di Monte Coste rappresenta i termini più antichi della successione affiorante sul Carso. La base di questo membro affiora in Slovenia ed i depositi più antichi, in territorio italiano, si seguono lungo il confine di Stato.

È caratterizzata da calcari ben stratificati con prevalenti facies fangose ed intercalate, subordinate facies granosostenute. Sono comuni associazioni di facies a carattere ciclico, tipiche di un sistema deposizionale di piattaforma peritidale. Localmente si osservano strutture di disseccamento e microcavità carsiche.

Nel Carso isontino le facies dell'Aptiano sono rappresentate da packstone-wackestone fossiliferi, da mudstone di colore grigio scuro-brunastro e da rari livelli di breccie di spessore decimetrico. Nella parte inferiore dell'Albiano si segnalano alcuni strati e banchi di breccie e brecciole, talvolta silicizzate, di spessore da decimetrico a metrico. I calcari dell'Albiano sono costituiti da predominanti wackestone, packstone, mudstone intraclastici, fossiliferi e pelletiferi di colore grigio e nerastro, localmente con strutture di disseccamento e silt vadoso.

Più in dettaglio, il tratto aptiano della successione ubicata vicino la cima NE del M. Ermada è rappresentato da packstone-wackestone fossiliferi, da mudstone di colore grigio scuro e qualche livello di breccia e brecciola. I rilevamenti nella zona a cavallo del confine presso il M. Ermada hanno evidenziato l'esistenza di una decina di orizzonti di breccia di spessore variabile da pochi decimetri fino a 1 m, tutti appartenenti all'intervallo Aptiano-Albiano, anche se gran parte dei depositi dell'unità presenti nella zona a E di Medeazza, immediatamente a N di Ceroglie e poco a N di Malchina sono attribuibili all'Albiano.

Nel tratto superiore della successione albiana è presente un livello potente 4-5 m di silt quarzoso (livello riconosciuto solamente in un sondaggio nei pressi di Iamiano). Dolomicriti e calcari dolomitizzati sono abbastanza frequenti in questa parte della successione dove sono presenti anche rari floatstone a rudiste (Requienidi).

Analogamente nel Carso triestino l'unità prevalente che caratterizza i primi affioramenti in territorio italiano è data da mudstone-wackestone grigi scuri a peloidi, prevalentemente azoici, talora laminati e dolomitizzati. Il ritmo della stratificazione è per lo più metrico, sebbene le estese zone di copertura e l'incarsimento spinto degli affioramenti ne rendano spesso difficile la corretta misurazione. La tessitura prevalente fango-sostenuta fa pensare ad un ambiente deposizionale riparato ed in debito di ossigeno con faune quasi assenti e bassa energia ambientale.

Salendo nella successione è stato possibile individuare localmente dei livelli brecciati, la cui origine è legata ad una fase tettonica sinsedimentaria, che talvolta rappresentano chiaramente dei corpi di breccie in situ all'interno di modesti dicchi sedimentari e sono costituiti da clasti di mudstone nero tra loro giustapposti; in altri casi la loro organizzazione appare caotica. Inoltre il ritrovamento di tasche di micrite rossastra di origine paleocarsica potrebbe indicare queste breccie come il prodotto di alcune fasi emersive della piattaforma carbonatica. Verticalmente seguono boundstone e floatstone a Requienidi in strati metrici e packstone a Nerineidi.

L'unità successiva è caratterizzata dalla sovrapposizione di diversi strati di tempesta organizzati in cicli prevalentemente metrici. Alla base del ciclo si riconoscono lamine concavo-convesse a basso angolo, di tipo gibboso (hummocky cross-lamination) che rielaborano packstone-grainstone ad intraclasti, Miliolidi, bioclasti e peloidi grigio-scuro. Alla fase di erosione e lavaggio del fondo segue una fase deposizionale di decantazione accompagnata da trazione più o meno intensa. Lo strato gradato e/o laminato che ne deriva è una tempestita o strato di tempesta. Il deposito più grossolano, che si trova alla base dello strato è dato da grainstone a Miliolidi, bioclasti, intraclasti e peloidi, che localmente risultano ben assortiti. L'evoluzione verticale dello storm layer vede la deposizione delle particelle via via più fini, che trascinate sul fondo, vengono riorganizzate in lamine piano-parallele, con la deposizione di wackestone a peloidi laminati. Al diminuire della corrente si ha la fase di

decantazione fine con la deposizione di mudstone azoici.

L'unità soprastante è caratterizzata da cicli peritidali, di tipo shallowing upward, di cui non è possibile descrivere in modo preciso il ciclo modale poiché gli affioramenti che interessano questa unità sono sporadici ed estremamente discontinui. La litofacies principale che è stato possibile riconoscere nella parte subtidale del ciclo è data da wackestone-packstone a peloidi, foraminiferi e bioclasti flottanti in una matrice fangosa in strati decimetrici grigio scuri. Il ciclo termina con strutture di essiccazione tipo sheet cracks e fenestrae con frange di dolomitizzazione ad indicare la ciclicità di tipo regressivo della sequenza. L'ambiente deposizionale di questa unità è lagunare, con acque basse, tranquille, saltuariamente e localmente emerse.

Si precisa che l'unità a carattere peritidale è stata osservata solo raramente in campagna e si ritiene che non sia la litofacies caratteristica di questo membro.

Al di sopra si ritrova l'unità a storm layer descritta in precedenza.

La tematica deposizionale cambia con le unità successive caratterizzate da litofacies prevalentemente fangosostenute; wackestone grigio-nocciola a peloidi, foraminiferi tra cui Miliolidi, e qualche intraclasto a stratificazione decimetrica. A volte sono riconoscibili laminazioni trattive, laddove la bioturbazione non le oblitera. Questa litofacies suggerisce una deposizione su tranquilli fondali di bassa profondità in aree con circolazione abbastanza ristretta.

Segue un'alternanza di micriti grigio scure spesso laminate e talvolta bioturbate a potenza metrica e livelli brecciati con clasti angolosi di micrite nocciola e nera. Spesso gli stessi clasti si rinvencono in piccoli filoni sedimentari di chiara origine tettonica dove la matrice è dolomitica. Segue ancora un'unità a micriti nere con faune pressoché assenti, laminate, a stratificazione centimetrico-decimetrica. A volte nelle micriti si riscontrano strutture di tipo lenticolare, cioè strutture miste da decantazione e trazione, che si formano quando la corrente è in fase calante e quindi di deposizione. I tipici prodotti delle fluttuazioni di energia idrodinamica sono le alternanze sabbia-fango; nel caso della stratificazione di tipo lenticolare si riscontra un allineamento di ripples discontinui o sottoalimentati. Nell'unità sopra citata i ripples si rinvencono sotto forma di lenti isolate convesse millimetrico-centimetriche di calcarenite immerse nella micrite. La tematica deposizionale di queste litofacies suggerisce la deposizione in ambienti tranquilli, riparati con scarsa circolazione. Una fase tettonica sindeposizionale, che sarà un "motivo" ricorrente in tutto l'Aptiano, l'Albiano e il Cenomaniano, causa l'apertura di filoni sedimentari, la deposizione di brecce di slope e, laddove l'energia è smorzata, brecciate in situ. Salendo nella successione si riscontra nuovamente l'unità a storm layer descritta in precedenza e l'alternanza di micriti grigio scure laminate e talvolta bioturbate a potenza metrica e livelli brecciati sempre descritti in precedenza.

In tutto il Carso italiano il membro di Monte Coste si chiude con sedimenti neri bioturbati in strati decimetrico-metrici; numerose sono però le eteropie di facies. Lateralmente infatti si possono trovare unità costituite da cicli subtidali a wackestone-packstone a peloidi, foraminiferi e bioclasti; livelli centimetrici di brecce di micrite nerastra angolosi; alternanze calcareo-dolomitiche con strutture paleocarsiche (cavità centimetrico-decimetriche riempite da calcite rossastra, siderite bruna e limonite ocrea).

Rapporti stratigrafici

La parte inferiore dell'unità non è individuabile, i livelli più antichi affiorano in Slovenia (Formazione di Brijuni). La parte superiore è marcata da un livello dolomitico carsificato sottostante a brecce scure dolomitizzate appartenenti alla soprastante unità. Nella zona esaminata lo spessore di CCS si aggira attorno a 350-400 m.

Fossili

Dal punto di vista stratigrafico sia l'Albiano che l'Aptiano sono caratterizzati dalla presenza di importanti biorizzonti che consentono una buona datazione dell'unità.

Nel Carso isontino sino al M. Ermada la parte alta dell'Aptiano inferiore è dominata dalle microfacies a Salpingoporella dinarica (zona di acme). Successivamente, si segnalano Archaealveolina reicheli e Sabaudia Mesorbitolina gr. texana dell'Aptiano superiore; Mesorbitolina texana texana e Cribellopsis sp. dell'Albiano inferiore; un livello a Serpulidae (questo biorizzonte sembra costituire un valido marker della base dell'Albiano superiore nella successione del Carso); Conicorbitolina sp., Neoiraqia convexa e insolita, Conicorbitolina, Solenoporacee e Marinella (Albiano superiore); Chrysalidina sp., Neoiraqia convexa e Dicyclina sp. (Albiano superiore).

Mentre nel Carso triestino le biofacies, generalmente costituite da faune oligotipiche, sono rappresentate da Textulariidae, Miliolidae, Nubeculariidae, gasteropodi ed ostracodi; poco abbondanti Debarina hahounerensis,

Sabaudia minuta, Cuneolina cf. C. tenuis (nella parte inferiore e mediana del membro), Cuneolina cf. C.camposaurii (al tetto del membro). Più raramente: Glomospira e Glomospirella nella parte inferiore del membro; Requieridi e Nerinee nella parte mediana.

Ambiente deposizionale

Piattaforma carbonatica peritidale (lagune e tidal flat), con frequenti episodi di emersione soprattutto nella parte superiore dell'unità.

Commenti e problemi aperti

I Calcari di M. Coste sono sostanzialmente assimilabili ai Calcari del Cellina (CEL), affioranti alla base della successione del M. Sabotino (in Slovenia) e nella valle dello Iudrio (foglio Cividale), essi pure contraddistinti da prevalenti facies fangose, con rare intercalazioni granosostenute. I Calcari di Monte Coste si discostano da CEL tanto nel tratto superiore della successione (che tra l'altro presenta selce e dolomicriti) che, soprattutto, nella parte basale, affiorante però in Slovenia. Nei contermini fogli del Carso Sloveno realizzati da JURKOVSEK *et alii* (1996) e JURKOVSEK (2008), rispettivamente alla scala 1:50.000 (Geological map of the southern part of the Trieste-Komen Plateau-Slovenia) e 1:25.000 (Geological map of the northern part of the Trieste-Komen Plateau-Slovenia), si osserva una diversa proposta stratigrafica. Gli autori sloveni distinguono nella parte inferiore della successione cretacea dell'anticlinale di Trieste-Comeno due unità: rispettivamente, la Formazione di Brije (Valanginiano-Aptiano) e la formazione di Povir (Albiano-Cenomaniano medio-sup.), separate da un livello di breccia silicizzata di spessore variabile da pochi dm a qualche metro. Questo livello non è univocamente individuabile sul terreno in quanto, in prossimità del passaggio Aptiano-Albiano, sono presenti più livelli di breccia, posti a qualche decina di metri di distanza stratigrafica. Per di più questa breccia mostra frequentemente uno spessore di pochi decimetri ed è difficilmente seguibile sul terreno.



Calcari di Monte Coste

2.1.1.2 **Formazione di Monrupino (MRP)**

Età

Cenomaniano p.p.

L'unità è contraddistinta da associazioni bentoniche del Cenomaniano medio-superiore. L'assenza di Orbitolinidi porterebbe ad escludere il Cenomaniano inferiore-medio: la lacuna stratigrafica alla base dell'unità sembra quindi alquanto ampia.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Unità storicamente distinta in due membri: "Membro Dolomitico e "Membro a Chondrodonta" (CUCCHI *et alii*, 1987).

Alla base dell'unità si riscontrano livelli di breccie monogeniche o poligeniche con clasti da dolomitici a dolomitico-calcarei da millimetrici a decimetrici a stratificazione indistinta. I clasti sono generalmente di varia natura (dolomicriti laminate, mudstone laminati dolomitizzati, wackestone-packstone pelletiferi dolomitizzati, ecc), eterometrici, per lo più angolosi con spigoli più o meno arrotondati, di vario colore (da chiari a grigio scuri a neri) in conseguenza dell'intensità dell'alterazione diagenetica (ricristallizzazione e dedolomitizzazione). I cementi sono dati per lo più da calcite microspartita nel Carso isontino e da dolomia nel Carso triestino. Alla sommità delle breccie sono talora presenti dei dicchi sedimentari riempiti da breccia. Tale livello di breccie rappresenta un marker stratigrafico, infatti è il principale elemento distintivo che permette la collocazione del limite con l'unità sottostante.

Nelle breccie si distinguono una parte inferiore e una superiore.

Nella parte inferiore, le breccie sono probabilmente derivate da frequenti emersioni, smantellamenti e modesto trasporto in zone relativamente più depresse, in concomitanza di una fase tettonica di durata relativamente ampia. La matrice fangosostenuta si presenta come un packstone fine dolomitizzato.

Nella parte superiore, i depositi sono prevalentemente dolomitici e caratterizzati dalle seguenti principali litofacies: dolomie grigio-chiare grossolane; dolomie calcaree grigio-chiare; dolomie grigio scure, con laminazioni nerastre piano-parallele o irregolari; dolomie nere cristalline a grana minuta, spesso fetide alla percussione. La stratificazione ha potenza da decimetrica a metrica. Nelle dolomie si riconoscono, talora, fantasmi di Gasteropodi e Radiolitidi.

Localmente presso il colle della Rocca, la Cava Romana (Monfalcone) ed il colle di Moschenizza (poco a est di Monfalcone), in corrispondenza della riduzione più o meno netta dei livelli dolomitici, si osservano dei calcari nerastri fittamente stratificati con liste e noduli di selce nera, contraddistinti dalla parziale conservazione delle tessiture originarie. Le facies sono simili a quelle che contraddistinguono i calcari di Comeno di età cenomaniana affioranti in Slovenia.

Chiudono l'intervallo wackestone fossiliferi-pelletiferi stratificati con alla sommità strutture di disseccamento, cavità microcarsiche, tasche di dolomie e calcari micritici rosso-giallastri (paleosuoli) ed alternanze calcareo-dolomitiche.

Lo spessore complessivo del corpo di breccia e dei livelli calcareo-dolomitici è variabile da zona a zona.

La parte superiore della Formazione di Monrupino è rappresentata da varie facies. Nel Carso isontino si rilevano grainstone e rudstone a Radiolitidi e Ostreidi, packstone, grainstone-rudstone bioclastici con frequenti Gasteropodi e cristalli di quarzo localmente associati a cristalli di zolfo, floatstone a Chondrodonta, poco comuni intercalazioni di dolomia. Nel Carso triestino l'intervallo sovrastante le alternanze calcareo-dolomitiche è caratterizzato da livelli di calcari scuri (mudstone, wackestone e packstone) fossiliferi a radiolitidi e Chondrodonta joannae, talora in grado di originare piccole banchi. La stratificazione ha potenza prevalentemente decimetrica.

Seguono calcari grigi compatti ricchi di forme planctoniche (wackestone e packstone a Calcisphaerulidae e rari foraminiferi planctonici) a testimonianza di un evento trasgressivo che ha determinato il momentaneo annegamento della piattaforma.

Il limite superiore viene posto in corrispondenza di detto evento trasgressivo. Questo evento si è concretizzato in un intervallo a packstone a Calcisphaerulidae e rari foraminiferi planctonici.

Rapporti stratigrafici

La parte basale dell'unità è costituita da breccie scure dolomitizzate che poggiano su una superficie irregolare paleocarsificata. Il limite superiore, marcato dal livello a *Calcisphaerulidae*, corrisponde all'annegamento abortito della piattaforma avvenuto, in questo settore, durante il Cenomaniano superiore. Lo spessore della Formazione di Monrupino si aggira su 300-350 m nel Carso isontino e 700 m nel Carso triestino.

Fossili

Le breccie basali non contengono evidenze di fossili. I calcari sovrastanti contengono associazioni tipiche del Cenomaniano medio-superiore (*Chrysalidina gradata*, *Biplanata peneropliformis*, *Broeckina balcanica*, *Pseudolituonella reicheli*, *Biconcava bentori*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Vidalina radoicae*, ecc. Tra le rudiste osservate si segnalano *Praeradiolites fleurasius*, *Eoradiolites* spp. e *Sauvagesia sharpei*. Oltre alle radiolitidi, si rinvencono *Chondrodonta johannae* e *Neithea fleurasiana*. Nella parte alta della Formazione, i calcari grigi (wackestone e packstone) compatti caratterizzati dalla presenza di forme planctoniche (*Rotalipora*, *Heterohelicidae* e *Calcisphaerulidae*) contengono anche contengono echinidi, sparsi Molluschi ed esili Coralli solitari. La parte sommitale di questi depositi corrisponde al limite superiore della Formazione e registra l'importante evento trasgressivo e il conseguente annegamento della piattaforma.

Particolare menzione è d'obbligo per il vario e talora abbondante contenuto macrofaunistico nei calcari bituminosi laminati in facies "Calcari di Comeno", dove sono stati rinvenuti resti di pesci, radioli ed esemplari interi di echinidi, nonché abbondanti resti fosfatici.



Breccia basale della Formazione di Monrupino

Ambiente deposizionale

Piattaforma carbonatica da interna a marginale, con episodi ad alta energia. Le breccie basali sarebbero derivate da eventi di emersione della piattaforma e locali fenomeni di carsificazione e smantellamento della stessa con modesto trasporto dei materiali in zone depresse. Detta emersione si è probabilmente verificata in concomitanza di una fase tettonica che ha dato luogo ad una prolungata fase di esposizione subaerea della piattaforma.

Commenti e problemi aperti

Gli ambienti deposizionali di piattaforma carbonatica del Cenomaniano hanno risentito durante la loro evoluzione di un marcato controllo tettonico. La tettonica è stata responsabile di una topografia irregolare in cui coesistevano delle aree soggette a condizioni idrodinamiche molto diverse. Per questo motivo si riscontra, nei

vari settori indagati, un'eterogeneità nell'architettura delle litofacies di età cenomaniana; in particolare la giustapposizione delle varie facies presenti nella parte superiore della formazione non è completamente chiara. Nella parte nord-orientale del Plateau di Trieste-Komen (Slovenia), secondo JURKOVSEK *et alii* (1996) i depositi cenomaniani appartengono in parte alla Formazione di Povir (tratto superiore dell'unità) e in parte alla sovrastante Formazione di Repen e, più in particolare, al membro inferiore di quest'ultima unità denominato "Calcare Pelagico" per la sua tipica associazione fossile dominata da Calcisphaeruliidae.

2.1.1.3 **Calcari di Aurisina (AUR)**

Età

Nel Carso isontino in considerazione degli elementi micro- e macro-faunistici, la base dell'unità viene attribuita al Cenomaniano superiore. L'età dei depositi soprastanti l'intervallo bioclastico è probabilmente Turoniano superiore(?) - Senoniano inferiore. Per quanto riguarda il Senoniano, si presume uno spessore relativamente modesto di calcari di età coniaciana, mentre gran parte della successione dovrebbe essere riferibile al Santoniano.

Per il rimanente territorio non si sono individuati finora elementi faunistici significativi per datare la base dell'unità. Viene proposta un'età Cenomaniana superiore per analogia con la successione del Carso isontino. L'età dei depositi del tratto superiore è probabilmente Turoniano superiore(?) - Senoniano inferiore. Per quanto riguarda il Senoniano, non è stato possibile suddividere i calcari di età coniaciana da quelli di età santoniana.

I Calcari di Aurisina sono chiusi dal biorizzonte a *Keramosphaerina tergestina* del Campaniano basale.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Superiormente al livello a *Calcisphaeruliidae*, con un brusco cambiamento litologico, si osservano sedimenti bioclastici, spesso grossolani: floatstone con frammenti di valve di *Caprinidae*, rudstone con resti scheletrici angolosi, anche grossolani, mal cerniti, costituiti prevalentemente da frammenti di *Caprinidae* e *Chondrodonta* e subordinati grainstone gradati. Mentre nel settore meridionale ed occidentale, ovvero nella provincia di Trieste, si osservano packstone-rudstone fossiliferi e packstone fini intraclastico-fossiliferi.

Al di sopra dei sedimenti bioclastici possiamo riconoscere due sequenze una per il Carso isontino e una per il Carso triestino. Nel Carso isontino si passa, con brusco cambiamento di facies, a mudstone-wackestone con fenestrae e cavità di dissoluzione, a cui seguono prevalenti packstone fossiliferi e subordinati wackestone peloidali, talora con fenestrae e cavità di dissoluzione alla sommità degli strati; sono presenti anche sporadiche intercalazioni di floatstone con rudiste e di tempestiti. Nel Carso triestino, invece, i depositi sono caratterizzati dalla sovrapposizione di diversi strati di tempesta organizzati in cicli prevalentemente metrici che rielaborano frammenti di rudiste, intraclasti, numerosi foraminiferi tra cui prevalgono le *Miliolidi* ed a cui seguono calcari prevalentemente micritici con ridotto contenuto fossilifero.

Superiormente il carattere dominante di tutta la successione del Carso Classico italiano è conferito dalla costante presenza di *Radiolitidi* e *Ippuritidi*, intere o, più frequentemente, in frammenti (essenzialmente radiolitidi, nei livelli cenomaniani, e radiolitidi e *hippuritidi*, a partire dal Turoniano). Si osserva wackestone-packstone a ricchissima frazione fossile, caratterizzata soprattutto da rudiste organizzate in banchi. Questi sedimenti si depositavano in un ambiente di medio/alta energia dove si sviluppavano banchi a rudiste con geometria da tabulare a lievemente convessa, di spessore metrico (2 - 3 m), che spesso progradavano su areniti a lamine trattive parallele adiacenti. All'interno di questi banchi le rudiste sono prevalentemente disposte con un fabric di tipo open e sono stati interpretati come concentrazioni primarie. Queste unità sono organizzate in cicli di spessore medio intorno ai 6 metri, di tipo coarsening upward che registrano l'evoluzione delle diverse fasi di progradazione dei banchi a rudiste sui sedimenti circostanti, fino alla loro morte, a causa del colmamento dell'accommodation e conseguente erosione da parte del moto ondoso della parte alta del banco.

Frequenti variazioni verticali e laterali a unità più micritiche talora ricche di sostanza organica. Nella parte inferiore, sono particolarmente frequenti livelli fossiliferi a *Neitheia*, *Acteonelle*, *Nerineidi*, *Coralli* ed *Echinidi*. Ben rappresentate sono le *Radiolitidi*, che a partire dal Turoniano sono associate a *Hippuritidi*.

Nella parte superiore si individuano livelli fossiliferi a macroforaminiferi (*Keramosphaerina tergestina*). Il tetto dei Calcari di Aurisina è sigillato da una superficie di emersione della piattaforma con evidenze di paleo carsismo (tra

cui breccia bianco-rosea a *Microcodium*).

Nel Carso isontino alla sommità, in contatto netto con i calcari bioclastici è visibile una tasca di spessore variabile riempita di terra rossa e bauxite.

Una locale variazione di facies è presente presso Polazzo (N di Redipuglia), dove calcari ben stratificati, localmente fittamente laminati, coprono e sono ricoperti da calcari con Rudiste. Questi calcari contengono una ricca fauna rappresentata da pesci fossili, nonché abbondanti resti vegetali terrestri.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è posto al contatto tra il biorizzonte a *Calcisphaeruliidae* e facies grossolane generalmente bioclastiche. Il passaggio alle soprastanti facies liburniche è marcato da una superficie di unconformity, talora associata a depositi di bauxite (Cotici, M. San Michele), che ha interrotto la sequenza carbonatica, portando in emersione parte della piattaforma carbonatica. Lo spessore dell'unità aumenta da nord a sud: si aggira su 450-500 m nel Carso isontino sino a raggiungere i 1000 metri circa nel Carso triestino.

Fossili

Nella parte inferiore, sono particolarmente frequenti livelli fossiliferi a *Chondrodonta*, *Neithea*, *Acteonelle*, *Nerineidi*, *Coralli* ed *Echinidi*. Ben rappresentate sono le *Radiolitidi*, *Requienidi* che a partire dal Turoniano sono associate a *Hippuritidi*.

Nell'intervallo a Rudiste delle cave di Aurisina si segnalano: *Radiolites* sp., *Hippurites* sp., *Radiolites dario*, *Bournonia* sp., *Rajka spinosa*, *Hippurites nabresinensis*, *Vaccinites* sp..

Nella parte superiore, oltre alle suddette rudiste, si rinvengono abbondanti foraminiferi (*Miliolidi*, *Scandonea samnitica*, *Moncharmontia appenninica*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Murgella lata*, *Keramosphaerina tergestina*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazatinella picardi*, *Accordiella conica*, *Fleuryana adriatica* ecc.). Nelle facies più protette dominano i *Discorbidae* in associazione oligotipica con alghe (*Decastronema kotori*, *Thamatoporella parvovesiculifera*) e ostracodi. Al tetto si assiste all'ultima comparsa dei taxa cretacici quali, tra le rudiste: *Bournonia* sp., *Apricardia* sp.; tra i foraminiferi: *Rhapydionina libunica*, *Cuneolina ketini*, *Cuneolina cilindrica* e *Fleuryana adriatica*.

Ambiente deposizionale

Si distinguono due ambienti di piattaforma leggermente eterogenei in quanto uno di piattaforma più esterna (Carso isontino) ed uno di piattaforma più interna (Carso triestino).

Nel Carso isontino i sedimenti bioclastici grossolani della base dell'unità sono ascrivibili a contesti di piattaforma aperta e rappresentano depositi quali banchi e shoals, posti probabilmente a margine di accumuli primari di caprinici, radiolitidi, ecc. Successivamente, un brusco cambiamento di facies segna il passaggio ad un ambiente intertidale di basse lagune. Nel Turoniano superiore(?) - Coniaciano i sedimenti sono quindi caratterizzati da piane prevalentemente fangose, localmente coperte da cianobatteri, e da ambienti lagunari di bassa profondità. Nel Santoniano si notano gli effetti di una più efficiente circolazione marina. Come ipotesi, i corpi bioclastici a rudiste potrebbero essere il risultato di sequenze progradanti. Nella parte superiore dei Calcari di Aurisina, analizzando la distribuzione di facies, si notano frequenti passaggi da facies di bassa energia a facies di energia più elevata. Questi mutamenti risultano essere ripetitivi ed avvengono talvolta in modo graduale, altre volte in modo brusco.

Diversamente nel Carso triestino i sedimenti della base dell'unità sono ascrivibili a contesti di piattaforma interna. Nel Turoniano superiore-Coniaciano i sedimenti sono caratterizzati da piane prevalentemente fangose e da ambienti lagunari di bassa profondità. Successivamente si notano gli effetti di una più efficiente circolazione marina. L'intervallo a Rudiste delle cave di Aurisina è identificabile con un sistema di elevata energia, di rampa carbonatica caratterizzata da banchi e dune sabbiose con intercalati ticket e cluster a Rudiste, indicativi però di moderata energia.

In entrambi i casi alla sommità si rileva un ambiente di piattaforma carbonatica aperta, talora ad elevata energia testimoniato dalle facies bioclastiche contenenti *Keramosphaerina tergestina*.

All'inizio del Campaniano la piattaforma a Rudiste è emersa (settore M. San Michele) ed è stata intensamente carsificata con formazione di bauxiti.

Commenti e problemi aperti

Nel Carso isontino i depositi bioclastici grossolani della base sembrano passare bruscamente a litofacies ascrivibili a piani intertidali di bassa energia. Considerate le condizioni generali degli affioramenti, caratterizzati da ampia copertura vegetale, non è stato riconosciuto sul terreno il contatto (superficie di discontinuità?) con i soprastanti fanghi. In futuro si rendono necessarie delle indagini puntuali che potrebbero permettere di dividere questa formazione in due unità. Infatti nel Carso sloveno, i depositi bioclastici a Caprinidi e Chondrodonta corrispondono al membro "Repen" della Formazione di Repen JURKOVSEK *et alii* (1996) ed il passaggio alla sovrastante unità (Formazione di Sezana) è marcato da una transizione litologica alquanto rapida, localmente marcata da alcuni strati di calcare con oncoidi. L'orizzonte oncolitico viene riferito dagli Autori sloveni al Turoniano superiore, per semplice analogia con alcune successioni studiate sull'isola di Brac. Questo orizzonte oncolitico è stato riconosciuto una sola volta nel Carso isontino (Redipuglia), ma in posizione stratigrafica non chiara. Non esistendo criteri certi, o perlomeno largamente condivisi, di distinzione biostratigrafica tra il Turoniano e il Senoniano nelle facies delle piattaforme carbonatiche periadriatiche, si può ipotizzare un'età Turoniano superiore o già Senoniano inferiore per i fanghi soprastanti i calcari bioclastici grossolani. Ciò suggerirebbe comunque una lacuna significativa con elisione di gran parte del Turoniano.

Nel Carso triestino, considerato lo stato degli affioramenti, caratterizzati da ampia copertura vegetale, non è stato riconosciuto il contatto inferiore e, più in generale, non è stato possibile osservare in dettaglio la parte basale/inferiore dell'unità.



Calcari di Aurisina carsificati

2.1.1.4 **Formazione Liburnica (LIBa e LIBb)**

Età

Campaniano superiore p.p. – Thanetiano p.p.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Un nuovo evento trasgressivo riporta la piattaforma emersa del Calcere di Aurisina in condizioni marine. Nel Carso triestino al di sopra della superficie di unconformity si ha la deposizioni di strati di tempesta a frammenti di Radiolitidi a cui, verso l'alto, si sovrappongono laminazioni piane parallele di tipo trattivo. Presso il sentiero Rilke, sopra l'orizzonte a Keramosphaerina tergestina affiora una lente discontinua di breccia calcarea, talora di colore rosato (breccia bianco-rosea) sottostante un orizzonte di bauxite, pisoliti vadose e concrezioni di grotta. Sul M. San Michele, al di sopra della lente di bauxite associata a marcati fenomeni paleocarsici del substrato, sono presenti carbonati oncolitico-stromatolitici e quindi mudstone-wackestone scuri ben stratificati con ostracodi e resti di caracee.

Superiormente in tutto il Carso sono presenti mudstone, talora con strutture di disseccamento, wackestone ad intraclasti e brecciole con "plasticlast", contraddistinti dalla presenza di Discorbidae e Gasteropodi e, quindi, wackestone fossiliferi grigio chiari con biota francamente marini. Seguono mudstone-wackestone fossiliferi con alcuni livelli di breccia, associati a fenomeni pedogenetici.

Verso il limite K/T, i fenomeni pedogenetici diventano più intensi e diventa più frequente Microcodium; si segnalano fenomeni carsici con rare caliche e cavità riempite da calcite, fanghi nerastri, silt vadoso e limonite. L'intervallo a Microcodium appartenente al Daniano è caratterizzato da calcari fangosostenuti grigio scuri a foraminiferi, gasteropodi, bivalvi alghe calcaree, tra cui Dasycladaceae e successivamente Characeae, con ritmo della stratificazione da centimetrico a decimetrico. Alla base si ritrovano cicli peritidali, la cui unità subtidale presenta alla base la classica brecciolina basale; verso l'alto passa invece a wackestone scarsamente fossiliferi; la parte inter-sopratidale è invece costituita da microbialiti, sheet cracks, mud cracks e, talora, paleosuoli rossastri. L'intervallo superiore è caratterizzato da facies prevalentemente subtidali lagunari a dimostrazione di un moderato approfondimento della colonna d'acqua e/o di apertura delle lagune. I calcari sono dapprima wackestone o packstone molto fossiliferi (Miliolidae, gasteropodi e alghe Dasycladaceae). La parte alta dell'intervallo presenta calcari grigi o nocciola scuri molto fossiliferi (prevalentemente packstone), ricchi di foraminiferi, soprattutto Miliolidi e le prime forme coniche (Fallotella, Coskinon, ecc.), alghe Corallinaceae e gasteropodi ornamentati, a conferma della tendenza all'approfondimento o dell'apertura della piattaforma. .

La stratificazione è decimetrico-metrica.

Rapporti stratigrafici

Nel Carso triestino il limite inferiore coincide con la superficie di unconformity, ovvero di deposizione della breccia bianco-rosea, non sempre individuabile sul terreno. Sul M. San Michele il limite inferiore è marcato dalla presenza dell'orizzonte bauxitico.

Il limite superiore è posto convenzionalmente in corrispondenza della comparsa dei primi livelli a Nummuliti.

Lo spessore complessivo della formazione è compreso fra 130 m nel Carso isontino e 280 m nel Carso triestino.

Fossili

Nella parte inferiore dell'unità si segnalano Murciella cuvillieri, Moncharmontia appenninica, Rotorbinella scarsellai e Cuneolina. Murciella cuvillieri è stata rinvenuta in micriti nocciola affioranti a contatto con la base dei calcari neri laminati presso il lato orientale del piccolo bacino del Villaggio del Pescatore. Ciò consente il nuovo riferimento di dette facies al Liburnico di età campaniano-maastrichtiana. In questo deposito sono stati rinvenuti i ben noti dinosauri ed altri vertebrati.

Superiormente compaiono Rhabdionina liburnica, Fleuriana, Dasycladaceae, tra cui Acroporella. Tra i macrofossili sono osservabili rare rudiste (probabili Gyropleura), piccole Requieridae (Apricardia?) e Bournonia ed inoltre piccoli gasteropodi (Viviparus e Stomatopsis). I soprastanti depositi paleocenici sono caratterizzati da faune generalmente oligotipiche, ancora più scarse rispetto i depositi maastrichtiani. Prevalgono Discorbidae, Textularidae, Ostracodi, Miliolidi, Cartacee, talora Dasycladaceae. La parte terminale della successione è

caratterizzata da abbondanti foraminiferi (*Miliolidae*, *Fallotella alavensis*, *Fallotella Kochanskae*, *Coskinon rajkae*, *Cribrobulimina carniolica*, ecc.), *Corallinaceae* e *Dasycladaceae*. Nella macrofauna si segnalano Coralli e Gasteropodi.

Ambiente deposizionale

Durante gran parte del Campaniano, l'area del M. San Michele era emersa e la piattaforma a Rudiste è stata intensamente carsificata, con formazione di bauxite. Nelle depressioni carsiche si sono originati bacini lacustri (Villaggio del Pescatore); nei soprastanti calcari scuri si osserva mostrano una transizione ambientale, da facies lacustri a facies salmastre con una sedimentazione episodica caratterizzata da apprezzabili variazioni di salinità e scarsa circolazione marina. Con l'orizzonte a Murciella si ripristinarono normali condizioni marine in un'area di piattaforma relativamente protetta. Ad esso seguono facies caratterizzate da frequenti variazioni ambientali (sia marine protette, sia salmastre con frequenti episodi di emersione) che culminano con l'orizzonte marino a Rhapydionina. Anche il tratto Daniano-Selandiano della successione sembra contrassegnato da una sedimentazione episodica con apprezzabili variazioni di salinità, scarsa circolazione marina e fasi di emersione. La parte superiore della formazione è contraddistinta da ambienti marini prevalentemente subtidali, relativamente protetti, con episodi di alta energia.

Commenti e problemi aperti

Questa Formazione include uno degli eventi paleobiologici più famosi della storia geologica della Terra: l'estinzione del K/T. Nel Carso Triestino l'evento è stato verificato con prove paleontologiche (scomparsa dei fossili cretaci e successiva comparsa dei primi fossili paleocenici), geochimiche (anomalia dell'iridio; shift negativo del δC_{13}), paleo magnetiche (Ch 29R). La parte alta della Formazione è caratterizzata da una tendenza trasgressiva ed è contraddistinta dalla comparsa di abbondanti microfaune marine. Questo tratto della sezione è noto anche come Calcari a Miliolidi o Calcari di Slivje (JURKOVSEK *et alii*, 1996). Al M. San Michele, questa trasgressione sembra verificarsi in alcuni metri di spessore della successione e ciò consentirebbe di dividere il Paleocene in due sequenze. I dati finora a disposizione non sono sufficienti per dare a questo limite un valore litostratigrafico certo.



Gasteropode appartenente alla Formazione Liburnica



Pisoliti vadose presso il sentiero Rilke



Breccia bianco-rosea

2.1.1.5 **Calcari ad Alveoline e Nummuliti (ALV)**

Età

Thanetiano superiore(?) – Ypresiano.

Si segnala che non sono stati effettuati studi micropaleontologici specifici sulle Alveoline e sulle Nummuliti. L'età è basata sugli studi di PUGLIESE *et alii* (1995) e COUSIN (1981).

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

Alla base sono presenti packstone-wackestone fossiliferi, raramente grainstone, spesso ricristallizzati, con presenza di macroforaminiferi. I calcari sono chiari, granulari e a stratificazione non ben evidente. I macroforaminiferi (Alveolina, Assilina, Nummulites) diventano abbondanti nella parte terminale della successione dove si possono apprezzare anche scarsi apporti terrigeni.

Nel Carso triestino l'unità è ben rappresentata: nella parte bassa dei Calcari ad Alveoline e Nummuliti sono presenti calcari grigi molto fossiliferi (prevalentemente packstone), ricchi di macroforaminiferi (alveoline e rarissime nummuliti) che si associano a Miliolidi, alghe Corallinaceae, coralli ed echinidi. Questa parte è sostanzialmente analoga alla parte alta della Formazione Liburnica e rappresenta litofacies che si depositano in un ambiente di piattaforma aperta in debole approfondimento.

Nella parte alta sono presenti litofacies di piattaforma aperta, quali wackestone-packstone ricchi di alveoline, nummuliti e Orbitolites, nonché altre caratterizzate da una discreta energia idrodinamica tipica di ambiente di shoal (grainstone bioclastici con strutture trattive in strati metrici). Nonostante la discreta energia dell'ambiente si depositava sempre una modesta frazione argillosa, che nell'intervallo superiore del membro dà origine ad alternanze calcareo marnose organizzate in cicli di tipo thickening and coarsening upward dello spessore di 3 m. Le coppie calcari-marne rappresentano una nuova unità mai descritta prima nei Calcari ad Alveoline e Nummuliti. Il trend coarsening up è registrato da una transizione verticale di facies: da calcisiltiti peloidali con foraminiferi planctonici di base ciclo si passa a calcareniti-calciruditi bioclastiche con strutture da corrente trattiva al top. Sono presenti piani di strato ondulati e strutture nodulari. Questa unità può essere interpretata come un ciclo di alta frequenza che registra fasi di progradazione della piattaforma all'interno dello stesso trasgressivo system tract.

Al top della successione si trovano frequentemente uno o più livelli conglomeratici, caratterizzati da clasti monogenici arrotondati di grainstone a macroforaminiferi provenienti probabilmente dalla facies di tetto ciclo del trasgressivo system tract. I clasti sono inglobati in una matrice marnosa, presentano un fabric caotico e il range dimensionale va da 3 ai 10cm. Alcuni clasti presentano un cortice ben sviluppato e possono essere interpretati come noduli diagenetici, precedentemente cementati, rimaneggiati da movimenti gravitativi. Per gli altri clasti invece l'origine tettonica sembra essere la più verosimile. La tettonica particolarmente attiva nel periodo in questione potrebbe essere il motore dei movimenti gravitativi. La sovrapposizione della coppie calcari-marne agli shoal a grainstone fossiliferi registra un trasgressivo system tract di terzo ordine.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è posto in corrispondenza della comparsa dei livelli a macroforaminiferi. Il contatto con le soprastanti marne marca il limite superiore. Lo spessore della formazione varia tra i 40 - 50 metri del Carso isontino e i 200 metri del Carso triestino.

Fossili

Le faune sono dominate da Glomoalveolina sp, Alveolina sp., Assilina sp. e Nummulites sp., cui si associano Operculina sp., Orbitolites complanatus e Discocyclina sp. (più frequenti queste ultime due nella parte sommitale della formazione), Dasycladaceae, Corallinaceae, echinidi e coralli.

Ambiente deposizionale

Alla base ambiente marino prevalentemente subtidale, talora protetto, ma caratterizzato anche da episodi ad alta energia. Superiormente l'ambiente diventa più aperto ed è contraddistinto da episodi ad alta energia. La parte terminale della successione può essere attribuita ad un ambiente di rampa esterna, sotto il livello di base delle onde. Gli apporti terrigeni preannunciano l'annegamento della piattaforma carbonatica e l'avvento della

sedimentazione in facies di flysch.

Commenti e problemi aperti

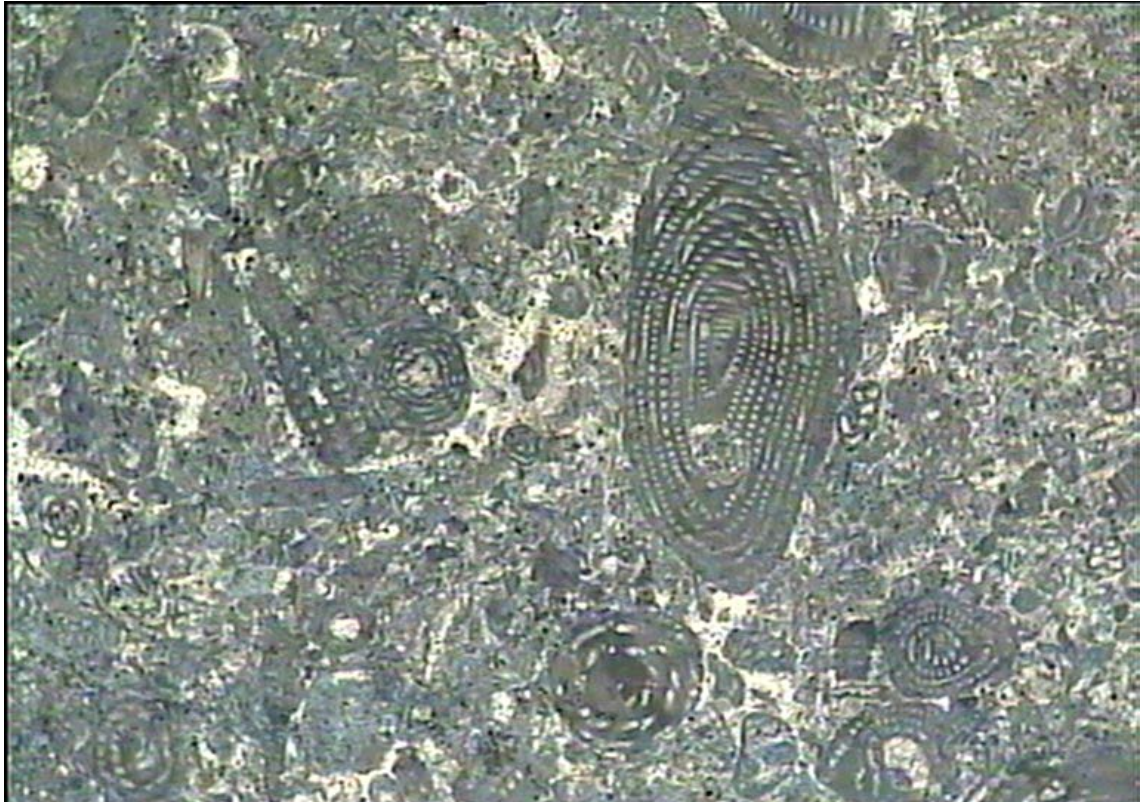
Manca uno studio biostratigrafico di dettaglio.



Calcare ad Alveoline e Nummuliti



Calcarenita fine a tritume bioclastico risedimentato di piattaforma. Litofacies che caratterizza la base dei cicli nella parte più prossimale della rampa



Calcirudite (grainstone a foraminiferi) ad Alveolinidi e altri foraminiferi. Microfacies che caratterizza il top dei cicli asimmetrici descritti nel testo



Debrite al top del Calcari ad Alveoline e Nummuliti

2.1.2 Successione torbiditica (Luteziano p.p.)

2.1.2.1 Flysch di Trieste (FT)

Età

Alcune specie di nannoplancton identificate sono dei buoni "marker" di particolari biozone, ossia caratteristiche di una o due biozone come ad es. la specie *Chiasmolithus nitidus* (da NP 15 a NP 16) oppure *Reticulofenestra wadeae* (NP 15). Altre specie danno la possibilità di determinare con certezza l'età del sedimento in quanto sono comparse da una data biozona in poi. Tale è il caso della specie *Reticulofenestra reticulata* che indicherebbe l'appartenenza del sedimento dalla biozona NP 16 (Luteziano superiore) e che è stata la principale specie che ha permesso la determinazione finale dell'età del sedimento torbiditico.

Luteziano p.p.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

La sedimentazione carbonatica si esaurì nell'Eocene inferiore, con l'annegamento della piattaforma carbonatica testimoniato anche dalla comparsa di facies rimaneggiate al top della sequenza. Si forma, così, l'avanfossa che inizia ad essere interessata da apporti terrigeni in facies torbiditica. Per un certo tratto facies pelitiche, già presenti negli ultimi livelli della successione carbonatica si intercalano talvolta alle prime torbiditi.

Nel passaggio tra gli strati della piattaforma carbonatica a quelli della formazione terrigena troviamo localmente, ed in particolare nella zona della Val Rosandra, depositi di calcari argilloso-marnosi, marne calcaree e marne. Il livello è stato cartografato nelle zone dove l'areale di affioramento è significativo e gli strati sono stati chiamati informalmente "strati transizionali" ("transitional beds", in accordo con le recenti definizioni usate anche nella terminologia della bibliografia internazionale: OTONIČAR, 2007 e TARLAO *et alii*, 2005).

Per quanto riguarda i depositi terrigeni veri e propri si è scelto di adottare preliminarmente ed in via informale il nome di "Flysch di Trieste". La Formazione è costituita da un'alternanza di livelli di marne siltose ed arenarie con spessori variabili.

La potenza delle marne è estremamente variabile, da millimetrica a decimetrica, mentre quella delle arenarie va da centimetrica a metrica.

All'interno della formazione sono state riconosciute facies arenacee (FTa), arenaceo marnose (FT) e facies prevalentemente pelitiche (FTb). Agli strati transizionali è stata attribuita la sigla FTc. All'interno delle facies prevalentemente arenacee è spesso possibile distinguere due sottotipi:

- facies a strati arenacei con spessori pluridecimetrici (da 1/2 metro ad anche 2 metri) che spesso in passato venivano sfruttati come materiale da costruzione. In particolare, nell'area della penisola muggesana sono presenti numerosi siti con indicazioni di attività cavatoria antica e/o recente.

- facies a strati sempre prevalentemente arenacei, ma con spessori più ridotti, da centimetrici a decimetrici (max 20 cm).

Anche nelle facies più ricche di livelli arenacei potenti, raramente si osservano sequenze di Bouma complete. Rarissimi sono gli intervalli gradati, di gran lunga più frequenti gli intervalli laminati. Molti livelli marno-siltosi rappresentano l'intervallo pelitico della torbidite.

Le arenarie, solitamente predominanti, sono discretamente classate con dimensione media dei granuli di 0.1 - 0.2 mm circa. In parte trattasi di arenarie ibride a cemento carbonatico con rari feldspati, miche, minerali pesanti (Cr-spinello e granato) e pirite definibili come grovacche spesso di tipo litico. Risultano mediamente composte per il 50% almeno di ossido di silicio (sotto forma di quarzo per il 43-53% e di selce per il 6-11%) e per il resto da feldspati (18-26%) fra cui predominano i plagioclasti, miche (4-6%) con clorite e muscovite predominanti sulla biotite, carbonati (16-20% tanto come cemento quanto come clasti spesso notevolmente alterati) e da una serie di minerali accessori in minima quantità (Cr-spinello, ossidi di ferro, glauconite, tormalina, granati, zirconio, rutilo, per percentuali cumulative da 1% a 3%).

Sono frequenti anche vere e proprie arenarie litiche con significativa presenza di clasti carbonatici che sembrano prevalere nel flysch arenaceo marnoso e marnoso arenaceo. Sono praticamente sterili, anche se oltre a rare Globigerine (rimaneggiate), sono stati rinvenuti rari echinidi e molluschi e frequenti strutture sedimentarie

biogene (burrow casts).

Le marne, dalla tipica composizione mineralogica data da micrite, argilla ed una percentuale variabile di silt, sono talvolta ricche di Foraminiferi planctonici del tipo Globigerine.

Rapporti stratigrafici

Il limite inferiore è posto in corrispondenza dell'inizio della sedimentazione degli strati transizionali ovvero, dove non sono presenti, con gli strati inferiori della successione torbiditica. Il contatto superiore non affiora nell'area di studio.

Fossili

E' stata eseguita per la prima volta una fitta campionatura della porzione marnosa (condotta assieme a Jernej Pavšič che ha analizzato i campioni per il nannoplancton, determinato le specie e le associazioni). Sono state identificate in totale 45 specie di nannoplancton con associazioni di biozone dalla NP 9 (corrispondente alla SBZ 11 per i foraminiferi ed al piano Ypresiano) alla NP 18 (Bartoniano). Alcune specie, sicuramente rimaneggiate, appartengono al Cretacico superiore.

Ambiente deposizionale

L'ambiente deposizionale della formazione è di avanfossa. La formazione è costituita da torbiditi di bacino prevalentemente distali rispetto alle fonti di alimentazione, con presenza di emipelagiti.

Commenti e problemi aperti

I campionamenti eseguiti nell'area della penisola di Muggia, dove prevale la litofacies arenitica e nella zona altamente tettonizzata sotto Monte d'Oro (Noghere – Aquilinia), indicano biozone antiche, NP 14 (Luteziano inferiore). Altri campionamenti nell'area della penisola muggesana indicano anche biozone di nannoplancton meno antiche (NP 15 e NP 16).

Nell'area del Foglio Trieste e Grado risultano presenti biozone appartenenti ad età più recenti. In particolare, i campioni più significativi danno l'appartenenza alla biozona NP 16. Il caso più significativo è stato riscontrato nei livelli di marne che si trovano tra gli ultimi strati della successione carbonatica, dunque sotto lo strato di debrite al top della successione e che indicano la biozona NP 16. Questi dati fanno supporre l'appartenenza della successione torbiditica ad un'età a partire dal Luteziano superiore. Si suppone dunque che ci sia una lacuna stratigrafica tra la successione carbonatica e i sedimenti di natura terrigena. Occorrerebbe dunque una calibratura della parte basale della successione.

Rapporti tra facies

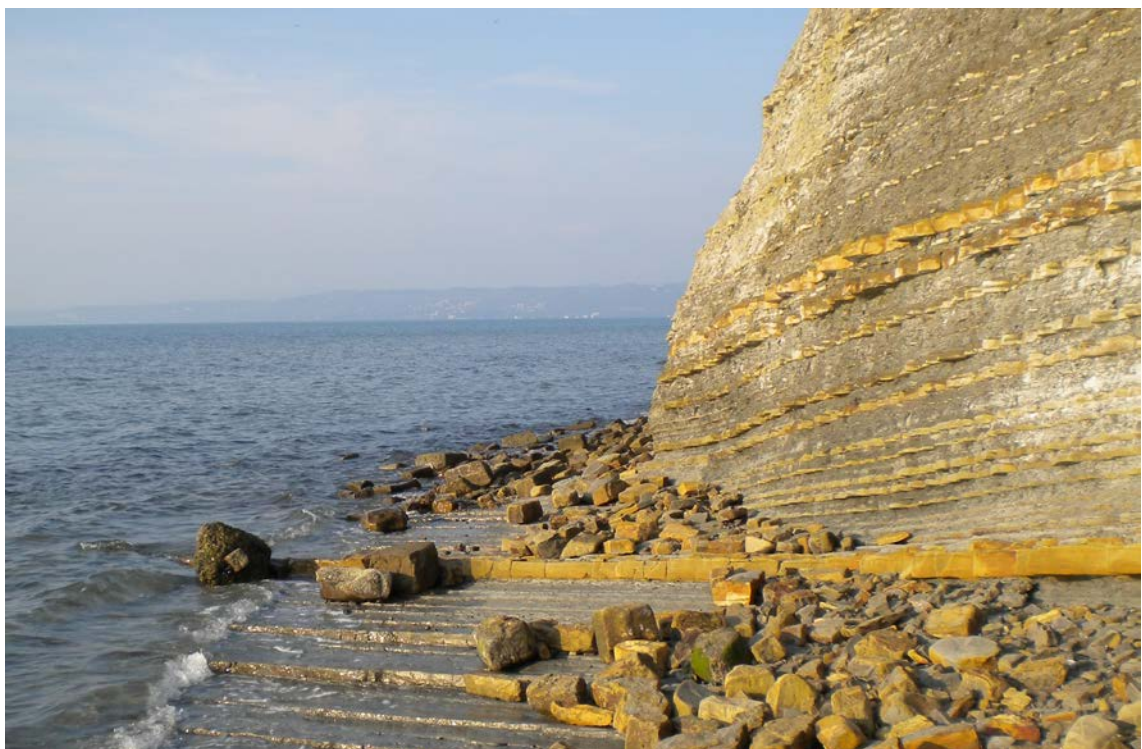
Lo spessore e l'alternanza delle facies della formazione sono stati identificati in dettaglio per la parte della penisola di Muggia che presenta una stratificazione più uniforme e suborizzontale (si veda il profilo geologico E nella Carta geologica). Nel resto dell'area di studio i rapporti tra le facies cambiano in maniera molto irregolare e sono numerose le complicazioni dovute alla tettonica che non permettono di seguire con continuità i diversi livelli di litofacies.

Specie di nannoplancton	Biozone									
	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>	K2									
<i>Blackites perlongus</i>										
<i>Chiasmolithus bidens</i>										
<i>Chiasmolithus grandis</i>										
<i>Chiasmolithus nitidus</i>										
<i>Coccolithus eopelagicus</i>										
<i>Coccolithus formosus</i>										
<i>Coccolithus pelagicus</i>										
<i>Cribrosphaerella ehrenbergii</i>	K2									
<i>Cruciplacolithus tenuis</i>										
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>										
<i>Discoaster barbadiensis</i>										
<i>Discoaster binodosus</i>										
<i>Discoaster deflandrei</i>										
<i>Discoaster distinctus</i>										
<i>Discoaster lodoensis</i>										
<i>Discoaster nodifer</i>										
<i>Discoaster saipanensis</i>										
<i>Discoaster salisburgensis</i>										
<i>Discoaster sublodoensis</i>										
<i>Eiffelithus eximus</i>	K2									
<i>Fasciculithus tympaniformis</i>										
<i>Micrantholithus decoratus</i>	K2									
<i>Micrantholithus/ Braarudosphaera</i>										
<i>Micula concava</i>	K2									
<i>Micula staurophora</i>	K2									
<i>Nannotetrina</i>										
<i>Nannotetrina cristata</i>										
<i>Neococcolithes protenus</i>										
<i>Pontosphaera distincta</i>										
<i>Pontosphaera plana</i>										
<i>Prediscosphaera cretacea</i>	K2									
<i>Reticulofenestra dictyoda</i>										
<i>Reticulofenestra reticulata</i>										
<i>Reticulofenestra wadeae</i>										
<i>Sphenolithus anarrhopus</i>										
<i>Sphenolithus editus</i>										
<i>Sphenolithus moriformis</i>										
<i>Sphenolithus radians</i>										
<i>Sphenolithus springer</i>										
<i>Stradneria crenulata</i>	K2									
<i>Toweius eminens</i>										
<i>Tribrachiatus orthostylus</i>										
<i>Watznaueria barnesae</i>	K2									
<i>Zygrhablithus bijugatus</i>										

Elenco delle specie identificate con la tabella di estensione del periodo di presenza della specie suddiviso per biozone (K2= Cretacico superiore)



"Strati transizionali" (transitional beds) marnosi affiranti in Val Rosandra



Affioramento di Flysch presso Punta sottile

2.2 Successione continentale quaternaria

Per la suddivisione stratigrafica dei depositi quaternari, sono state adottate Unità Informali concettualmente e gerarchicamente ispirate alle Unità a Limiti Inconformi (UBSU) raccomandate dalle Linee Guida del Servizio Geologico Nazionale (C.N.R., 1992). Non si è ritenuto opportuno applicare direttamente le UBSU perché si ritiene che la cartografia GEO-CGT non sia al momento direttamente omologabile alla cartografia CARG per la mancanza di un adeguato approfondimento sulla geocronologia dei depositi quaternari e del referaggio da parte del Servizio Geologico d'Italia. A questi motivi si aggiunge anche la volontà di non creare ulteriore confusione nel già complesso panorama stratigrafico nazionale.

L'International Stratigraphic Guide (I.S.S.C., 1994) definisce l'“Unconformity-bounded Stratigraphic Unit” (UBSU) “a body of rocks bounded above and below by specifically designated, significant and demonstrable discontinuities in the stratigraphic succession (angular unconformities, disconformities, etc.), preferably of regional or interregional extent” (un corpo di rocce delimitate alla base ed al tetto da discontinuità significative e dimostrabili -discordanze angolari, discontinuità formazionali, ecc.-, preferibilmente di dimensione regionale o interregionale). Lo stesso codice considera il “Sintema” come unità fondamentale, prevedendo che un sintema possa essere suddiviso in due o più subsintemi e che due o più sintemi possano essere raggruppati in un Supersintema, inoltre prevede che le unità UBSU possano contenere al loro interno unità stratigrafiche di qualsiasi altro tipo.

Nella stratigrafia dei depositi quaternari delle carte GEO-CGT il rango di Unità corrisponde concettualmente a quello di Sintema, mentre le Superunità e le Subunità corrispondono rispettivamente al Supersintema e al Subsintema. Le unità considerate corrispondono a corpi sedimentari continentali identificati da superfici limite inferiore e superiore diacrone corrispondenti a discontinuità sedimentarie di rango superiore (hiatus deposizionali caratterizzati o meno da superfici pedogenizzate, importanti superfici erosive). Il rango delle unità dipende dal rango delle relative superfici limite, entrambi dipendono della frequenza e natura dei processi che ne hanno controllato la sedimentazione. Per la definizione del rango delle unità e delle superfici limite dei depositi fluviali sono stati adottati i criteri gerarchici proposti da MIALL (1996). Ove possibile, un ulteriore criterio applicato per la distinzione delle unità è stato l'identificazione del bacino di provenienza dei depositi. Considerando l'estensione dei bacini montani e la dimensione dei corpi sedimentari di natura alluvionale e glaciale ad essi correlabili, i bacini principali di provenienza dei depositi plio-quaternari compresi nel foglio sono quelli del Fiume Isonzo. I depositi correlabili a questi bacini principali sono stati distinti in unità basandosi sulla composizione litologica dei clasti, su criteri geomorfologici e sull'andamento delle superfici limite.

Seguendo le indicazioni contenute nel rapporto conclusivo dell'International Geoscience Programme (I.G.C.P.) 24 “Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere” (ŠIBRAVA *et alii*, 1986) si è preferito abbandonare il modello classico delle glaciazioni alpine inizialmente proposto da PENCK & BRÜCKNER (1909) per seguire una cronologia geologica basata sui rapporti relativi tra i corpi sedimentari e supportata, per parte del Pleistocene superiore e l'Olocene, dalle datazioni geochimico-isotopiche ottenute su campioni di sostanza organica contenuta nei sedimenti prelevati nell'ambito dei rilevamenti.

Essendo attualmente in discussione l'attribuzione cronologica del Quaternario, la scala cronologica Stage di riferimento formalmente accettata dalla comunità scientifica internazionale è quella proposta da GRADSTEIN *et alii* (2004) modificata, di seguito riportata.

OLOCENE	
_____	0.0115 Ma
PLEISTOCENE SUPERIORE	
_____	0.126 Ma
PLEISTOCENE MEDIO	
_____	0.781 Ma
PLEISTOCENE INFERIORE	
_____	1.806 Ma
PLIOCENE	
_____	5.332 Ma
MESSINIANO	

2.2.1 Unità di Gorizia (GOR)

Appartengono all'Unità di Gorizia i depositi alluvionali del conoide Pleistocenico superiore dell'Isonzo, formatosi presumibilmente durante il LGM (Last Glacial Maximum).

L'unità affiora estesamente in destra idrografica dell'Isonzo tra Romans d'Isonzo e Gradisca d'Isonzo. Si tratta della porzione di pianura tardo-pleistocenica che è rimasta preservata dall'azione di terrazzamento e seppellimento operata dalle alluvioni postglaciali a partire dalla fine del LGM. Nell'area rilevata in questa fase sono state osservate sezioni complete dell'Unità di Gorizia lungo la scarpata sinistra dell'Isonzo a valle di Gorizia.

Età

Sulla base dei rapporti con le unità adiacenti e del grado di alterazione dei suoli superficiali l'Unità di Gorizia è attribuita al Pleistocene superiore.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici

La superficie-limite inferiore dell'unità è stata osservata direttamente in affioramento lungo la scarpata dell'Isonzo presso Gorizia; con i dati ottenuti dal rilevamento non è ancora possibile trarre conclusioni plausibili mediante correlazioni di sottosuolo, tentativamente è stata correlata a circa 30 m s.l.m. in corrispondenza del tetto dei conglomerati compatti. Il limite superiore è dato in parte da una superficie di erosione di natura alluvionale ed in parte dal top deposizionale originario parzialmente rimodellato che, dove coincide con la superficie topografica, è caratterizzato da suoli mediamente evoluti con profilo tipo A-B-C, con orizzonte B di colore 10YR-7.5YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

I depositi dell'Unità di Gorizia sono costituiti prevalentemente da ghiaie, in matrice sabbiosa debolmente limosa, a stratificazione orizzontale ed incrociata, talvolta con intercalati livelli, lenti e lingue di sabbie e peliti nelle porzioni distali. Le ghiaie sono mediamente classate. I clasti sono arrotondati-subarrotondati con dimensioni medie-massime di 1,5-25 cm passanti a 1-15 cm nella porzione più distale. I depositi sono mediamente addensati. La tessitura è a supporto di clasti.

Nell'ambito dell'area rilevata lo spessore massimo dell'unità è di circa 30 m.

Ambiente deposizionale

I depositi alluvionali sono attribuibili ad un ambiente fluvio-glaciale distale dove le acque di ablazione si organizzano in alvei di tipo braided, cui sono associabili strutture di canale e di barra.

Bacino di appartenenza

Bacino dell'Isonzo: in base alla composizione litologica dei clasti ed alla collocazione geografica dei depositi affioranti.

2.2.2 Le unità dei bacini secondari

Queste unità informali sono state adottate per la rappresentazione dei depositi alluvionali di bacini idrografici di ordine elevato la cui evoluzione, pur non avendo avuto un ruolo determinante nell'evoluzione geologica generale, è stata comunque prolungata ed ha risentito in modo diretto o indiretto dei processi esogeni ed endogeni che hanno interessato la regione.

Le unità dei bacini secondari sono ubiquitarie e sono riferibili concettualmente all'allostratigrafia; sono state distinte in unità inferiore dei bacini secondari (BTN) e unità superiore dei bacini secondari (BTR). La prima raggruppa i corpi sedimentari dei vari bacini formati precedentemente all'ultima e generale fase di aggradazione della pianura avvenuta durante il LGM; la seconda, generalmente separata dalla prima da una superficie erosiva, raggruppa i corpi sedimentari formati successivamente. Nel territorio considerato affiora solamente l'unità superiore (BTR).

2.2.2.1 Unità superiore dei bacini secondari (BTR)

Raggruppa indistintamente i corpi sedimentari alluvionali di corsi d'acqua caratterizzati da bacini discretamente estesi, ma che hanno influito in modo marginale nell'evoluzione geologica generale. La loro deposizione è avvenuta contemporaneamente e successivamente all'ultima generale fase di aggradazione della pianura durante il LGM. Nel Foglio "Gorizia" comprende i depositi appartenenti alla costruzione alluvionale del torrente Vipacco ed i depositi del Timavo che scorre per un breve tratto nella piana costiera adiacente al Lisert.

Età

In base alla collocazione stratigrafica si attribuisce ai depositi dell'Unità superiore dei bacini secondari un'età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Attuale.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici

Il limite inferiore della BTR è dato da una superficie, generalmente erosiva di genesi alluvionale, diacrona e polifasica; se per i depositi del Vipacco la superficie è riscontrabile, altrettanto non lo è per i depositi del Timavo. Il limite superiore dei depositi del Vipacco è dato dal top deposizionale originario rimodellato, che in genere coincide con la superficie topografica ed è tuttora in evoluzione nelle aree di pertinenza degli alvei attivi. Tale superficie limite, a seconda dell'evoluzione locale, può essere caratterizzata o meno da suoli che raggiungono un profilo di alterazione tipo A-B-C e con colore prevalente compreso tra 10YR e 2.5YR. Mentre il limite superiore dei depositi del Timavo è determinato dall'attuale superficie deposizionale, rimodellata dall'intervento antropico

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

I corpi sedimentari alluvionali del Vipacco, nella parte apicale della conoide, sono generalmente costituiti da depositi di ghiaie in matrice sabbiosa a stratificazione orizzontale ed incrociata, con alternati livelli, lenti e lingue di sabbie e peliti; in posizione marginale, sulla superficie di piccoli terrazzi, sono comuni depositi di limi sabbiosi massivi e sabbie che possono mostrare una laminazione incrociata a basso angolo. I clasti sono generalmente subarrotondati-arrotondati con dimensioni medie-massime delle ghiaie che diminuiscono nel senso del trasporto passando da 2-20 cm a <1-10 cm. I depositi sono addensati e, localmente, debolmente cementati. La tessitura varia da supporto di clasti a supporto di matrice. I depositi pelitici si presentano in genere poco consolidati. Essendo le caratteristiche e la granulometria dei depositi in relazione alle caratteristiche idrauliche e litologiche di ciascuno bacino esse possono variare nel tempo.

Lo spessore di questi depositi varia indicativamente da 2 a 10 m.

Nel sottosuolo del delta del Timavo i depositi alluvionali sono costituiti in prevalenza da limi e sabbie fini con intercalazioni argillose (STACUL, 1996).

Ambiente deposizionale

Depositati alluvionali di corsi d'acqua a carattere torrentizio che, a seconda dei casi, nei tratti di pianura possono avere alveo a canale unico migrante o a canali anastomizzati. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra ed overbank.

2.2.3 Unità di Grado (GRA)

Questa unità informale coincide con il "Sintema del Po" cartografato nei fogli CARG "Udine", "Maniago" e "San Vito al Tagliamento". Questa unità raggruppa in modo indifferenziato i depositi dei bacini principali sedimentati durante il postglaciale, ovvero dalla fase successiva al ritiro dei ghiacciai pleistocenici fino all'Attuale.

Rientrano in questa unità i depositi alluvionali che costituiscono il sistema deposizionale dell'Isonzo, formati a partire dalla fase di incisione postglaciale.

I depositi dell'unità di Grado affiorano estesamente nel coronamento settentrionale e nordoccidentale del Carso. Non sono state osservate sequenze deposizionali complete relative a quest'unità (che si riconoscono solamente

in alcuni sondaggi stratigrafici datati, eseguiti nell'area di Aquileia e di Grado), ma affioramenti di sezioni significative dell'unità sono visibili in particolare lungo le scarpate degli alvei, oltre che in scavi occasionali effettuati sulla superficie della pianura.

Età

Olocene – Attuale. L'attivazione di questa unità inizia nel post-LGM, in un momento non ancora ben definito; anche se la deposizione entro alcuni alvei è iniziata già durante il Tardoglaciale, la sedimentazione su estese porzioni della pianura si è attuata solo nell'Olocene, probabilmente a seguito della fase di high stand marino (ultimi 8000 anni circa). Nel corso degli ultimi due millenni e soprattutto negli ultimi secoli, l'attività umana e le opere di difesa da alluvioni hanno fortemente limitato le zone in cui la sedimentazione è ancora attiva, che ora permangono solo in corrispondenza degli alvei.

Superfici-limite e rapporti stratigrafici

Il limite inferiore dell'Unità di Grado dell'Isonzo è dato da una superficie erosiva di genesi alluvionale che rappresenta la superficie di appoggio basale su depositi appartenenti all'unità di Gorizia; tale superficie non è stata osservata in affioramento.

Il limite superiore dell'Unità di Grado coincide con l'attuale superficie topografica, tuttora in evoluzione in prossimità dell'alveo dell'Isonzo. La superficie-limite superiore costituisce il top deposizionale parzialmente rimodellato ed eroso dal corso d'acqua; a seconda dell'evoluzione locale può essere caratterizzata o meno da suoli che raggiungono un profilo di alterazione tipo A-C, con orizzonte A sviluppato per pochi centimetri e con colore prevalente compreso tra 2.5Y e 10YR.

Caratteristiche litologiche e sedimentologiche

I depositi sono costituiti da ghiaie in matrice sabbiosa e ghiaie sabbiose a stratificazione da orizzontale a inclinata, sono intercalati livelli, lenti e lingue di sabbia e sabbia limosa la cui frequenza aumenta verso la parte distale del sistema deposizionale. Le ghiaie passano da mediamente a ben classate nella direzione del trasporto. I clasti sono da subarrotondati a arrotondati con dimensioni medie-massime che diminuiscono nel senso del trasporto passando da 3-25 cm a <1-10 cm. La tessitura può essere a supporto di clasti o di matrice. Le sabbie e le ghiaie talvolta mostrano una laminazione parallela o incrociata a basso angolo. I depositi dell'Unità di Grado sono facilmente distinguibili da quelli delle unità più vecchie adiacenti e sottostanti per la marcata differenza di alterazione superficiale e di tessitura dei terreni.

Lo spessore dell'Unità di Grado è stimato variabile da 2–11 metri.

Ambiente deposizionale

Depositi alluvionali di corso d'acqua a carattere torrentizio di tipo monocorsuale o braided. Le strutture sono associate a depositi di canale, barra ed overbank.

2.2.4 Unità informali dei "depositi ubiquitari" (UIN)

I "Deposit ubiquitari" (UIN) (Pleistocene sup. - Attuale) sono costituiti da particolari litofacies (depositi alluvionali, depositi palustri, depositi colluviali, ecc.) per le quali il processo di formazione è parzialmente slegato dall'evoluzione dei bacini in cui ricadono. Per questo motivo le UIN non sono differenziate in base al bacino di appartenenza e concettualmente si riferiscono alla litostratigrafia.

Vengono distinti in questo ambito corpi sedimentari che, pur non essendo necessariamente delimitati da discontinuità di estensione regionale, hanno comunque una loro individualità ben definita.

Sono stati attribuiti a questa unità i depositi riconducibili alle cosiddette "terre rosse", depositi limoso-argillosi con a volte una componente sabbiosa, che si rinvencono generalmente in prossimità di bassi morfologici, quali doline e grotte, in fratture allargate dal carsismo ed in lembi isolati poco potenti.

2.2.4.1 Detrito di versante

E' costituito da ciottoli e blocchi angolosi, mal classati, a litologia delle rocce locali che, nel territorio esaminato sono prevalentemente rocce carbonatiche e subordinatamente arenaceo marnose, con tessitura da aperta a parzialmente aperta. I clasti hanno dimensioni eterometriche con punte massime anche superiori al metro. Questi accumuli, di origine essenzialmente gravitativa, avvengono prevalentemente a spese di corpi rocciosi con grado di fratturazione elevato e presentano potenze difficilmente quantificabili.

In una fascia lungo il contatto tra le successioni carbonatiche e quelle torbiditiche oltre che in numerosi altri punti (Falesia di Duino, Costa dei Barbari, Dolina, Val Rosandra, ecc.) affiora un detrito di versante da cementato a parzialmente cementato, talora con paleosuoli (ascrivibili al Pleistocene); si tratta di clasti mal classati, angolosi, carbonatici (rari quelli arenacei), localmente anche carsificati.

In sinistra Isonzo sono presenti limitati affioramenti di detrito di versante a grossi blocchi costituito da diamicton eterogeneo, con matrice sabbiosa, caratterizzato dalla presenza di blocchi del diametro maggiore di 10 metri, misti a clasti di dimensioni medie pari a 5 cm, tessitura da supporto di clasti a supporto di matrice. Lo spessore è variabile.



Detrito di falda ai piedi del M. Carso

2.2.4.2 Depositi alluvionali di corsi d'acqua minori (UINb)

Sono costituiti da depositi essenzialmente ghiaioso grossolani, mal classati, a tessitura aperta, a volte con matrice limo sabbiosa; i clasti derivano dalle rocce carbonatiche e/o arenacee locali.

In questa unità sono compresi tutti i depositi alluvionali dei corsi d'acqua minori tra i quali quelli del Torrente Rosandra, del Rio Ospio e quelli derivanti dal trasporto di acque torrentizie e ruscellanti lungo i versanti dei rilievi muggesani del Flysch.

2.2.4.3 Coltre eluvio-colluviale, depositi colluviali (UIN B2)

Comprendono i prodotti della degradazione superficiale del substrato pre-quadernario e dei depositi quadernari. I depositi possono essersi evoluti in posto o aver subito trasporto lungo i versanti. Sono molto diffusi in corrispondenza dei rilievi torbiditici anche se la rappresentazione in carta è indicativa. Si tratta di prodotti prevalentemente a supporto di matrice, con matrice argilloso-limoso, clasti eterometrici da angolosi a subarrotondati. Lo spessore è variabile, da decimetrico a metrico sui versanti, può essere plurimetrico alla base dei versanti.

2.2.4.4 Terre rosse (UIN B2)

La scala adottata rende possibile evidenziare solamente gli areali più significativi, anche se questi depositi si rinvencono diffusi e con potenze minime anche nelle doline più piccole e, al di fuori di esse, nelle fessurazioni della superficie carsica.

Depositati di terra rossa anche di notevole spessore (oltre i 10 metri) sono localizzati nelle depressioni e negli avvallamenti carsici dove hanno subito processi di accumulo ad opera del vento e delle acque di ruscellamento superficiale, particolarmente attivi nel Pleistocene.

I suoli del Carso triestino dal punto di vista granulometrico sono generalmente piuttosto fini con percentuali di silt comprese tra il 30 e il 60 % e argilla tra il 70 e il 30%, mentre la frazione sabbiosa è presente in percentuali inferiori al 5%.

Dal punto di vista composizionale si tratta di materiali essenzialmente allumosilicatici con SiO₂ attorno al 50%, Al₂O₃ attorno al 20% e FeO con una media attorno all'8%. Tutti gli altri elementi sono in genere in concentrazioni piuttosto basse con percentuali che si aggirano attorno al 2% per MgO, CaO e K₂O (SPADA *et alii*, 2002). Tra gli elementi in tracce sono relativamente consistenti i contenuti di cromo, bario, zirconio (SPADA *et alii*, 2002). Da un punto di vista isotopico sono caratterizzate da un rapporto ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr compreso tra 0.71594 e 0.71847 (LENAZ, 1999).

Mineralogicamente tali suoli sono caratterizzati dalla presenza di quarzo e rari feldspati. Tra i minerali argillosi si nota la presenza di illite, clorite e montmorillonite. Inoltre, nella frazione sabbiosa, sono presenti delle fasi accessorie come rutilo, tormalina, granato, Cr-spinello, corindone, ematite, staurolite, anfibolo e zircone (LENAZ *et alii*, 1996).

Le evidenze granulometriche, chimiche, isotopiche e mineralogiche, contrariamente a quanto affermato nel passato, fanno supporre che tali suoli non siano da considerare semplicemente il residuo insolubile derivante dalla dissoluzione e alterazione dei carbonati (o, per lo meno, che non sia questa l'unica sorgente), ma che siano il risultato dalla pedogenesi di depositi eolici (Loess), derivanti dall'alterazione e dal disfacimento delle rocce allumosilicatiche di tipo arenaceo e marnoso che caratterizzano i flysch presenti nell'area e nelle aree limitrofe. La presenza di staurolite e anfibolo nei suoli della parte più occidentale del Carso, fa inoltre supporre che nella formazione di questi suoli sia da considerare anche un ulteriore apporto eolico imprecisato, non essendo tali minerali presenti nel flysch.

Si tratta comunque di depositi essenzialmente franco limosi-argillosi rossastri (da 7.5YR a 5YR) il cui spessore può variare dal metro fino a raggiungere profondità di gran lunga superiori (decine di metri) all'interno delle doline, ove, procedendo dall'esterno verso il centro, si riscontra una associazione di suoli contraddistinta da una progressiva diminuzione della quantità di scheletro proveniente dalla disgregazione del substrato roccioso dei versanti e dal progressivo aumento della potenza.

2.2.4.5 Depositi palustri (UINe3).

Sono depositi organici massivi e poco addensati tipici di aree con difficoltà di drenaggio, costituiti da limi ed argille e depositi alluvionali limoso-argillosi che si rinvencono nelle zone umide del Carso tra le quali i laghi polje di Doberdò e Pietrarossa, i polje di Sablici e Moschenitze.

Le potenze di questi depositi raggiungono il massimo valore in corrispondenza del Canale Locovaz attorno ai 10-

15 m.

Queste aree umide sono ben riconoscibili per la presenza di suoli idromorfi distinguibili per colore e granulometria e per l'esclusiva copertura vegetale, identificabile dalla fotointerpretazione. Alcune sono state interessate sia nel passato (epoca romana) che nel presente da opere di bonifica a fini di sistemazione idraulica e per l'espansione dell'area industriale del Lisert.

3. TETTONICA

3.1 Assetto tettonico generale

I rilievi compresi nell'area dei Fogli GEO-CGT 110 Trieste, 131 Caresana, 109 Grado e 088 Gorizia, fanno parte della Catena delle Dinaridi Esterne, in particolare del settore di catena ad ovest della Faglia di Idria, imponente lineamento a cinematica trascorrente che potrebbe rappresentare l'attuale "binario" orientale di scorrimento della Zolla Adriatica nel suo moto traslatorio verso nord e nord-ovest.

In particolare, l'area in esame si situa ad ovest dei fronti delle principali falde di ricoprimento ed è caratterizzata prevalentemente da strutture a thrust tipiche dei settori più esterni delle catene di collisione (JURKOVSEK, 2008). Nondimeno, la tettonica a thrust si presenta evoluta e importante, soprattutto nella zona del Carso Triestino, e non priva di complessità, tanto che si rende necessaria una sistematica delle strutture, delle fasi e degli stili tettonici basata su criteri ad hoc. Occorre anzitutto distinguere, ove possibile, le strutture che hanno interessato la piattaforma carbonatica durante la sua evoluzione, ivi comprese le fasi di collasso che accompagnarono la formazione delle avanfosse, dalle strutture che determinano l'assetto della Catena e da quelle posteriori alle fasi dinariche, senza trascurare il fatto che molte di quelle attive durante gli eventi via via più recenti possono risultare dalla riattivazione di linee precedenti.

L'area è caratterizzata da due motivi strutturali principali e da altri non meno importanti dal punto di vista dell'evoluzione tettonica, ma riconoscibili solo in aree specifiche. L'unità di gran lunga dominante nel panorama tettonico è il Thrust del Carso che si sviluppa in senso dinarico caratterizzando fundamentalmente tutta la zona. L'ampiezza dell'anticlinale sommitale che, nei limiti del territorio italiano, mostra il fianco settentrionale solo in una ristretta zona del Goriziano, nonché la potenza della serie coinvolta nel piegamento sono testimonianza di uno scollamento profondo e di un trasporto tettonico non trascurabile. L'andamento del fronte, segnato da un'importante anticlinale di rampa e dall'affioramento della rampa stessa è leggermente obliquo rispetto a quello della costa a N di Barcola, mentre nell'area urbana se ne discosta fortemente. Il limite meridionale della struttura è segnato da una rampa laterale che porta il Carso a sovrascorrere su tutte le altre unità tettoniche che caratterizzano l'area della Val Rosandra.

L'altro motivo importante è quello dei thrust minori che interessano estesamente la zona di Flysch su cui sorge Trieste per poi prolungarsi alla base del versante costiero ed entro il Golfo (BUNETTI *et alii*, 2010). Anche considerando il disturbo dovuto alle discontinuità della zona Muggia - S. Servolo non si può negare un'evidente affinità tra queste strutture e quelle della Ciceria, a cui è stata attribuita di recente (PLACER, 2007) una notevole importanza nell'evoluzione geodinamica recente (miocenica) delle Dinaridi esterne. Secondo l'Autore sloveno farebbe parte del suddetto sistema anche la zona della Val Rosandra, in cui però si rilevano unità tettoniche i cui caratteri non si accordano con questa attribuzione (BENSI *et alii*, 2009):

- l'unità in posizione basale è costituita dalle pieghe di Monte Carso e del vicino Monte S. Michele, anticlinali rovesciate a SW a curvatura accentuata sormontate dalla poco potente Unità di Crinale, a vergenza W. Entrambe le strutture interessano la Formazione dei Calcari a Alveoline e Nummuliti e il Flysch, il processo di buckling che dà origine alle pieghe deve riferirsi ad un livello di scollamento interno alla prima formazione. L'Unità di Crinale è una struttura relativamente pellicolare, messa in posto precocemente, dato che si adatta all'anticlinale descritta ed alla sinclinale della Val Rosandra. Il fianco orientale della Valle è interessato da alcuni thrust embriciati che sovrascorrono le strutture precedenti; il più importante è quello di Monte Stena, con un'anticlinale di rampa relativamente ampia, che ad E è sovrascorso a sua volta da un'unità denominata Thrust di S. Elia il quale presenta, a piccola scala, i fenomeni di retroscorrimento del Flysch sulla piega di rampa, che caratterizzano estesamente anche il Thrust del Carso;

- quest'ultimo sovrascorre in rampa laterale su tutte le strutture della zona, al punto che l'enorme carico litostatico indotto da questo sovrascorrimento ha indotto una netta scistosità in condizioni di anchimetamorfismo nelle marne associate all'unità basale.



Thrust a embrici in destra della Val Rosandra

La cronologia di messa in posto delle Unità relative all'orogenesi dinarica (e delle relative fasi deformative) segue grosso modo l'ordine di sovrapposizione con l'eccezione dei thrust dell'Unità della Ciceria che deriverebbero da un sottoscorrimento ben più recente rispetto alla messa in posto del Thrust del Carso (subthrusting miocenico; PLACER, 2007).

Nel Carso Goriziano elementi risalenti a fasi deformative più antiche sinsedimentarie sono rappresentati essenzialmente da faglie trascorrenti a orientamento dinarico, mentre con orientamento antidinarico si manifestano, a tratti, le linee di transfer derivanti dalla fase di collasso non omogeneo della piattaforma carbonatica nell'Eocene.

3.2 Tipologia delle strutture

Nell'area indagata non mancano strutture duttili o semiduttili, tra le quali si distinguono:

- *pieghe concentriche di buckling* ad ampio raggio nei livelli carbonatici superiori, che presuppongono la presenza di livelli di scollamento di importanza locale identificabili nelle marne e calcari marnosi della Formazione dei Calcari a Alveoline e Nummuliti laddove questa presenta potenze considerevoli. Dette strutture si rilevano nella parte meridionale del Foglio 110 Trieste (Val Rosandra);
- *pieghe frontali di rampa*. Con questo termine non si vogliono intendere le ampie antiformenti (prima fra tutte quella del Carso) che fanno parte dei thrust della zona, ma le brusche accentuazioni di inclinazione degli strati che caratterizzano le parti frontali delle antiformenti stesse, laddove la rampa si impenna rapidamente verso l'alto, oppure le analoghe parti frontali di thrust minori. Si tratta di strutture in cui si arriva facilmente alla verticalità o alla contropendenza degli strati secondo stili deformativi che simulano la duttilità, ma che risultano in realtà dalla sommatoria di strutture fragili minori, soprattutto nelle formazioni carbonatiche più omogenee. Spesso si osservano fenomeni di diffrazione delle rampe;
- *pieghe di retroscorrimento sul fronte dei thrust*: laddove le formazioni sommitali della sequenza regionale presentano intercalazioni di livelli atti a favorire lo scorrimento strato su strato (nelle marne e calcari marnosi della Formazione dei Calcari a Alveoline e Nummuliti e nel Flysch con le sue marne basali) si hanno frequentemente fenomeni di movimentazione di parti di formazioni verso le cerniere delle pieghe di rampa, come è usuale in pieghe di tipo concentrico. Tali movimenti danno luogo a pieghe parassite retrovergenti a macroscale che si rendono morfologicamente evidenti causando la formazione di creste o cocuzzoli che interrompono l'andamento regolare delle anticlinali di rampa. Il fenomeno è più evidente nei livelli inferiori del Flysch, dove la presenza di sensibili spessori di marne lo rende più facile ed importante, ma può interessare, come stile deformativo di un certo rilievo, anche i livelli superiori della sequenza carbonatica. Esso dà origine sovente anche a vere e proprie pieghe parassite a mesoscale vergenti in direzione della cerniera, nel Flysch;
- *pieghe isoclinali a cerniera serrata*: tipiche del Flysch, si rinvengono a tratti in tutta l'area dominata dalla presenza del thrust principale. Associate in passato a tettonica gravitativa, contemporanea alla formazione delle principali anticlinali, favorita dai già citati livelli di scorrimento, presentano costantemente vergenza a sud-ovest coerente con la direzione di trasporto tettonico dei thrust. Più verosimile è l'ipotesi che le classifica come strutture di trascinamento rispetto a superfici di sovrascorrimento diverse, ma comunque sviluppate sotto un importante carico litostatico associato a forte dinamismo tettonico.
- *strutture di trascinamento, pieghe (drag fold)* a scala diversa, anch'esse a vergenza sud-ovest, che si rilevano nel Flysch in posizione sottostante alle rampe principali e alle loro diffrazioni. Talora al posto delle pieghe si rilevano dei duplex anche di considerevoli proporzioni. Talora i due stili deformativi si associano anche in breve spazio. Spesso tali strutture sono elaborate in sovrapposizione a strutture precedenti creando un insieme apparentemente caotico;
- *pieghe concentriche a mesoscale* con piano assiale verticale, rare, ma di una certa importanza, coinvolgono anche livelli di slumping. Si attribuiscono a fasi deformative precoci entro l'avanfossa.



Nucleo della Piegia di Monte Carso



Pieghe parassite nel Flysch su piega di rampa



Cerniera di piega isoclinale nel Flysch



Drag Fold nel Flysch

Per quanto concerne le strutture fragili la varietà è ancora maggiore. Si distinguono:

- *grandi faglie ad orientamento dinarico* che interessano la piattaforma carbonatica a vari livelli. La loro cinematica è prevalentemente trascorrente, anche se sono note attivazioni in senso sia diretto che inverso. Vi è la possibilità che all'origine dette linee avessero una cinematica tipicamente trascorrente, con creazione di "flower structures" importanti, come dimostrato nel sito del Villaggio del Pescatore che ha fornito abbondante fauna rettiliana (Adrosauro "Antonio"). Un rigioco in fase disgiuntiva può aver accompagnato il collasso della piattaforma ed uno in fase compressiva la messa in posto delle unità. Ma è anche possibile (e sarebbe la soluzione più semplice), che i vari, ma limitati, rigetti verticali siano una conseguenza della normale evoluzione delle stesse flowers. Le strutture in questione possono essere riferite verosimilmente alla fase cenomaniana che ha condizionato estesamente la sedimentazione. Più di recente le stesse linee possono essere state riprese in trascorrenza da sforzi connessi alle fasi alpine, come sta ad indicare una notevole "freschezza" di alcuni indicatori cinematici;
- *faglie a orientamento antidinarico* o circa nord-sud che dislocano brevemente i limiti tra le Formazioni dei Calcari di Monte Coste e di Monrupino coinvolgendo più volte anche il limite Monrupino-Calcari di Aurisina. Non sono noti, anche per difficoltà intrinseche al rilevamento sull'altipiano carsico, loro prolungamenti sino al limite Calcari di Aurisina-Formazione Liburnica-Calcari a Alveoline e Nummuliti. Importanti linee dello stesso tipo si rilevano per brevi tratti lungo la costa con spessori notevoli di brecce di frizione contenenti microfossili eocenici. E' quindi possibile riferire tutto il sistema alla frammentazione trasversale della piattaforma carbonatica durante la formazione delle avanfosse, in particolare di quella più esterna, anche se talune linee possono rappresentare il rigioco di strutture più antiche. Possono esser, quindi, classificate come linee di "transfer" a rigetto variabile e limitati effetti di trascorrenza;
- *faglie inverse* di varia importanza e orientazione che intersecano le pieghe di rampa nelle zone frontali. Si tratta di risposte fragili all'estremizzazione del piegamento. Le più importanti possono essere considerate diffrazioni della rampa stessa in un mezzo che diventa via via più fragile man mano che va soggetto a carichi litostatici decrescenti;
- *rampe di thrust principali* (coinvolgenti le Formazioni carbonatiche). Semplici o difratte, sono generalmente indifferenti al contatto tra sequenza carbonatica ed il Flysch di Trieste, includendo nel fronte del thrust anche parti considerevoli di quest'ultima formazione. In profondità si ricollegano a livelli di scollamento che per i thrust di media importanza possono essere identificati nei livelli marnosi che si intercalano nelle parti alte della sequenza carbonatica. Per il Thrust del Carso il livello di scollamento, data la potenza della serie implicata, va cercato più in profondità, forse nelle anidriti deposite al limite Giurassico-Cretaceo. I fronti dei thrust hanno in maggioranza orientamento dinarico; l'eccezione più vistosa è quella della rampa laterale meridionale del Thrust del Carso che assume andamento circa antidinarico (CARULLI, 2006);
- *rampe di thrust* che si sviluppano interamente nel Flysch. Esse possono rappresentare elementi tettonici diversi. Da un lato vi sono rampe assai prossime a quelle principali, con andamento parallelo, che sono da considerare rami secondari, quasi "repliche" delle stesse. D'altro canto, l'ampia zona di Flysch su cui insiste l'area urbana triestina è caratterizzata da una serie di piccoli thrust ravvicinati, in ideale prosecuzione della analoga struttura della Ciceria. Tale insieme di strutture, ad orientamento dinarico, non avrebbe, secondo gli studi più recenti (PLACER, 2007), rapporti con la tettonica a thrusting eo-oligocenica, ma sarebbe il prodotto di una fase miocenica generata dal sottoscorrimento dell'Adria (Istria compresa) al di sotto del fronte dinarico esterno, con la formazione di una "subthrusting belt". Nell'area indagata il fenomeno si è impostato entro livelli di Flysch già interessati da deformazioni precedenti causando un'ampia caoticizzazione dell'insieme, ma la struttura detta si rende ben riconoscibile, sia nei limitati affioramenti che nei condizionamenti morfologici che impone. Nel settore urbano i fronti sono relativamente distanziati, mentre a nord si ravvicinano rendendo in parte ragione della morfologia abrupta della costa, il cui unico saliente è rappresentato dal promontorio di Miramare, costituito da un olistostroma con blocchi calcarei inglobati caoticamente nel Flysch. Detto corpo viene portato all'affioramento grazie a uno dei fronti sommersi citati, che d'altronde sono segnalati anche più al largo da recenti indagini di sismica a riflessione (BUSETTI et alii, 2010). Essi si prolungano a nord-ovest al di sotto della piana dell'Isonzo e la nota Faglia di Palmanova potrebbe far parte del sistema;
- *tear fault*. Si tratta di strutture che separano parti di fronti di thrust a trasporto tettonico leggermente diverso. Si riconoscono per la cinematica trascorrente e per il fatto che non proseguono verso l'interno dell'anticlinale che dislocano, ma deformano i livelli sottostanti alla rampa per effetto di trascinamento, condizionando fortemente la morfologia delle zone sottostanti il sovrascorrimento. Ovviamente le più evidenti

accompagnano i fronti principali, ma anche i thrust minori sono frequentemente secati da queste strutture la cui natura può essere descritta anche dal termine "faglie di svincolo". Talune tear fault trasgrediscono una delle regole sopra elencate, nel senso che si prolungano ben all'interno delle sequenze carbonatiche. L'esempio più significativo è quello della Faglia di Sistiana che causa, oltre ad una traslazione dei fronti, anche un loro cambio di orientamento. Tutte, comunque, hanno caratteristiche simili ed orientazione parallela ENE-WSW. Anche la rampa laterale del Thrust del Carso è parallela a detto sistema, che deve derivare da direttrici movimentanti la piattaforma carbonatica, riprese dalla tettonica a thrust con vari ruoli;

- *faglie subverticali* condizionanti la morfologia, a cinematica non ben definita, compaiono un po' ovunque, ma soprattutto nell'area carbonatica compresa nel Foglio Grado;

- *faglie a cinematica transpressiva*: per brevi tratti il contatto tra Formazioni carbonatiche e Flysch coincide con faglie a cinematica transpressiva; nel settore più meridionale dell'area compaiono direttrici transtensive e dirette la cui presenza rende ragione della separazione morfostrutturale tra l'area di Muggia ed il Golfo ("faglie di sblocco") anche considerando la necessità di giustificare il grado di libertà relativo tra il blocco istriano ed il Carso, in progressivo abbassamento verso nord-ovest, come effetto della tettonica alpina.

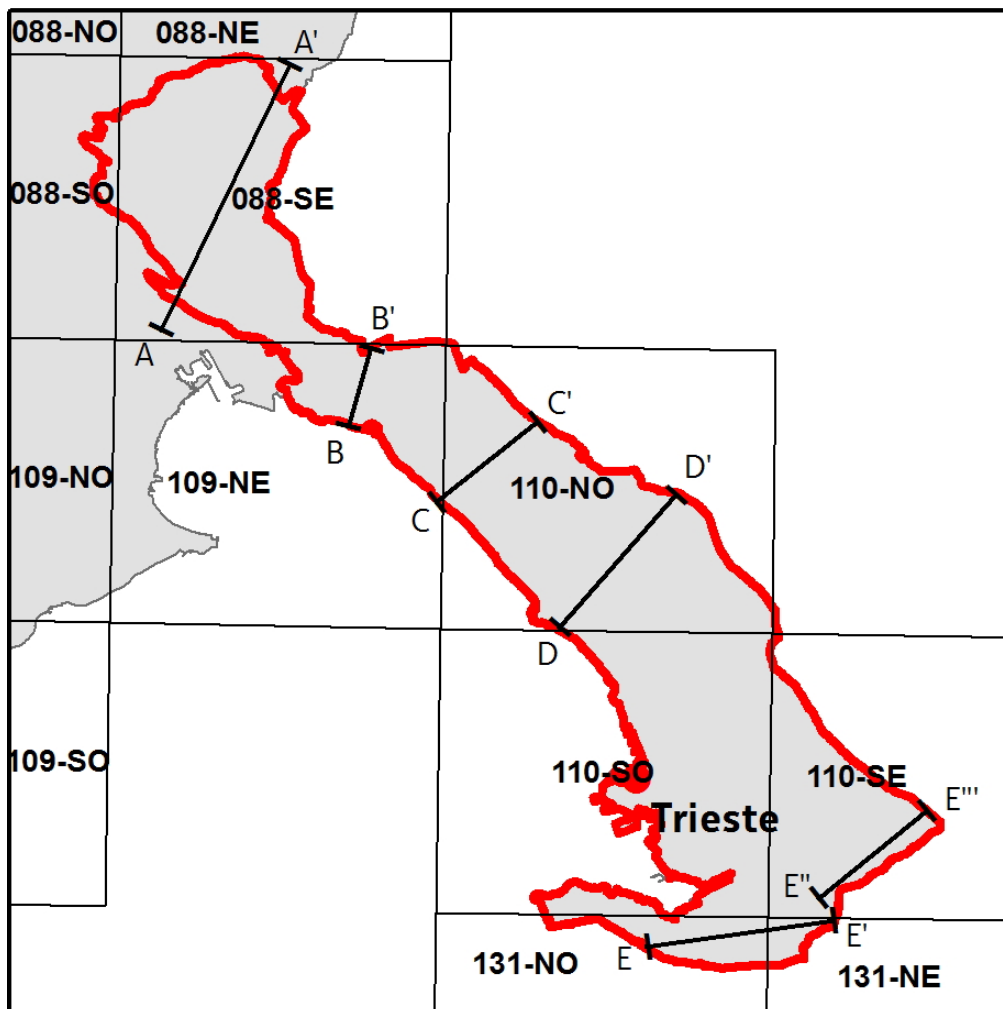


Indicatori cinematici di trascorrenza: Faglia di Colle Nero

4. SEZIONI GEOLOGICHE

Ad illustrazione dell'assetto geologico stratigrafico e strutturale del Carso sono state elaborate sei sezioni geologiche alla scala 1:50.000:

- Sezione A-A' da Monfalcone a Peci (SSO-NNE)
- Sezione B-B', da Duino al Monte Ermada (SSO-NNE)
- Sezione C-C', da Aurisina al Monte san Leonardo (SO-NE)
- Sezione D-D', da Miramare al Monte Lanaro (SO-NE)
- Sezioni E-E' e E''-E''' da Santa Barbara a Grozzana attraverso San Dorligo (O-E - SO-NE)



Traccia delle sezioni geologiche

4.1 Sezione A – A'

La sezione, orientata SSO-NNE, congiunge la pianura di Gorizia (il fiume Vipacco presso la borgata di Peci) e l'abitato di Monfalcone, passando per le cave di Selz, Doberdò del Lago, Gabria.

Taglia l'estremità nord occidentale dell'ampia e blanda anticlinale del Carso nel suo settore goriziano e la successione della piattaforma carbonatica cretacico-paleogenica costituita dai Calcari di Monte Coste (CCS), Formazione di Monrupino (MRP), Calcari di Aurisina (AUR), Formazione Liburnica (LIB a e LIBb) e Calcari ad Alveoline e Nummuliti (ALN). Il fianco nord-orientale della piega si presenta con una regolare monoclinale che immerge al di sotto della copertura quaternaria del fiume Vipacco (GOR e BTR).

Il settore mediano è interessato da faglie NO-SE a prevalente cinematica trascorrente destra dette Linea di Divaca e Linea del Colle Nero. Quest'ultima, la più settentrionale delle due, presenta un rigetto a componente normale che può derivare dall'attività di fasi estensionali tardo-cretaciche. Nella zona interposta tra queste linee si rileva una faglia con componente di movimento inversa, orientata circa E-W, immergente a nord, con rigetto di circa 100 m.

Nel settore meridionale due faglie inverse, presso le cave di Selz e Monfalcone, articolano il fianco sud dell'anticlinale del Carso con rigetti limitati ma con una risposta morfologica evidente. La copertura quaternaria cela lo sviluppo del fronte meridionale della struttura presso Monfalcone. Tutte queste faglie possono considerarsi in origine delle trascorrenti cretaciche con effetti di trazione e traspressione, riattivate più volte sia durante le fasi di messa in posto del thrust, sia durante la fase nealpina.

4.2 Sezione B- B'

Orientata SSO-NNE, parte dalla costa a falesia tra la baia di Sistiana ed il castello di Duino e raggiunge il confine di stato italo-sloveno nei pressi del Monte Ermada.

Mette in evidenza l'assetto monoclinale del fianco meridionale dell'anticlinale del Carso, interessando in successione stratigrafica regolare da NE a SW i Calcari di Monte Coste (CCS), la Formazione di Monrupino (MRP), i Calcari di Aurisina (AUR), la Formazione Liburnica (LIBa e LIBb), i Calcari ad Alveoline e Nummuliti (ALN), il Flysch di Trieste (FTa - sepolto sotto i depositi marini e parzialmente affiorante alla base della falesia).

Gli strati immergono verso SW con una inclinazione generale di circa 30°. Nel tratto sud-occidentale del profilo, in prossimità della costa gli strati piegano improvvisamente sino alla verticale, definendo la vera e propria piega frontale di rampa. Tale struttura interessa la parte alta dei Calcari di Aurisina, la Formazione Liburnica e la base dei Calcari ad Alveoline e Nummuliti. La sezione attraversa una faglia verticale, disposta NE-SW, all'interno della Formazione di Monrupino che condiziona fortemente la morfologia, ma la cui cinematica rimane dubbia. Si può attribuirle il significato di trascorrente sinistra, ma con rigetto estremamente limitato.

4.3 Sezione C-C'

Orientata SO-NE, si estende dalla costa triestina al confine di stato italo-sloveno, attraversando i paesi di Prepotto, S. Pelagio ed Aurisina.

La sezione interessa il fianco meridionale dell'anticlinale del Carso triestino, qui costituito in successione regolare da NE a SW dai Calcari di Monte Coste (CCS), Formazione di Monrupino (MRP), Calcari di Aurisina (AUR), Formazione Liburnica (LIBa e LIBb), Calcari ad Alveoline e Nummuliti (ALN), Flysch (FT, sepolto sotto i depositi marini). Gli strati immergono verso SW con angoli di inclinazione che variano da 12° a 30° circa, in tranquillo assetto monoclinale. Nel tratto sud-occidentale, compreso fra Aurisina e la costa, gli strati della Formazione Liburnica e dei Calcari ad Alveoline e Nummuliti aumentano la loro inclinazione fino a raggiungere i 75° definendo la parte frontale del thrust. Il Flysch, pur restando solidale alla successione carbonatica sottostante, è strutturato da frequenti pieghe parassite, con raggi di curvatura decametrici conseguenti all'estremizzazione del piegamento e vergenti verso la cerniera della piega principale. A SO di Prepotto di S. Pelagio la sezione attraversa una tear fault trascorrente destra di importanza secondaria all'interno dei Calcari di Aurisina.

4.4 Sezione D-D'

Orientata SO-NE, va dalla costa di Miramare al confine presso il Monte Lanaro, attraversando Prosecco e Rupinpiccolo.

Taglia trasversalmente il Thrust del Carso, interessando tutti i termini della successione carbonatica affiorante nell'anticlinale sommitale della struttura di cui in Carta è esposto il solo fianco sudoccidentale. L'accentuazione frontale del folding, dovuta all'impennarsi della rampa, produce un retroscorrimento della parte di sequenza torbiditica implicata nel Thrust dando luogo ad una piega retrovergente sulla cui cerniera sorge l'abitato di Contovello. Una diffrazione del Thrust dà origine ad un fronte secondario in Flysch, motivo strutturale che accompagna la struttura del Carso in tutto il suo sviluppo e che si riflette, in questo caso, nella morfologia del versante marittimo del rilievo. Al di sotto del secondo fronte si ritrova lo stile a pieghe isoclinali che il Flysch presenta in più zone.

In prossimità di Monte Lanaro la sezione interseca una faglia verticale a cinematica trascorrente sinistra, a breve rigetto e orientamento NNE-SSO, che non si ricollega ad alcuna struttura del litorale e viene interpretata come una faglia risalente a fasi deformative precedenti la messa in posto del Thrust.

4.5 Sezioni E-E' e E''- E'''

Orientate rispettivamente O-E e SO-NE, rappresentano il settore orientale della Carta, da Santa Barbara a Grozzana attraverso l'abitato di San Dorligo e i monti Carso e Stena.

Le due sezioni sono rappresentative della tettonica del settore orientale del Carso, in prossimità della cerniera che porta alla struttura embricata della Ciceria.

La sezione E-E', termina in una zona intermedia tra la vetta del Monte Carso e San Servolo, intersecando appena la rampa del Thrust dell'Unità di Crinale che non presenta una decisa piega frontale, caratterizzandosi come unità pellicolare che si adatta ad altre strutture soggiacenti. L'unità è costituita da Calcari a Alveoline e Nummuliti (ALN) e induce nel Flysch (FT) strutture di trascinamento e un fronte secondario.

Altri thrust a più basso angolo e ad orientamento più francamente dinarico interessano il vasto affioramento di Flysch che si estende verso ovest sino alla valle dell'Ospo. Queste unità si ricollegano al sistema della Ciceria, recentemente attribuito ad un tardivo (Miocene medio) sottoscorrimento dell'Istria sotto i fronti delle unità carbonatiche. Le strutture del Flysch sono prevalentemente deformazioni per trascinamento, ma in più tratti si osservano pieghe isoclinali che, in origine, dovevano far parte di un sistema esteso a gran parte dell'area triestina. L'unità di Flysch più esterna viene intersecata da una faglia verticale posteriore alla sua messa in posto.

Al di sotto della copertura alluvionale della Valle dell'Ospo (UIN) si attenuano le deformazioni nel Flysch e si passa ad una zona in cui la Formazione appare assolutamente indeformata, se si fa eccezione a una ristretta zona alla sommità del Monte Castelliere, dove ricompaiono strutture di trascinamento. Evidentemente una delle unità della Ciceria sovrascorrevano in origine, forse per breve tratto, al Flysch indeformato coinvolgendo nel suo trasporto tettonico alcuni strati sommitali al rilievo. Il fianco sinistro della Valle dell'Ospo è delimitato da una linea a cinematica trassensiva; è questa l'unica zona del Foglio in cui si riscontano strutture a componente diretta che tagliano i fronti dei thrust e che sono comunque necessarie per rendere conto di zone ribassate ad orientamento circa E-W.

La sezione E''-E''', che attraversa il tratto mediano della Val Rosandra, riporta a nucleo dell'anticlinale della vetta del Monte Carso un limitato spessore di Formazione Liburnica (LIBb), ma il fatto è dubbio poiché, trattandosi di piega di buckling, la sua formazione deve essere stata condizionata da un livello di scollamento basale. A meno che la Formazione Liburnica nella zona non contenga livelli marnosi o simili è più probabile che si abbia a che fare con un incremento di potenza dei Calcari ad Alveoline e Nummuliti. Il Flysch (FT) del fianco sudoccidentale della piega è stato raffigurato come una serie di pieghe isoclinali per rendere conto di anomale polarità degli strati osservate sul terreno. Se ciò è corretto, significa che si sono prodotti più eventi deformativi responsabili dello stile isoclinale delle pieghe del Flysch, in fasi diverse. Difatti la formazione delle pieghe del Monte Carso è anteriore alla messa in posto di tutte le strutture a thrust, i cui fronti mostrano gli strati torbiditici frequentemente deformati con questo stile.

La sezione interessa per la maggior parte l'unità litostratigrafica dei Calcari ad Alveoline e Nummuliti (ALN) e corre sul fianco laterale del Thrust del Carso sino a Grozzana. In questo tratto la struttura è ridotta ad uno sheet poco potente che ricopre l'unità strutturale del Thrust di Pesek con cui ha rapporti di elisione tettonica di gran parte della anticlinale di rampa. Quest'ultima Unità coinvolge nel fronte una piccola porzione di Flysch (FT) e si è messa in posto grazie al livello degli strati di transizione (FTc, calcari marnosi e marne posti tra la successione carbonatica e la successione torbiditica) che qui è relativamente potente. A sua volta l'Unità sovrascorre sui thrust ad embrice del fianco destro della Val Rosandra, di cui il più importante e strutturato è quello di Monte Stena. La struttura ad embrice è condizionata dalla massiccia presenza degli strati di transizione. Gli embrici si sovrappongono alla cosiddetta Unità di Crinale che si adatta alle pieghe del sistema di Monte Carso.

5. BIBLIOGRAFIA CITATA

- BENSI S., FANUCCI F. & PODDA F. (2009) - *Strutture a macro e mesoscala delle Dinaridi triestine (carta GEOCGT del FVG)*. Rendiconti online Soc. Geol. It. 5: 32-35.
- BUSETTI M., VOLPI V., NICOLICH R., BARISON E., ROMEO R., BARADELLO L., BRANCATELLI G., GIUSTINIANI M., MARCHI C., ZANOLLA C., WARDELL D., NIETO D. & RAMELLA R. (2010) - *Dinaric tectonic features in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea)*. Boll. Geof. Teor. Appl. 51 (2-3): 117-128, Trieste.
- CARULLI G.B. (2006) - *Note illustrative della Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000*. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Direz. Reg. Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico Regionale, pp. 44, S.EL.CA. Firenze.
- C.N.R. - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. S.G.N., Quaderni Serie III, vol.I: 203, Istituto Poligrafico dello Stato, Roma.
- COUSIN M. (1981) - *Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie*. Soc. Géol. du Nord 5 (1): 1-521 e 5 (2): 1-521, Villeneuve d'Ascq
- CUCCHI F., PIRINI RADRIZZANI C. & PUGLIESE N. (1987) - *The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy)*. In: Proc. Intern. Symp. Evolution of the karstic carbonate platform, Trieste June 1987, Mem. Soc. Geol. It. 40: 35-44.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. (Eds.)(2004) - *A Geologic Time Scale*. pp. 589, Cambridge University Press, Cambridge.
- I.S.S.C. - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994) - *International Stratigraphic Guide (ISG)*. Second edition, pp. 213.
- JURKOVŠEK B. (2008) - *Geološka karta severnega dela Tržaško – Komenske Planote; (1 : 25.000)*. Geological map of the northern part of the Trieste-Komen Plateau-Slovenia (1:25.000). Geološki zavod Slovenije.
- JURKOVŠEK B. (2010) - *Geološka karta severnega dela Tržaško – Komenske Planote; (1 : 25.000) - Tolmač*. Geological map of the northern part of the Trieste-Komen Plateau-Slovenia (1:25.000) – Explanatory Book. Geološki zavod, pp. 72, Slovenije.
- JURKOVŠEK B., TOMAN M., OGORELEC B., ŠRIBAR L., DROBNE K., POLJAK M. & ŠRIBAR L. (1996) - *Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško – Komenske Planote – Kredne in paleogenske karbonatne kamnine (1 : 50.000)*. Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, pp. 143, Ljubljana.
- LENAZ D. (1999) - *87Sr/86Sr Isotopic characterisation of dolina soils and flysch from Trieste area (NE Italy)*. Annales, Ser. Hist. Nat. 9: 239-242, Koper.
- LENAZ D., DE MIN A., LONGO SALVADOR G. & PRINCIVALLE F. (1996) - *Caratterizzazione mineralogica della terra rossa di dolina del Carso triestino*. Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., 77:59-67, Trieste.
- MIALL A.D. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. Springer, pp. 582.
- OTONIČAR B. (2007) - *Upper Cretaceous to Paleogene forbulge unconformity associated with foreland basin evolution (Kras, Matarsko Podolje and Istria; SW Slovenia and NW Croatia)*. Acta Carsologica, 36/1: 101-120.
- PENCK A. & BRUCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 vol., pp.1199, Tauchnitz, Leipzig.
- PLACER L. (2007) - *Kraški rob (landscape term) Geologic section along the motorway Kozina – Koper (Capodistria)*. Geologija, 50/1: 29-44.
- PUGLIESE N., DROBNE K., BARATTOLO F., CAFFAU M., GALVANI R., KEDVES M., MONTENRGRO M.E., PIRINI RADRIZZANI C., PLENIČAR M. & TURNŠEK D. (1995) - *Micro and macrofossils from the K/T Boundary Through Paleocene in the Northern Adriatic Platform*. 1° Croatian Geological Congress Proceed, 2: 415 – 422.
- ŠIBRAVA V., BOWEN D.Q. & RICHMOND G.M. (Eds.) (1986) - *Quaternary glaciations in the northern hemisphere*. Quat. Sc. Rev., 5.
- SPADA P., LENAZ D., LONGO SALVADOR G. & DE MIN A. (2002) - *Mappa geochimica preliminare dei suoli di dolina del Carso triestino: analisi geostatistica e implicazioni genetiche*. Mem. Soc. Geol. It, 57:569-575.
- TARLAO A., TUNIS G. & VENTURINI S. (2005): *Dropstones, pseudoplanktonic forms and deep-water decapod crustaceans within a Lutetian condensed succession of central Istria (Croatia): relation to paleoenvironmental evolution and palaeogeography*. Science Direct – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 218, pp. 325-345.

Sommario

1. Premessa.....	1
2. Successione stratigrafica.....	3
2.1 Successione pre-quadernaria.....	4
2.2 Successione continentale quadernaria.....	23
3. Tettonica.....	30
3.1 Assetto tettonico generale	30
3.2 Tipologia delle strutture	32
4. Sezioni geologiche.....	37
4.1 Sezione A – A'.....	38
4.2 Sezione B- B'.....	38
4.3 Sezione C-C'.....	38
4.4 Sezione D-D'.....	39
4.5 Sezioni E-E' e E''- E'''	39
5. Bibliografia citata.....	41

Direzione centrale ambiente energia e politiche per la montagna

Servizio geologico

Via Giulia 75/1, 34126 Trieste

tel. 040 377 4148 fax 040 377 4513

servizio.geologico@regione.fvg.it