

ESCURSIONE

NEL CARSO TRIESTINO,
IN SLOVENIA E CROAZIA

8 GIUGNO 2006

A CURA DI

EDITED BY

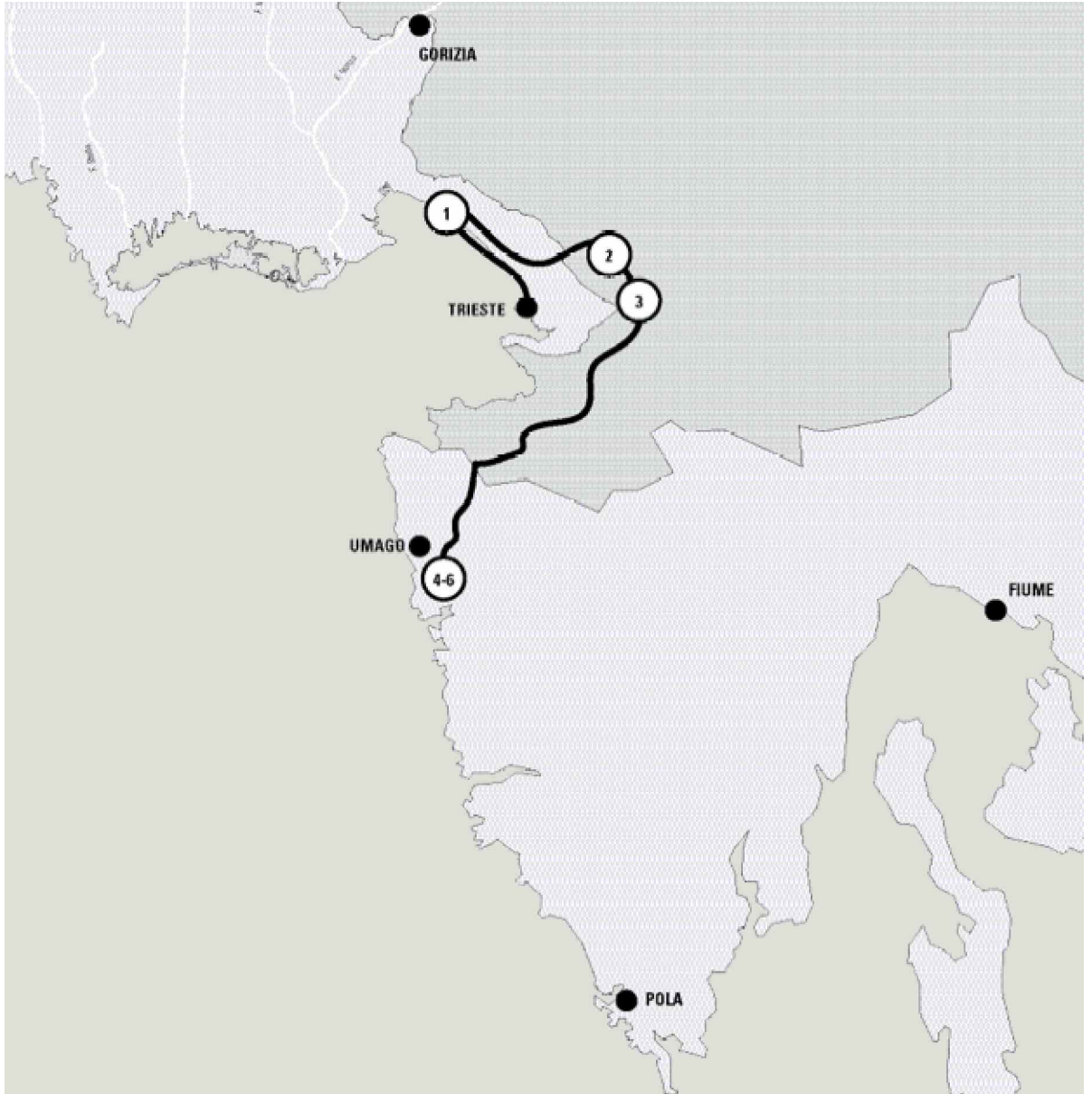
VLASTA ČOSOVIĆ

KATICA DROBNE

BOGDAN JURKOVŠEK

DANIELE MASETTI

NEVIO PUGLIESE



Note sull'assetto geostrutturale del Carso Triestino

Giovanni Battista Carulli

Dal punto di vista strutturale la successione carbonatica del Carso Triestino è disposta secondo un'evidente piega anticlinale (Carobene & Carulli, 1981), con asse ad orientazione NW-SE, cioè dinarica. Tale direzione è denunciata anche dall'andamento della linea di costa che chiude a nord-est il Golfo di Trieste. L'anticlinale è nettamente asimmetrica con netta vergenza verso SW: infatti il fianco sud-occidentale si affaccia sul mare con gli strati calcarei da molto inclinati a sub-verticali, talora tendenti al rovesciamento, mentre il fianco nord-orientale, in territorio sloveno, è inclinato molto più blandamente. L'asse dell'anticlinale si sviluppa immediatamente ad oriente del confine ed immerge decisamente verso SE, chiudendo la piega verso la Val Rosandra, come evidenziato anche dall'andamento dei limiti stratigrafici (1). Più complesso è l'assetto strutturale del flysch che solo localmente, ed in areali limitati alle spalle della città di Trieste, si presenta in regolare successione stratigrafica con la serie carbonatica sottostante, mentre altrove il contatto e l'andamento della stratificazione sono totalmente mascherati dall'intensa antropizzazione dell'area. A valle del contatto, rade scarpate naturali e scassi artificiali nel flysch, mostrano un'estrema variabilità delle giaciture, conseguente anche

all'elevata incompetenza della formazione, già imputata a fenomeni di scivolamento gravitativo (D'Ambrosi, 1958).

La chiusura della struttura a SW, verso il Golfo di Trieste, ha avuto interpretazioni diverse nel tempo, legate allo sviluppo delle conoscenze della situazione geologica locale ed all'evoluzione del pensiero geologico in generale. D'Ambrosi (1955) infatti definisce la struttura come una flessura prima, una piega a ginocchio poi, spingendo molti anni dopo l'interpretazione a probabile piega-faglia con vergenza a SW.

Il rinvenimento di un importante sistema di faglie nel Golfo di Trieste, a pochi chilometri dalla linea di riva, evidenziato da Finetti (1967) mediante ricerche sismiche a rifrazione, fa ritenere la struttura ancor più accentuata. Dette faglie, infatti, potrebbero essere interpretate (Carobene & Carulli, 1981) come prosecuzione sud-orientale della "linea di Palmanova", faglia inversa a direttrice dinarica con immersione del piano a NE, evidenziata da ricerche dell'AGIP sotto la pianura friulana centro-meridionale (Amato *et al.*, 1977). All'estremo sud-orientale dell'anticlinale, o meglio in prossimità della sua chiusura meridionale, in corrispondenza dei sobborghi di Trieste (Cava Scoria) ed ancor più nella Val Rosandra, sono evidenti alcune scaglie tettoniche con sovrascorri-

menti limitati della successione carbonatica sul flysch eocenico (Cucchi *et al.*, 1987a) che proseguono ancor più vistosi e numerosi a SE, in territorio prima sloveno e poi croato. A NW, invece, ricerche di dettaglio lungo la linea di costa (Costa dei Barbari) e nella Baia di Sistiana (Cucchi, 1986; Carulli & Cucchi, 1991) hanno evidenziato in più punti, direttamente sul terreno o indirettamente sulla base di dati geognostici, lembi di flysch intensamente tettonizzati e sormontati da calcari cretacici riferibili al Membro di Borgo Grotta Gigante (Cucchi *et al.*, 1987b). La sovrapposizione anomala delle due formazioni e la netta discordanza delle relative giaciture inducono a ritenere inequivocabile la presenza di una faglia a basso angolo, a direttrice dinarica ed immergente verso NE con sovrascorrimento delle unità carbonatiche sulla successione torbiditica.

La prosecuzione della struttura nei tredici chilometri, che separano Sistiana dalla Val Rosandra, non è stata identificata. Ciò si ritiene imputabile al fatto che il disturbo tettonico interessa solo il flysch di Sistiana.

La mancanza della prosecuzione potrebbe essere imputata, anche, ad altre cause: a) alla copertura vegetale e all'intensa urbanizzazione, che rendono difficoltosa l'identificazione di strutture nelle torbiditi e b) alla presenza di dislocazioni "anti-dinariche" trasversali orientate NE-SW e subverticali (già evidenziate da Carobene & Carulli, 1981) che la interrompono. Sulla base di evidenze morfologiche (depressioni, discontinuità nell'allineamento dei rilievi con loro arretramento, doline a forma ellittica con gli assi maggiori allungati in direzione NE-SW e non, come attendibile in una situazione normale, parallelamente alla direzione NW-SE degli strati) e di evidenze strutturali (la citata chiusura sud-orientale dell'anticlinale del Carso), Carulli & Cucchi (1991) hanno ipotizzato l'esistenza di faglie trascorrenti sinistre che, procedendo da SE a NW, avrebbero progressiva-

mente dislocato verso SW la continuità della struttura anticlinale del Carso triestino. Esse non sono facilmente rilevabili sull'altopiano carsico, data anche la monotonia litologica delle facies carbonatiche, ma potrebbero trovare conferma anche in indizi stratigrafici come la chiusura nord-occidentale di alcune tipiche facies della sequenza del Carso triestino (Colizza *et al.*, 1989) e la riduzione netta degli spessori relativi ad alcune unità cretacico-terziarie della successione carbonatica del Carso triestino (Bonnes *et al.*, 1976; Masoli *et al.*, 1978). Di conseguenza, le due principali faglie trascorrenti ipotizzate potrebbero essere interpretate come strutture tardo-cretaciche ereditate e successivamente riprese durante le fasi dinariche ed alpine.

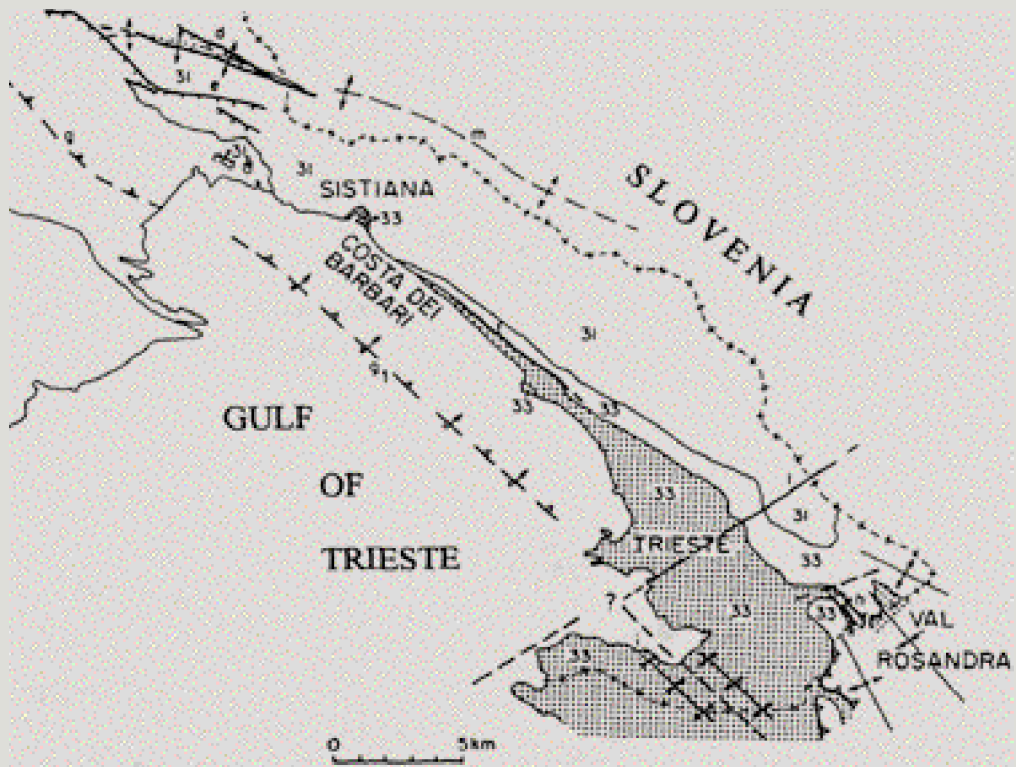
Introduction to the geostructural interpretation of the Trieste Karst

Giovanni Battista Carulli

The stratigraphic sequence of the Trieste Karst is set out in an evident NW - SE (dinaric) oriented anticline (Carobene & Carulli, 1981). The same direction is also evidenced by the development of the coastline that bars the Gulf of Trieste in the north-eastern side. The Trieste Karst Anticline is evidently asymmetrical and shows a clear SW vergency, since its south-western limb looks out on the sea showing very dipping to subvertical calcareous beds, which can sometimes be reversed. Its north-eastern limb usually presents a more gentle dip. The anticline axis develops east of the Italian-Slovene boundary dipping evidently southeastwards, so closing the fold near Rosandra Valley, as also evidenced by the courses of the stratigraphic boundaries (1).

The structural settlement of the Flysch is more complex with respect to the carbonate series. It is concordant with the underlying

1
 Schema strutturale della provincia triestina (da Carobene & Carulli, 1981, ridisegnato), 31: Calcari e Dolomie cretatiche; 32: Calcari del Paleocene e Eocene; 33 (puntinato): "Flysch di Trieste"; d, e: Gorizia Karst faults; g,gl: Linea di Palmanova e sua procecuzione a sud-est; h: Faglia della Val Rosanda; i: Faglia del Mt. Spaccato; m: asse dell'anticlinare del Carso.
 Geostructural sketch of the Trieste province (from Carobene & Carulli, 1981, redrawn), 31: Cretaceous limestones and dolomites; 32: Paleocene and Eocene limestones; 33 (dotted): "Flysch di Trieste"; d, e: Gorizia Karst faults; g,gl: Palmanova line and its south-east procecution; h: Val Rosanda fault; i: Mt. Spaccato fault; m: axis of Karst anticline.



carbonate series in scattered areas just behind Trieste; elsewhere, boundaries and bedding are completely hidden by the strong anthropization of the area. After the boundaries, some natural slopes and artificial excavations exhibit variable bedding, which are also linked to the high incompetence of the Flysch and, following D'Ambrosi (1958), to processes of gravitative sliding.

Concerning the closure of the structure in the southwestern side towards the Trieste Gulf, several interpretations followed one upon the other in relation with the geological knowledge of the area and, in general, with the evolution of the geological theories.

In chronological order, D'Ambrosi (1955) considered it a flexure and, subsequently, knee-fold and possible break-thrust with SW vergency.

Through analyses of seismic refraction, Finetti (1967) highlighted an important faults system in the Trieste Gulf, located a few kilometres far from the coastline, thus revealing an even more complicated structure.

According to Carobene & Carulli (1981), this faults system could be a possible south-eastern prosecution of the "Palmanova overthrust", which is a reversed fault with dinaric trend and NE dip, as demonstrated by an AGIP research in the subsoil of the central-southern Friuli plain (Amato *et al.*, 1977).

In the south-eastern extremity of the anticline (southern closure), corresponding to the neighborhood of Trieste (Scoria quarry) and, mainly, in Rosandra valley, some tectonical scales are evident presenting reduced overthrusts of the limestones on the Eocene Flysch (Cucchi *et al.*, 1987a). Such overthrusts become more and more evident and numerous southeastwards (Slovenia and Croatia). Seaside surveys conducted in the Costa dei Barbari and Sistiana bay (NW of Trieste) by Cucchi (1986) and Carulli & Cucchi (1991),

together with geognostic information, highlighted several localities characterized by outcrops of strongly tectonized Eocene Flysch, capped by Cretaceous limestones of the Borgo Grotta Gigante unit (Cucchi *et al.*, 1987b). Such anomalous overlapping, together with an evident unconformity, highlights a fault, presenting a dinaric trend and NW dip. Thus, this fault should be responsible of the overthrust of the limestones on the turbiditic deposits.

The prosecution of the structure from Sistiana bay to Rosandra valley, which are 13 km far from each other, has not been identified. This might be in relation with the tectonics, which affected only the Flysch of the former locality. Moreover, other causes could be responsible for the lack of evidence: i) the vegetal cover and the strong urbanization, which prevents from identifying possible structures in the turbidites; ii) the presence of NW-SW anti-dinaric and subvertical dislocations, which have been recognized by Carobene & Carulli (1981), could interrupt it.

On the basis of morphological (depressions; discontinuity of alignment of the relieves which are backward; elliptical dolinas whose main axes present a NE-SW direction vs. the standard NW-SE one corresponding to the bedding) and structural evidence, such as the previously-mentioned south-eastern closure of the Karst Anticline, Carulli & Cucchi (1991) hypothesized sinistral transcurrent faults that, from SE to NW, had progressively dislocated south-westwards the continuity of the Trieste Karst Anticline (2). Such faults are not easily recognizable on the Karst, also in relation with the apparent lithological monotony of the carbonate facies. They could be revealed by stratigraphic indications linked to the north-western closure of some typical facies of the Trieste Karst sequence (Colizza *et al.*,

1989) together with the evident decrease of the thickness of some Cretaceous and Tertiary units (Bonnes *et al.*, 1976; Masoli *et al.*, 1978). Thus, the two main transcurrent faults might be interpreted as inherited late Cretaceous structures, which were subsequently reactivated during the dinaric and alpine phases.

Il Carso nell'ambito della Piattaforma Carbonatica Adriatica

Nevio Pugliese, Giorgio Tunis

Nelle Alpi meridionali (Italia nord-orientale) il Mesozoico ed il Paleogene sono stati contraddistinti dall'esistenza della Piattaforma carbonatica Friulana che rappresentava la porzione settentrionale della più vasta Piattaforma Carbonatica Adriatica ed era situata tra il bacino di Belluno a nordovest ed il bacino Giulio (o Sloveno) a nordest. I depositi paleogenici del Friuli Venezia Giulia sono comuni pertanto sia alla piattaforma Friulana che al bacino Giulio.

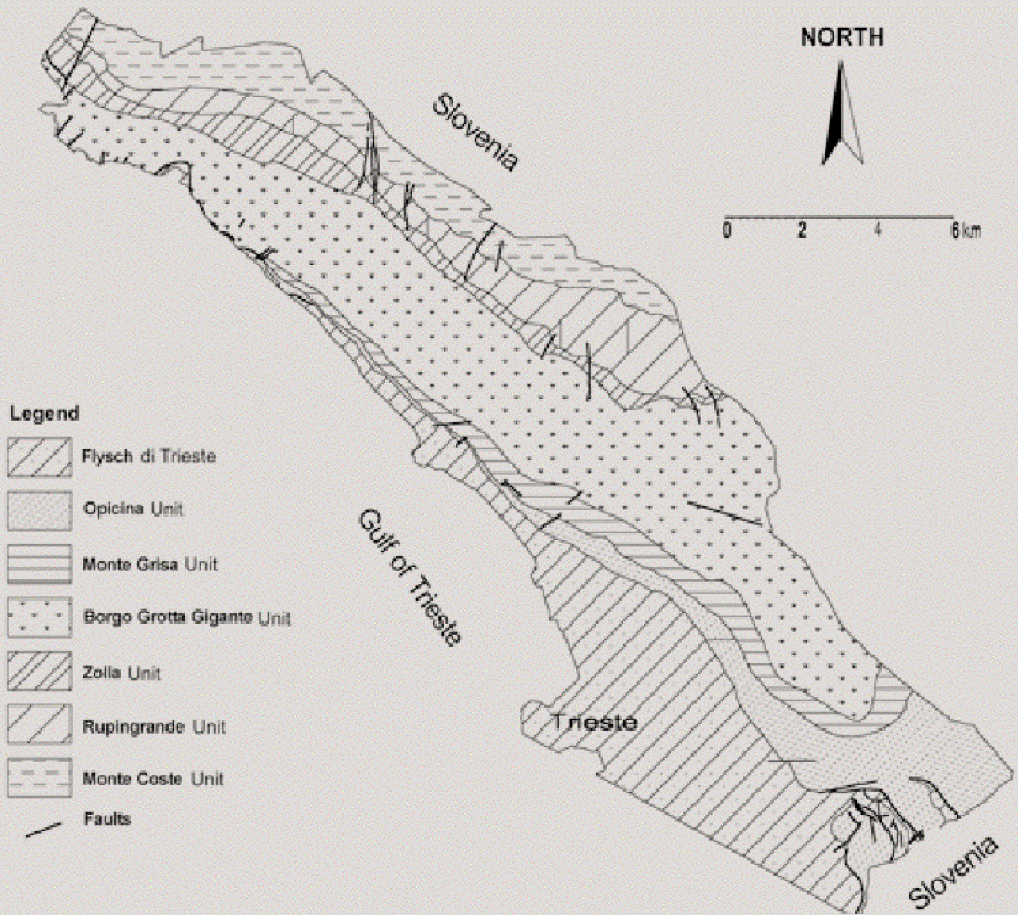
La piattaforma Friulana ed il bacino Giulio proseguivano verso meridione congiungendosi, rispettivamente, al sistema della Piattaforma Adriatico-Dinarica e al bacino Bosniaco, come riferito da Cati *et al.* (1987) e Herak (1987).

Dal punto di vista geografico, la Piattaforma Friulana oggi corrisponde ai settori delle Prealpi e del Carso, mentre il bacino Giulio è individuabile nelle Prealpi Giulie, nelle aree montuose presso Tolmino nonché nella regione del Goriška Brda. La successione di piattaforma carbonatica mesozoica e paleogenica è costituita da depositi di età compresa tra il Cretacico inferiore e l'Eocene medio.

Cucchi *et al.* (1987b) raggruppano informalmente i depositi cretacico-paleogenici affioranti nell'area triestina nella Formazione dei "Calcarei del Carso triestino" (2).

Nel Carso triestino, i depositi cretacici sono costituiti da calcari di ambiente lagunare interno caratterizzati dalle prime bancate a requienidi (Cretacico inferiore, Unità di Monte Coste); essi sono ricoperti da dolomie e brecce dolomitiche che testimoniano l'esistenza di una laguna molto ristretta associata a condizioni ambientali sopratidali e interessata da attività tettonica sinsedimentaria (Cenomaniano, Unità di Rupingrande).

La successione di età tardo cretacica è formata



2
 Carta geologica semplificata dell'area di Trieste
 Simplified geological map of the Trieste area

da depositi di ambiente lagunare contraddistinti da un intenso sviluppo delle faune a rudiste, riconducibili sia ad ambienti ristretti durante alcune fasi del Cretacico superiore (Cenomaniano medio-superiore e, occasionalmente, durante il Senoniano) che ad ambienti più aperti (Cenomaniano superiore, Santoniano-Campaniano), come documentate nelle unità di Zolla e Borgo Grotta Gigante.

I livelli lagunari interni di età maastrichtiana contengono le ultime associazioni a rudiste (caratterizzate dalla presenza di esemplari di *Bournonia* e *Apricardia*) nonché alcuni foraminiferi quali *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Fleuryriana adriatica* De Castro, Drobne & Gušić, e *Cuneolina ketini* Inan (Caffau *et al.*, 1998). Generalmente, l'intervallo compreso tra il tardo Cretacico ed il Daniano inferiore è contrassegnato da diverse lacune stratigrafiche, spesso riscontrabili all'interno delle fasi emersive nelle sequenze cicliche peritidali, come si verifica presso il Carso triestino orientale (si rinvencono brecce basali e calcari lagunari, livelli stromatolitici e laminiti, strutture a *bird's eye*, *Microcodium* e paleosuoli) secondo quanto riferito da Pugliese *et al.* (2000).

Nei pressi della località di Padriciano, all'interno di questi cicli peritidali, Pugliese & Drobne (1995), Pugliese *et al.* (1995, 2000) hanno identificato il limite K/T; questa scoperta si è verificata a seguito dei ritrovamenti avvenuti in altre località della Slovenia (Drobne *et al.*, 1988a; Ogorelec *et al.*, 1995, 2001).

Il passaggio K/T è segnalato da dati paleontologici quali la scomparsa definitiva dei taxa cretacici sopramenzionati e la successiva comparsa di quelli terziari (Pugliese *et al.*, 1995, 2000), nonché da dati paleomagnetici ricavati dallo studio del Ch29r (Marton *et al.*, 1995), da tenori in Ir anomali (Hansen *et al.*, 1995) e da uno *shift* negativo dei valori di $\delta^{13}\text{C}$ (Ogorelec *et al.*, 1995).

A seguito della crisi del K/T, durante il Daniano

(SBZ 1 of Serra-Kiel *et al.*, 1998) comparvero biota opportunisti ed r-strategisti; questi biota (costituiti da piccoli foraminiferi – miliolidi e *Bangiana hanseni* -, ostracodi dal guscio sottile e gasteropodi) furono in grado di ripristinare la vita bentonica all'interno di un contesto peritidale stressato e fortemente instabile.

I cicli peritidali del Daniano inferiore sono seguiti dai calcari di ambiente lagunare interno riferibili all'intervallo Daniano-Thonetiano compreso tra le biozone SBZ 1 e SBZ 3. I taxa opportunisti della SBZ 1, che talvolta hanno registrato influssi dulciacquicoli (comparsa di Characeae), sono sostituiti dai primi foraminiferi conici agglutinanti (*Fallotella alavensis* Mangin) e dai miliolidi (*Periloculina slovenica* Drobne) della SBZ 3.

In seguito, i biota riferibili alla SBZ 4 rappresentano un eccezionale sviluppo delle K-strategie, come documentato dalla presenza di alveolinidi, nummulitidi, coralli e ricci di mare associati ad alghe corallinacee (Pugliese *et al.*, 1995, 2000).

Il biota delle successive SBZ (fino al Cuisiano superiore, Unità di Opicina) rinvenuto in altre località del Carso triestino centro-orientale conferma il successo delle K-strategie. Questo biota è riferibile ad un contesto marino litorale caratterizzato da oscillazioni del livello del mare all'interno della zona fotica, La presenza di *Orbitolites* e *Opertorbitolites* (SBZ 5; SBZ 6; parte superiore della SBZ 7) e *Discocyclusina* (SBZ 8; parte superiore della SBZ 9; SBZ 11; SBZ 12), insieme ad alveolinidi e nummulitidi, registra episodi di maggiore profondità (Gozzi, 2003).

Questi depositi terziari presentano direzione NW-SE e sono approssimativamente paralleli alla linea di costa triestina fino ai dintorni di Padriciano (Drobne *et al.*, 2000).

Dati preliminari acquisiti dallo studio dei grandi foraminiferi (prevalentemente alveolinidi, nummulitidi, *Orbitolites*, *Discocyclusina*) hanno evidenziato due fasce principali nel Carso triestino (Drobne, 2003). La prima include le località di Padriciano, Opicina e Duino e comprende

calcarei di rampa, appartenenti alla SBZ 1-9 (Ypresiano inferiore), talvolta ricoperti dal Flysch di età tardo ypresiana (Castellarin & Zucchi, 1966; Pugliese *et al.*, 1995; Gozzi, 2003); questa fascia coincide con la zona 2 segnalata da Drobne (2003). La seconda fascia include la Valle del Torrente Rosandra ed è caratterizzata dalla presenza di calcari di rampa appartenenti alla SBZ 1-12 (Cuisiano superiore) seguiti dal Flysch; questa fascia coincide con la zona 3 identificata da Drobne (2003).

La sedimentazione paleogenica terrigena ebbe inizio nel sopramenzionato bacino Giulio; questo era un bacino angusto e allungato i cui depositi oggi si ritrovano nelle Alpi Giulie sudorientali (al limite tra Friuli orientale e Slovenia occidentale). Il bacino presentava, verso settentrione, un margine interno soggetto ad attività tettonica compressiva e, verso meridione, un margine esterno caratterizzato dalla presenza della Piattaforma carbonatica Friulana. Nel bacino, pertanto, confluiva una sedimentazione mista silico-clastica e carbonatica che perdurò dal Campaniano superiore all'Eocene inferiore secondo uno schema deposizionale complesso dovuto alla interazione di attività tettonica, oscillazioni relative del livello del mare e subsidenza (Tunis & Venturini, 1992). Durante le principali fasi di deposizione dei livelli torbiditici (Maastrichtiano-Eocene inferiore), lo spessore totale delle unità flyschoidi superò i 4.000 m. Gran parte delle unità maastrichtiane sono riferibili ad un contesto di apron prossimo al margine della Piattaforma Friulana, mentre le unità paleoceniche ed eoceniche rispecchiano una posizione vicina alla piattaforma stessa ("Flysch di Calla", "Flysch di Masarolis" e "Flysch di Grivò"), seguite da unità ascrivibili ad un ambiente di piana batiale e di delta ("Flysch di Cormons").

I megabeds affioranti all'interno del Flysch del Grivò sono caratterizzati da olistoliti di notevoli dimensioni, provenienti dalla Piattaforma Friulana, i quali possono contenere talvolta

ricche faune a pesci (Cava di Vernasso). Anche l'area del Collio (Flysch di Cormons) è nota da almeno due secoli per i ritrovamenti di faune a coralli, molluschi, macroforaminiferi ecc. (Taramelli, 1870).

Il settore triestino e l'area dello Slovensko Primorje rientrano nella sinclinale Trieste-Koper. Secondo Pavšič & Pekmann (1996), la successione flyschoida può essere differenziata in sub-unità dalle intercalazioni di sabbie silicoclastiche e marne. Le caratteristiche sedimentologiche (riferibili probabilmente a torbiditi di piana abissale) e le ichnofacies riconosciute suggeriscono un ambiente deposizionale di mare profondo (Tunis *et al.*, 2002). In accordo con Pavšič & Pekmann (1996) e Tunis *et al.* (2002), le correnti di torbida, durante l'Eocene medio, dovevano defluire in senso WNW-ESE parallelamente all'asse del bacino, come testimoniato dall'individuazione delle biozone NP15 e NP 16 (Slovenia sudoccidentale), e della biozona NP 16 (Colle San Rocco, Trieste). Inoltre, nuovi dati inerenti le nannoflore indicano che le marne basali che succedono ai calcari sopraccitati della zona 2, ritrovati nei dintorni di Opicina, contengono associazioni tipiche della biozona NP 12 (Pavšič, comunicazione personale).

Karst area within the Adriatic Carbonate Platform

Nevio Pugliese, Giorgio Tunis

In the southern Alps (NE Italy), the Mesozoic and Paleogene scenarios consisted of the Friuli platform, which was part of the vast Adriatic Carbonate Platform and was located between the northwestern Belluno basin and the northeastern Julian (or Slovenian) basin. Paleogene deposits of Friuli Venezia Giulia pertain both to the Friuli platform and the Julian basin.

The Friuli platform and the Julian basin conti-

nue southwards to the Adriatic- Dinaric platform system, and to the Bosnian basin, respectively, as documented by Cati *et al.* (1987) and Herak (1987).

From a geographic point of view, the Friuli platform corresponds to the present-day southern Prealps and Karst, and the Julian basin can be related to the Julian Prealps, Tolmin Mountains and Goriška Brda region. The Mesozoic and Paleogene carbonate platform succession consists of deposits from early Cretaceous to middle Eocene.

Cucchi *et al.* (1987b) informally included the Cretaceous-Paleogenic deposits of the Trieste Karst, into the Formation of "Calcari del Carso Triestino" (2).

The Cretaceous deposits consist of inner lagoon limestones with the first requienid banks (early Cretaceous, Monte Costa Unit), overlaid by dolostones and dolomitic breccias, testifying very restricted lagoon and supratidal environments affected by syndimentary tectonics (Cenomanian, Rupingrande Unit). The remaining late Cretaceous beds are constituted by lagoon deposits characterized by the development of rudist fauna, which record restricted environments during several episodes of the late Cretaceous (mid-upper Cenomanian and some intervals through the Senonian), and open ones (upper Cenomanian, Santonian-Campanian), as documented in the Zolla and Borgo Grotta Gigante Units.

Maastrichtian inner lagoon beds contain the last rudists (*Bournonia* and *Apricardia* specimens) and foraminifers such as *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Fleuryriana adriatica* De Castro, Drobne & Gušić, *Cuneolina ketini* Inan (Caffau *et al.*, 1998). Usually, the time-span from the latest Cretaceous to the early Danian denotes several stratigraphic hiatuses, often within emersion phases of peritidal cycles, such as in the eastern Trieste Karst with peri-

tidal deposits (basal breccia to lagoon limestone, stromatolitic and laminated layers, bird's eye structures, *Microcodium* findings and paleosoil), as reported by Pugliese *et al.* (2000). Near Padriciano locality, within these peritidal cycles, Pugliese & Drobne (1995), Pugliese *et al.* (1995, 2000) identified the K/T boundary. This finding followed those of other localities of Slovenia (Drobne *et al.*, 1988a; Ogorelec *et al.*, 1995, 2001). The occurrence of the K/T boundary is documented by paleontological data (definitive disappearance of the above mentioned Cretaceous taxa and subsequent appearance of Tertiary ones (Pugliese *et al.*, 1995, 2000), paleomagnetism with the identification of Ch29r (Marton *et al.*, 1995), an iridium anomaly (Hansen *et al.*, 1995), and a negative shift of $\delta^{13}\text{C}$ (Ogorelec *et al.*, 1995).

After the K/T crisis, opportunistic and r-strategist biota appeared during the Danian (Monte Grisa Unit, SBZ 1 of Serra-Kiel *et al.*, 1998). These pioneers (small foraminifers, Miliolidae and *Bangiana henseni*, thin ostracods and gastropods) were able to renew the benthic life within an evolution of stressed and unstable peritidal environments.

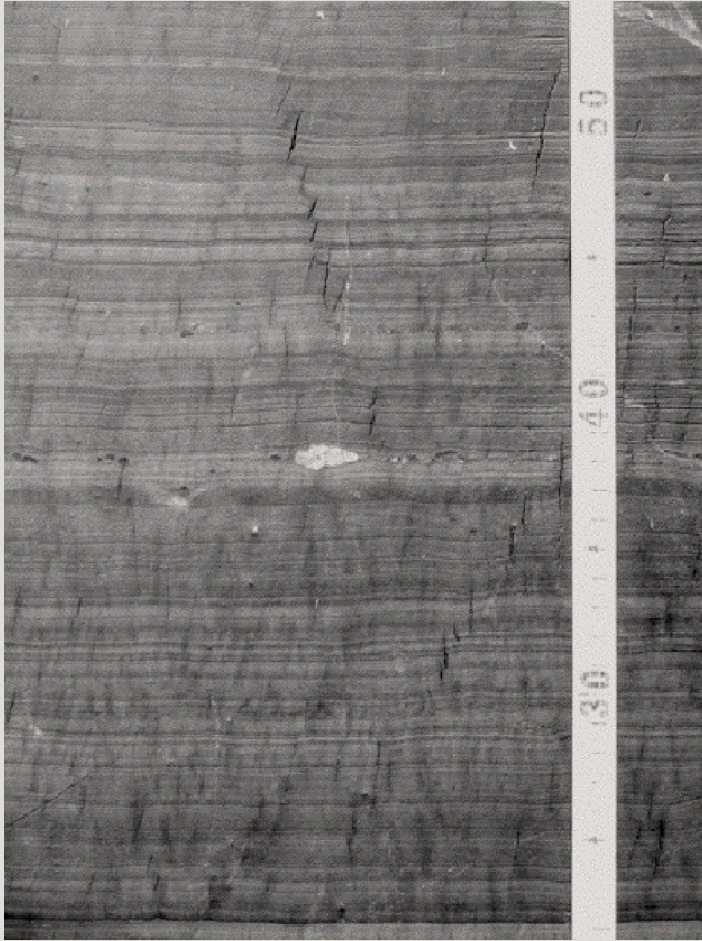
The peritidal cycles of the early Danian are followed by inner lagoon limestones from the Danian (SBZ 1) to the Thanetian (Opicina Unit, SBZ 3). The opportunistic taxa of the SBZ1, that sometimes recorded fresh-water influence (characean occurrence), are substituted by the first agglutinated conical foraminifers (*Fallotella alavensis* Mangin), and Miliolidae (*Periloculina slovenica* Drobne) of the SBZ 3. Subsequently, biota of the SBZ 4 represent the success of K-strategists, as documented by the alveolinids, nummulitids, corals and sea-urchins, together with the corallinean algae (Pugliese *et al.*, 1995, 2000).

The biota of the overlying SBZs (Opicina Unit, up to late Cuisian) in other localities of the

central-eastern Trieste Karst confirm the success of the K-strategy. These biota indicate coastal marine environments characterised by sea-level oscillations within the photic zone. The presence of *Orbitolites* and *Opertorbitolites* (SBZ 5; SBZ 6; upper part of SBZ 7) and *Discocyclina* (SBZ 8; upper part of SBZ 9; SBZ 11; SBZ 12), together with alveolinids and nummulitids, records episodes of increased depth (Gozzi, 2003). These Tertiary deposits are NW-SE directed and subparallel to the Trieste coastline up to the Padriciano area (Drobne *et al.*, 2000). Preliminary data on the larger foraminifera (mostly alveolinids, nummulitids, *Orbitolites*, *Discocyclina*) evidence two main belts in the Trieste Karst (Drobne, 2003). The first one includes the localities of Padriciano, Opicina and Duino; it comprises ramp limestones of SBZ 1-9 (early Ypresian), sometimes overlain by late Ypresian Flysch (Castellarin & Zucchi, 1966; Pugliese *et al.*, 1995; Gozzi, 2003). This belt corresponds to the zone 2 identified by Drobne (2003). The second belt includes the Rosandra valley and is characterised by ramp limestones belonging to SBZ 1-12 (late Cuisian), overlain by Flysch. It corresponds to Drobne's zone 3 (2003). Paleogene terrigenous sedimentation took place in the previously mentioned Julian basin, which was a narrow, elongated basin, and is today part of the south-eastern Alps (eastern Friuli-western Slovenia). The basin had an internal margin in the north, which was subject to tectonic compression, and an external margin in the south, characterised by the Friuli carbonate Platform. This basin was characterised by mixed siliciclastic-carbonate deposits from late Campanian up to Early Eocene, which exhibit complex sedimentation patterns depending on tectonics, relative sea-level changes, and subsidence (Tunis & Venturini, 1992). During the main depositional

stage of the turbiditic deposits (Maastrichtian-lower Eocene), the total thickness of the Flysch units exceeds 4.000 m.

Most of the Maastrichtian units are referred to apron-like environments located close to the margin of the Friuli Platform, while the Paleocene and Eocene units reflect a position close to the slope of the same ("Flysch di Calla", "Flysch di Masarolis" and "Flysch di Grivò"), followed by basin plain environments and a deltaic system ("Flysch di Cormons"). The megabeds outcropping within the Flysch del Grivò are characterized by large olistoliths, deriving from the Friuli Platform, which contain sometimes-rich faunas with fishes (Vernasso quarry). The region of Collio (Flysch di Cormons) is equally famous for the findings of rich faunas (corals, mollusks, macroforaminifers, etc) since two centuries ago (Taramelli, 1870). Together with the Slovensko Primorje, the Trieste area belongs to the Trieste-Koper syncline. According to Pavšič & Pekkann (1996), the Flysch can be subdivided into subunits of interbedded siliciclastic sandstones and marlstones. The sedimentological features (probably plain turbidites) and the ichnofacies suggest a deep-sea depositional environment (Tunis *et al.*, 2002). In agreement with Pavšič & Pekkann (1996) and Tunis *et al.* (2002), the turbidity currents flew parallel to the WNW-ESE striking axis of the basin during the Middle Eocene, as demonstrated by the identification of NP15 and NP 16 biozones (SW Slovenia), and NP 16 biozone (San Rocco Hill, Trieste). In addition, new nanoflora data indicate that the basal marls overlying the limestones of the previously mentioned zone 2 near Opicina contain a NP 12 assemblage (Pavšič, per. com.).



3

Le Laminiti del Villaggio del Pescatorei: ad un più attento esame ognuna delle cosiddette "lamine", è in realtà costituita da una microcoppia formata dalla sovrapposizione di una lamina scura più sottile, ricca in sostanza organica, ad un'altra chiara, carbonatica, più spessa.

The Laminites of the Villaggio del Pescatore. At a close examination, each "lamina" consists of a microcouplet made by a mm- thick dark, organic-rich lamina superimposed to a light lamina made of carbonate mud thicker than the previous one.

stop 1

**La Successione
Santoniano-Campaniana
del Villaggio del
Pescatore (Carso
Triestino)
nella quale sono stati
rinvenuti i resti di dino-
sauro**

**The Santonian-Campanian
Succession of the
Villaggio del Pescatore
(Trieste Karst) yielding the
dinosaurs**

Deborah Arbull,
Francesca Cotza,
Franco Cucchi,
Fabio M. Dalla Vecchia,
Andrea De Giusto,
Onelio Flora,
Daniele Masetti,
Alessandro Palci,
Paola Pittau,
Nevio Pugliese,
Barbara Stenni,
Alceo Tarlao,
Giorgio Tunis,
Luca Zini.

L'area del Villaggio del Pescatore (Duino-Aurisina) è famosa per i recenti ritrovamenti di resti di dinosauri, coccodrilli, pterosauri, pesci, piante ecc., all'interno di una successione stratigrafica caratterizzata dalle seguenti litofacies (in ordine dal basso verso l'alto): 1) calcari grigio scuri, 2) calcari grigi, 3) calcari grigi a rudiste, 4) biocalcarenti e 5) breccie. Le ossa fossili sono per lo più contenute all'interno di un litosoma costituito da laminiti (litofacies 6), incluso in potenti livelli di breccia. Queste laminiti si possono facilmente osservare nella cava che è stata aperta per permettere il recupero dei resti di dinosauro. Nel dettaglio, la successione stratigrafica consiste di:

- *packstone* peloidali bioclastici;
- un livello di breccia potente 6,5 m, caratterizzato in gran parte da clasti di calcare fossilifero di dimensioni fino a 10 cm isolati in una matrice fangosa (*fossiliferous mud supported clasts*), caratterizzata nella porzione superiore da fratture riempite da kerogene;
- un livello spesso 50 cm costituito da *packstone* a bioclasti caratterizzato al tetto da miliolidi e strutture da disseccamento, talvolta accompagnate da un reticolo di fratture riempite da kerogene;
- un corpo potente 11,50 m di laminiti costituite da lamine millimetriche di *mudstone*, *wackstone*, localmente alternati a livelli molto sottili di *packstone* e *rudstone* e, raramente, a livelli torbiditici spessi fino a qualche centimetro **(3)**;
- un corpo superiore di breccia, potente 3 m, che rappresenta una sequenza *coarsening and thickening upward* caratterizzata da due parti distinte delimitate da una superficie di *unconformity*: la porzione inferiore consiste in plasticlasti monogenici centimetrico-decimetrici e intraclasti molli dispersi in una matrice costituita da laminiti deformate, mentre la porzione superiore è data da litoclasti poligenici provenienti dallo smantellamento della piattaforma carbonatica preesistente **(4)**;
- *floatstone* a rudiste.

Le laminiti rappresentano il litotipo più interessante affiorante presso la successione del Villaggio del Pescatore; esse sono il risultato della decantazione di fango carbonatico sul fondale di un trugolo ristretto ed anossico. Le stesse condizioni anossiche del bacino, che hanno impedito lo sviluppo di una infauna, hanno permesso la perfetta conservazione delle laminiti. Ogni lamina consiste in una



4

Corpo di breccia superiore costituito da litoclasti poligenici derivanti dallo smantellamento della piattaforma carbonatica.

The upper breccia body consisting of polygenic lithoclasts derived from the dismantling of a pre-existing carbonate platform.

microcoppia data da una lamina millimetrica scura, ricca di sostanza organica, sovrapposta ad una lamina chiara più spessa costituita da fanghi carbonatici.

Ogni lamina potrebbe essere la registrazione sedimentaria di fluttuazioni stagionali che controllavano la sedimentazione all'interno di questo angusto bacino. La deposizione delle lamine chiare più spesse potrebbe essere correlata alle fasi di maggior fioritura stagionale dei produttori carbonatici, mentre quelle sottili scure si sarebbero depositate durante la fase opposta quando le ridotte disponibilità di carbonati permettevano la concentrazione della sostanza organica. In accordo con questa ipotesi, ogni microcoppia dovrebbe essersi depositata nell'arco di un anno e rappresenterebbe pertanto una vera e propria varva marina.

La dipendenza della sedimentazione delle varve dalle fluttuazioni stagionali, potrebbe essere dimostrata qualora fosse identificata la tipica organizzazione in 10-11 microcoppie all'interno di un singolo *bundle*, indotta dai cicli di attività delle macchie solari e caratteristica delle classiche varve periglaciali. Tramite l'analisi spettrale effettuata su alcuni spezzoni indisturbati di carote prelevate dal corpo a laminiti, sono stati riscontrati spettri caratterizzati dalla presenza di due famiglie di picchi il cui rapporto è risultato di circa 10/1. Tuttavia, le porzioni di carota analizzate tramite analisi spettrale, contraddistinte da lamine indisturbate, non presentavano spessori sufficienti atti a garantire l'affidabilità dei risultati.

Assumendo come ipotesi di lavoro che ogni microcoppia si sia depositata nell'arco di un anno, è possibile proporre una stima approssimativa dell'intervallo di tempo trascorso durante la deposizione delle laminiti. Considerando che lo spessore delle microcoppie varia da 1 a 2,5 mm, è possibile calcolare approssimativamente per questo intervallo di tempo una durata compresa tra 4000 e 10000 anni.

Le ricerche palinologiche hanno rivelato la presenza di abbondante materia organica costituita da veli privi di qualsiasi struttura, filamenti multicellulari e, nelle porzioni basali della sezione, spore di alghe e funghi.

La palinoflora, recuperata solamente nella parte inferiore della successione include qualche gimnosperma, quali *Cupressacites* sp. e *Pinuspollenites* sp., e vari tipi di pollini di angiosperme, quali *Retimonocolpites* cf. *abeokutaensis*, *Farafrapollenites* sp., *Milfordia* cf. *incerta*,

Triatrioporopollenites sp., cf. *Quedlinburgipollis*, *Papillopollis aradaensis*, *Subtriporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* spp. e *Cretaceiporites* sp. Risultano apparentemente assenti spore di pteridofite.

Il carattere della palinoflora è transizionale tra la Provincia subtropicale europea a Normapolles e la Provincia equatoriale Senoniana a Palme, dell'Africa, ed essa si correla parzialmente con le palinoflore segnalate in Egitto, Tunisia e Libia. Nonostante il limitato contenuto in palinomorfi, il ritrovamento di *Papillopollis aradaensis* Kedves & Pittau (1979) indica un'età Santoniano-Campaniano.

Il rinvenimento del foraminifero *Keramosphaerina tergestina* (Stache, 1889) presso il tetto della successione potrebbe indicare il Santoniano superiore-Campaniano p.p. (Caffau et al., 2000) o, in accordo con Venturini (2005), il passaggio Santoniano-Campaniano. La successione stratigrafica è stata pertanto attribuita al Santoniano-Campaniano, sia dalle analisi palinologiche che dallo studio dei foraminiferi presenti, permettendo di riferire i resti di dinosauro allo stesso intervallo Santoniano-Campaniano.

Dal punto di vista geochimico, è possibile sottolineare alcuni legami esistenti tra i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e i valori di $\delta^{13}\text{C}$ determinati su campioni provenienti dalle litofacies studiate. Generalmente infatti, i valori di $\delta^{18}\text{O}$ misurati possono essere correlati a fenomeni di negativizzazione dovuti ad uno scambio isotopico con le acque meteoriche. I valori di $\delta^{13}\text{C}$ riferiti ai calcari grigi e alle biocalcareni sono risultati positivi (compresi tra +0.04 e +2.16) e indicano pertanto un ambiente deposizionale marino. I valori di $\delta^{13}\text{C}$ determinati, invece, sulle brecce e sulle laminiti sono caratterizzati da una certa variabilità riferibile ad un ambiente di transizione lacustre-palustre.

La successione Santoniano-Campaniana ha registrato una evoluzione ambientale distinguibile in 6 fasi (5):

Fase 1: I calcari grigio scuri (litofacies 1) indicano un contesto di piattaforma carbonatica ristretta poco ossigenata e caratterizzata da una microfauna scarsamente diversificata a piccoli foraminiferi, ostracodi ed alghe. Tramite la palinoflora è possibile ricostruire verso terra un ambiente di pianura: sono state infatti riconosciute sia forme di pianura tropicali quali palme ed arbusti (ad esempio *Retimonocolpites*, *Farafrapollenites*, *Milfordia*, *Triatrioporopollenites*, *Tricolporopollenites*), che pollini

prodotti da piante di alto fusto provenienti presumibilmente da suoli drenati di aree più temperate o di habitat di montagna (*Cupressacites*, *Pinuspollenites*, *Subtriporopollenites*). La prossimità delle terre emerse è stata inoltre confermata dal rinvenimento di insetti terrestri.

Fase 2: I calcari grigi (litofacies 2) registrano un miglioramento complessivo delle condizioni ambientali contraddistinte da una maggiore ossigenazione delle acque; i biota risultano ben diversificati e sono caratterizzati dalla sporadica presenza di radioliti. I dati di $\delta^{13}\text{C}$ indicano condizioni di salinità tipicamente marine.

Fase 3: I calcari grigi a rudiste (litofacies 3) sono relazionabili a condizioni ambientali di alta energia, se non altro nelle porzioni inferiori. Infatti tutti i taxa rinvenuti (rudiste e microfossili) sono per lo più mal conservati, a dimostrazione di processi di rimozione meccanica. I fondali della laguna erano pertanto sfavorevoli alla vita bentonica anche se l'abbondanza di rudiste testimonia la vicinanza di ambienti caratterizzati da una significativa attività di biocostruttori.

Fase 4: Le biocalcareni (litofacies 4) sono riconducibili, anch'esse, a fondali ad alta energia caratterizzati da sabbie bioclastiche talvolta associate ad un certo contenuto di fango. La frequenza di echinoidi, organismi tipicamente marini e stenoalini, unita ai dati di $\delta^{13}\text{C}$ indicherebbe un ambiente marino dalla salinità costante.

Fase 5: il corpo di breccia registra una serie complessa di eventi guidati dall'attività tettonica sinsedimentaria che interessò i sedimenti depositatisi precedentemente, determinando, inizialmente, l'apertura di un angusto bacino e, successivamente, il suo riempimento ad opera del corpo di breccia che proveniva dalle pareti di faglia. Il riempimento del trugolo proseguì anche nel corso delle fasi successive; in particolare, durante una di queste, la breccia dovrebbe avere isolato uno spazio ristretto di acqua nel quale iniziarono a depositarsi le laminiti.

Fase 6: Il corpo a laminiti nel quale è stato rinvenuto lo scheletro del dinosauro è caratterizzato da una grande varietà di deformazioni intraformazionali, quali *slumps* e strutture da carico, riconducibili a una notevole instabilità del substrato causata dall'attività tettonica sinsedimentaria e dalla forte inclinazione del substrato stesso verso sud.

Considerando l'assenza di evidenze di emersione e la presenza di depositi gravitativi è possibile ipotizzare un ambiente relativamente profondo; supponiamo pertanto che le laminiti rappresentino il riempimento di un ristretto bacino formatosi a causa dell'attività tettonica sinsedimentaria e apertosi in un contesto di piattaforma carbonatica sopratidale interessato da influssi marini e dulcicoli, come confermato dai dati isotopici di $\delta^{13}\text{C}$.

L'importanza del sito è dovuta al ritrovamento di resti ossei di dinosauri, inclusi scheletri completi ed articolati. La maggior parte dei reperti sembra appartenere ad un unico *taxon*, riferibile agli ornitopodi Iguanodontia. È prematuro riferirlo al clade Hadrosaurida (Hadrosauridae), come fatto in passato, perché questa attribuzione non è stata ancora confermata da una analisi cladistica. In realtà gli ornitopodi del Villaggio del Pescatore potrebbero essere adrosauri basali o Iguanodontia derivati, ma più primitivi di Hadrosauridae (Dalla Vecchia & Buffetaut, 2006). È indubbio che nessuno si aspettava di trovare questi animali tipicamente continentali nel Carso. Infatti, la zona durante il Cretaceo superiore apparteneva all'estremità settentrionale di una vasta piattaforma carbonatica - la Piattaforma Adriatico-Dinarica - per definizione un ambiente prevalentemente marino e che nelle ricostruzioni paleogeografiche risulta sempre isolata nel mezzo della Tetide.

L'importanza a livello globale di questi dinosauri dipende in parte proprio dalla loro appartenenza sistematica, ancora da stabilire in modo scientifico. Infatti, mentre gli iguanodontoidi più primitivi di Hadrosauridae hanno una distribuzione quasi cosmopolita, gli adrosauri sono più limitati dal punto di vista zoogeografico. La presenza di un adrosauro nel mezzo della Tetide tra il continente Afroarabico a sud e le isole dell'Arcipelago Europeo a nord porrebbe interessanti interrogativi circa i collegamenti che avrebbero permesso l'arrivo di tali animali. Lo scheletro praticamente intero e perfettamente articolato, preparato per l'esposizione (soprannominato "Antonio") e un secondo scheletro articolato non ancora preparato (soprannominato "Bruno") rappresentano i resti di adrosauro basale o di un iguanodontia derivato (ma più primitivo di Hadrosauridae) più completi rinvenuti finora a livello mondiale. Il sito stesso, che sicuramente conserva altri interessanti reperti, è in potenza uno dei più importanti d'Europa per quanto riguarda i dinosauri.

The Villaggio del Pescatore area (Duino-Aurisina municipality) is well known for the finding of fossil remains of dinosaurs, crocodiles, fishes, plants, etc., within a stratigraphic succession consisting of the following lithofacies (from bottom to top): 1) dark-gray limestones, 2) gray limestones, 3) gray rudist limestones, 4) biocalcarenites and 5) breccia. The fossil remains are mostly hosted within a lithosome made of laminites (lithofacies 6), which is embedded in thick breccia beds.

These laminites can be easily observed in the quarry opened for the recovering of the fossil bones. The detailed stratigraphic succession, from the bottom to the top, consists of:

- bioclastic peloidal packstone;
- 6.5 m-thick level of breccia mainly consisting of fossiliferous mud-supported clasts up to 10 cm in size characterized, at the top, by kerogen-filled fracture
- 50 cm-thick level of bioclastic packstone with miliolids and desiccation structures at the top, sometimes with a network of fractures filled by kerogen;
- 11,50 m-thick body with laminites made by mm-thick laminae of mudstone and wackestone, locally alternating with very thin packstone and rudstone levels and, seldom, by some cm-thick turbidites (3);
- 3 m-thick upper breccia body representing a coarsening and thickening upward sequence constituted by two parts bounded by an unconformity surface: the lower part consists of cm-dm sized monogenic plasticlasts or soft intraclasts floating in a matrix made of deformed laminites, and an upper part consisting of polygenic lithoclasts derived from the dismantling of a pre-existing carbonate platform (4);
- floatstone with rudists.

The laminites are the most interesting lithotype outcropping in the Villaggio del Pescatore succession. They are the result of the deposition of carbonate mud at the floor of a narrow and anoxic trough. The anoxic conditions in this through, preventing the development of an infauna, allowed the perfect preservation of laminites. Each lamina consists of a microcouplet made by a mm-thick dark, organic-rich lamina superimposed to a light lamina made of carbonate mud thicker than the previous one.

Each lamina could be the sedimentary record of a seasonal fluctuation controlling the sedimentation inside the narrow basin. The seasonal bloom of carbonate producers could lead to the deposition of the lighter and thicker lamina, while the thinner and darker lamina could be deposited during the opposite half-year when the paucity of carbonate available allowed the concentration of organic matter. According to that, each microcouplet should be deposited during one year so representing true marine varves.

The seasonal fluctuations leading to the formation of the varves, could be identified finding the typical organization of 10-11 microcouplets in a single bundle showed by the classic glacial varves, driven by the sun-spot cycles of the Sun. By the spectral analysis to some undisturbed portions of cores drilled in the laminites body, spectra characterized by two families of peaks were observed whose ratio is about 10/1. Unfortunately, the thickness of segments of core characterized by undisturbed laminae analyzed by the spectral analysis was not long enough to guarantee the reliability of results.

Assuming as a working hypothesis that each microcouplet was deposited during one year, a rough estimate of the time elapsed during the deposition of the laminites can be proposed. Supposing that the thickness of the microcouplet ranges from 1 to 2.5 cm it is possible to estimate this time span between 4000 and 10000 years.

The palynological investigations have revealed the presence of abundant organic matter consisting of unstructured sheets, multicellular filaments and spores of algae or fungi in its basal part. The palynoflora, which is recovered only in the lower part of the succession (dark gray limestones: sample D3), includes few gymnosperms, like *Cupressacites* sp. and *Pinuspollenites* sp. and several angiospermous pollen types, like *Retimonocolpites* cf. *abeokutaensis*, *Farafrapollenites* sp., *Milfordia* cf. *incerta*, *Triatriporopollenites* sp., questionable *Quedlinburgipollis*, *Papillopollis aradaensis*, *Subtriporopollenites* sp., *Tricolporopollenites* spp. and *Cretaceiporites* sp.. Pteridophytic spores are apparently absent. The palynoflora is transitional between that

of the subtropical European Normapolles Province and equatorial Senonian Palmae Province of Africa. Infact, it partially correlates with spore pollen assemblage-s from Egypt, Tunisia, and Lybia. Within the limited pollen content, the finding of *Papillopollis aradaensis* Kedves & Pittau (1979) indicates a Santonian-Campanian age.

The finding of the foraminifer *Keramosphaerina tergestina* (Stache) near the top of the succession may indicate the Upper Santonian-Campanian p.p. (Caffau *et al.*, 2000), or the Santonian-Campanian boundary, in agreement with Venturini (2005).

Thus, palynology and foraminifera allow to ascribe such stratigraphic succession to Santonian-Campanian, so allowing the attribution of the dinosaurs to the Santonian-Campanian.

From the geochemical point of view, it is possible to evidence some links between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the samples from the studied lithofacies. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the samples can be mostly related to a negativisation due to an isotopic exchange with meteoric water. The $\delta^{13}\text{C}$ of the gray limestones and biocalcarenites are positive (from +0.04 to +2.16), so indicating a marine deposition environment. The $\delta^{13}\text{C}$ values of breccia and laminites show some variability which can be related to a shifting between lacustrine and swamp environment. The Santonian-Campanian succession records an environmental evolution which can define 6 phases: (5)

Phase 1: the dark gray limestones (lithofacies 1) indicate a poorly oxygenated restricted carbonate platform setting characterised by scarcely diversified microfauna (small foraminifers, ostracods and algae). Landward, a scenario of lowland might be defined by the palynoflora, which includes a mixture of supposedly lowland palmae and bushes tropical forms (e.g., *Retimonocolpites*, *Farafrapollenites*, *Milfordia*, *Triatriporopollenites*, *Tricolporopollenites*) and pollen putatively derived from drained soils of temperate region or mountain habitat (*Cupressacites*, *Pinuspollenites*, *Subtriporopollenites*). The proximity of land is also confirmed by the finding of terrestrial insects.

Phase 2: The gray limestones (lithofacies 2) record an

improvement of the environmental conditions, since the environment becomes well oxygenated; moreover, its biota is well diversified and also characterised by the sporadic occurrence of radiolitics. $\delta^{13}\text{C}$ data indicate suggest marine salinity conditions.

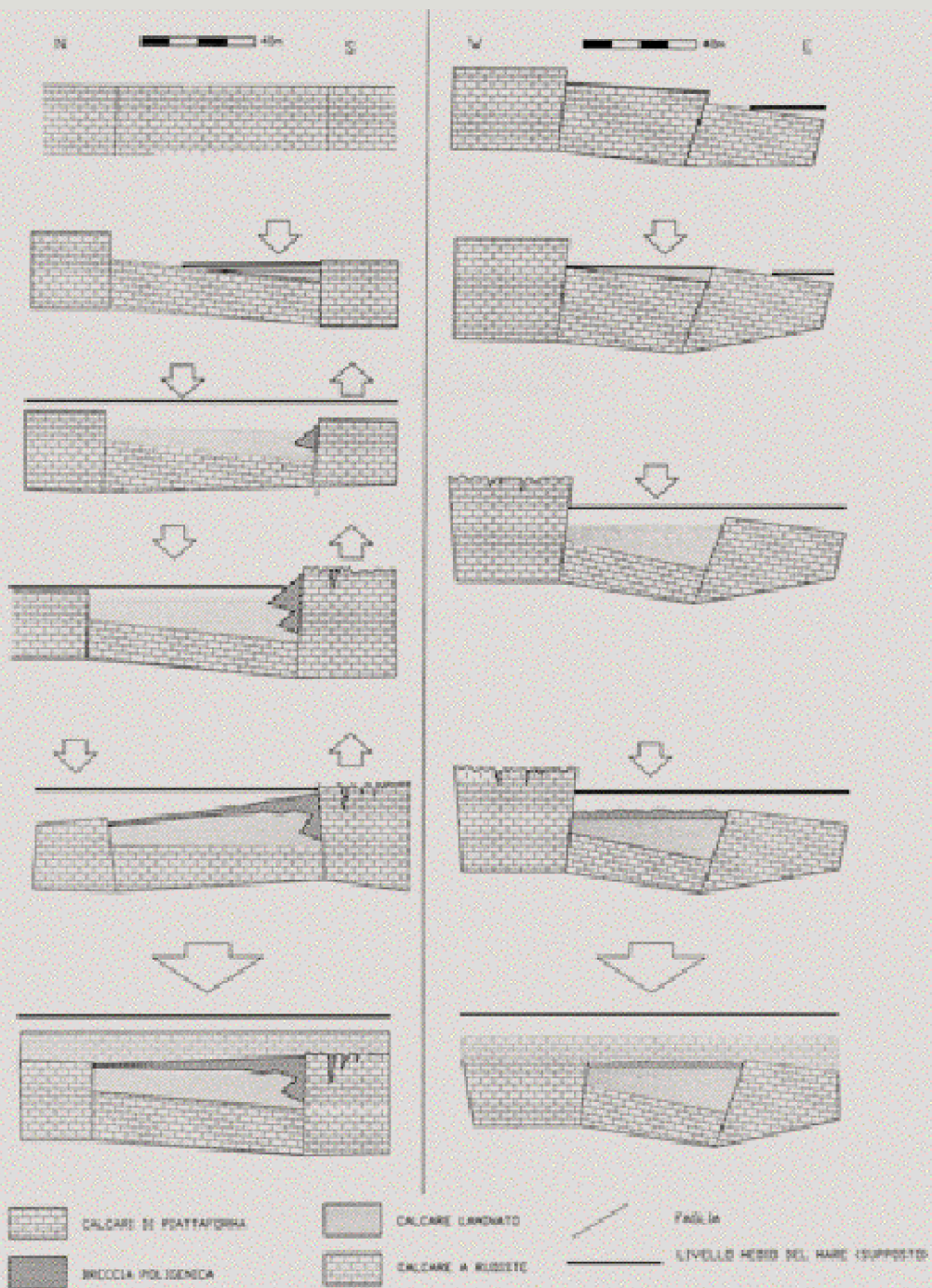
Phase 3: The gray rudist limestones (lithofacies 3) indicate high - energy conditions at the bottom. All the taxa founded (rudists and microfossils) are mostly bad-preserved, so testifying displacement processes. Thus, the lagoon bottoms are adverse for the benthonic life, even if the abundance of rudists indicates nearby settings with a rich builders' activity.

Phase 4: The biocalcarenites (lithofacies 4) define high-energy bottoms consisting of bioclastic sand, sometimes with rare muddy content. The common echinoids, which are marine and stenohaline taxa, and $\delta^{13}\text{C}$ data may indicate a setting characterised by stable marine salinity.

Phase 5: The breccia body records a series of complex events, driven by sinsedimentary tectonics that dismantled the previously deposited sediments, so determining firstly the opening of a narrow through and then its infilling by breccia body coming from the faults walls. This infilling will continue in successive stages. During one of these stages, the breccia might have isolated a small stretch of water, where laminites begin depositing.

Phase 6: The laminitic body yielding dinosaur skeleton is characterized by a wide range of intraformational deformations (slumps, load structures) that can be referred to a noticeable instability of the bottoms due to their overall dipping towards south and to a synsedimentary tectonics.

Taking in account the lacking of clear emersion evidences and the presence of gravity driven deposits a relatively deep environment may be inferred; as a working hypotesis we speculate that laminites represent the infilling of a narrow trough related to a synsedimentary tectonics opened inside a supratidal environment of the carbonate platform and influenced by fresh water and marine influx, as demonstrated by the $\delta^{13}\text{C}$ data.



5
 Origine ed evoluzione del bacino del Villaggio del Pescatore. Sezione longitudinale (sinistra) e trasversale (destra).
 Origin and evolution of the Villaggio del Pescatore basin. Longitudinal section (right) and trasversal (left).

The importance of the site is undoubtedly due to the discovery of dinosaur remains, including complete and articulated skeletons. Most of the specimens seem to belong to a single taxon of Iguanodontian ornithopods. It is better avoiding to refer it to the clade Hadrosauria (Hadrosauridae), as commonly done in the past, because such attribution has not been yet confirmed by a cladistic analysis. Actually, the ornithopods from the Villaggio del Pescatore site could be basal hadrosaurs or derived Iguanodontians but more primitive than Hadrosauridae (Dalla Vecchia & Buffetaut, 2006). Undoubtedly, nobody expected to find such typically continental animals in the Karst. In fact, during Late Cretaceous times the region belonged to the northern point of a wide carbonate platform - the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform - a prevailing marine environment that according to the paleogeographic reconstructions was isolated in the middle of Tethys. The international importance of the dinosaurs from this site partly depends upon their systematic position, still to be scientifically established. In fact, while the Iguanodontians more primitive than Hadrosauridae have a nearly cosmopolite distribution, the hadrosaurs have a more limited zoogeographic occurrence. The presence of an hadrosaur in the middle of the Tethys Ocean, between the Afroarabian Continent to south and the islands of the European Arcipelago to north, would arise interesting questions about the geographic links that would have allowed the arrival on the platform of such dinosaurs.

The practically complete and perfectly articulated skeleton prepared for exhibition (nicknamed "Antonio") and a second articulated one not prepared yet (nicknamed "Bruno") are the remains of a basal hadrosaur or a derived Iguanodontian (but more primitive than Hadrosauridae) most complete ever found in the world. Also, the site, that surely preserves other interesting specimens, is potentially one of the most important dinosaur sites in Europe.

Il Cretacico del Settore sloveno del plateau di Trieste-Komen

Bogdan Jurkovšek, Bojan Ogorelec
e Tea Kolar-Jurkovšek

In un senso geotettonico ampio, il Carso appartiene alle Dinaridi esterne, mentre più specificamente può essere definito come il Plateau (*synclinorium*) di Trieste - Komen. Durante il Mesozoico il sud-est della Slovenia apparteneva al dominio della piattaforma Adriatico-Dinarica, che rappresentava una tra le più estese piattaforme carbonatiche mesozoiche. La struttura geologica del Carso è caratterizzata da una successione di sedimenti in facies di piattaforma carbonatica che supera in alcuni casi lo spessore di 2000 m. La porzione più cospicua del settore centrale del Carso è rappresentata da formazioni cretatiche (6), che si succedono verticalmente e sostituiscono lateralmente in relazione alle condizioni paleogeografiche e paleologiche, assieme alle influenze locali e globali sugli ambienti sedimentari.

Tra queste ultime, si distinguono con estrema chiarezza i cambiamenti globali del livello del mare e gli eventi anossici oceanici, la cui registrazione si ritrova differentemente rappresentata nei differenti settori della piattaforma carbonatica Adriatico-Dinarica (Gušić & Jelaska, 1990; Velić *et al.*, 1995; Jurkovšek *et al.*, 1996).

Nel settore sud-occidentale della Slovenia, comunque, la piattaforma carbonatica è principalmente formata da carbonati di mare poco profondo e, dal punto di vista paleogeografico, risulta paleogeograficamente omogenea durante tutto il Cretacico inferiore e nella parte basale di quello superiore. Questo è supportato da alcuni orizzonti stratigrafici che si ritrovano uniformemente rappresentati su di un'ampia area della piattaforma Adriatico-Dinarica. Nel Cretaceo inferiore questi orizzonti sono rappresentati dai livelli

a *Palorbitolina*, *Mesorbitolina* e dalla breccia di emersione, che si interpone fra di essi (Velić *et al.*, 1995b; Jurkovšek *et al.*, 1996).

Il successivo importante evento geologico in piattaforma si registra al passaggio Cenomaniano-Turoniano. Un innalzamento eustatico del livello marino durante il Cenomaniano superiore–Turoniano inferiore (Haq *et al.*, 1987; Gušić & Jelaska, 1990, 1993; Jenkyns, 1991; Jelaska *et al.*, 1995; Velić *et al.*, 1995a) provocò un temporaneo annegamento dell'intera piattaforma.

L'evento di annegamento ebbe una minore durata nel settore sudorientale ed è spiegato da un sollevamento tettonico. I calcari depositati durante quest'intervallo sul plateau di Trieste-Komen sono stati riuniti nella Formazione di Repen (Jurkovšek *et al.*, 1996) che include, inoltre, calcari bioclastici a rudiste e micriti con *Calcisphaera*.

Nel tardo Turoniano l'improvvisa caduta eustatica del livello marino (Haq *et al.*, 1987) interruppe la deposizione della Formazione di Repen. Questa variazione del livello marittimo trova la sua espressione nella rapida transizione litologica a calcari di mare basso spesso caratterizzati da cavità d'essiccamento, e localmente a calcari oncolitici. Si osservano inoltre fasi di *shallowing* ed emersione di breve durata

Segue una stabile sedimentazione di acqua poco profonda che nel plateau Trieste-Komen diede luogo alle spesse bancate delle Formazioni di Sežana e di Lipica (Stop 2, Lipica *quarry*). Nel Santoniano superiore ed anche più marcata-mente nel Campaniano, cominciò una lenta differenziazione paleogeografica della regione. Nel tardo Santoniano-Campaniano, in una parte del plateau di Trieste-Komen (a nord di Lipica), l'innalzamento eustatico del livello marino è registrato dalla presenza di influenze pelagiche nei sedimenti di laguna (Summesberger *et al.*, 1999; Cavin *et al.*, 2000; Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 2006), mentre nel settore meridionale della piat-

taforma lo stesso intervallo temporale è contraddistinto da una fase di emersione. Quest'ultima durò fino al tardo Maastrichtiano ed oltre. L'età della superficie di emersione tra le formazioni di Lipica e del Liburnico gradualmente aumenta dal nord al sud (Pleničar & Jurkovšek, 1997; Pleničar, 2005). La fase di emersione menzionata è bene riconoscibile nelle parti stabili della piattaforma Adriatico-Dinarica.

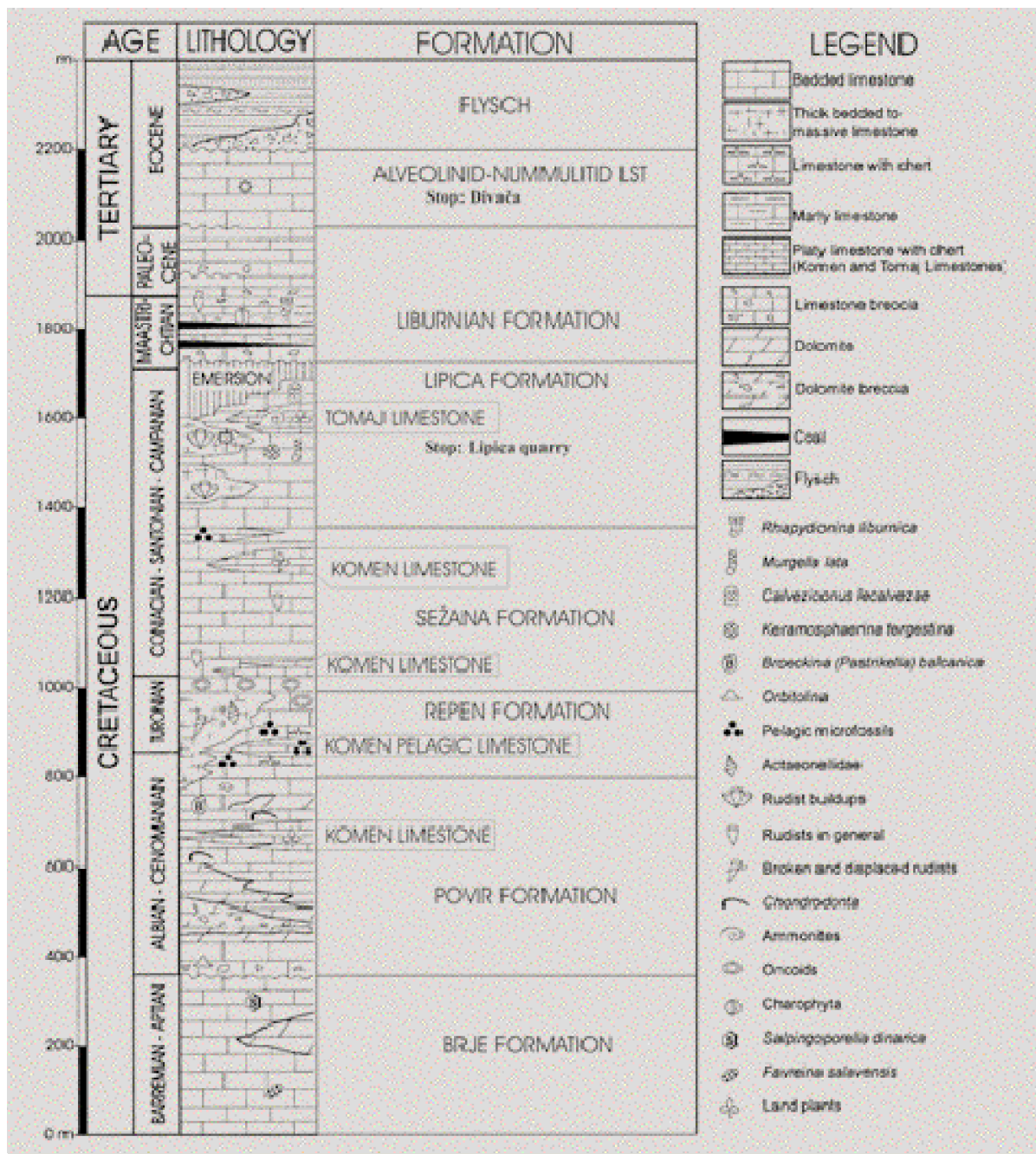
La differenziazione paleogeografica continuò durante il Maastrichtiano inferiore e il Paleogene. La Formazione del Liburnico si depositò in ambienti sedimentari differenti all'interno della piattaforma carbonatica (Drobne *et al.*, 1988; Ogorelec *et al.*, 2001).

Cretaceous of the slovenian part of the Trieste-Komen Plateau

Bogdan Jurkovšek, Bojan Ogorelec, Tea Kolar-Jurkovšek

Kras in a wider geotectonic sense belongs to the Outer Dinarides, but in a strict tectonic sense, it can be defined as the Trieste-Komen plateau (*synclinorium*) or the Komen thrust sheet.

During the Mesozoic, south-western Slovenia was part of the Adriatic-Dinaric carbonate platform, which was one of the largest Mesozoic carbonate platforms. The geological structure of Kras is characterized by prevailing platform carbonates exceeding altogether a thickness of 2000 m. The greater part of central Kras belongs to Cretaceous formations (6) alternating vertically and horizontally, depending upon paleogeographic and paleoecological conditions, and local and global influences on the sedimentary environment. Among the latter, there were most distinctly the global changes of the sea level and oceanic anoxic events that were variously reflected in different parts of the



6
Colonna stratigrafica dei depositi del Cretaceo e del Paleogene del Plateau di Trieste-Komen con la posizione degli stop (modificata da Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 2006).

Stratigraphic column of the Cretaceous and Paleogene beds of the Trieste-Komen plateau with marked positions of the observation points (modified after Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 2006).

Adriatic-Dinaric carbonate platform (Gušić & Jelaska, 1990; Velić *et al.*, 1995; Jurkovšek *et al.*, 1996).

However in southwest Slovenia, the carbonate platform is mainly formed of shallow-water carbonates and it was paleogeographically homogeneous in Early Cretaceous and in lowermost Late Cretaceous. This is supported by certain stratigraphic levels that are developed even in a wider area of the Adriatic-Dinaric carbonate platform. In the Lower Cretaceous, these are *Palorbitolina* level, *Mesorbitolina* level and the emersion breccia between them (Velić *et al.*, 1995; Jurkovšek *et al.*, 1996). The following important geological event on the platform took place at the Cenomanian - Turonian boundary. Eustatic sea level rise during the Late Cenomanian - Early Turonian (Haq *et al.*, 1987; Gušić & Jelaska, 1990, 1993; Jenkyns, 1991; Jelaska *et al.*, 1995; Velić *et al.*, 1995) caused temporary drowning of the entire platform. The drowning event lasted shorter in the south-eastern part, which is explained by tectonic upthrow. The limestones that were deposited during that time on the Trieste-Komen plateau have been assembled into the Repen Formation (Jurkovšek *et al.*, 1996) that next to the bioclastic rudist limestones also includes the *Calcisphaera*-bearing micrites.

In the Late Turonian, the sudden drop of the eustatic sea level (Haq *et al.*, 1987) interrupted the deposition of the Repen Formation. This change in the sea level had its expression in a rapid lithologic transition into shallow marine limestones, often with desiccation pores, and locally to oncoidal limestones. Shallowing and some shorter emersion phases are observed too. A stable shallow water sedimentation followed in the Trieste-Komen plateau and resulted in the thick beds of the Sežana and Lipica

Formations (Stop 2 - Lipica quarry). In the Upper Santonian and even more marked in the Campanian, a slow paleogeographic differentiation of the region became observable. In one part of the Trieste-Komen plateau (north from Lipica) a Late Santonian-Campanian eustatic sea level rise was reflected in the lagoonal sediments with pelagic influence (Summesberger *et al.*, 1999; Cavin *et al.*, 2000; Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 2006) while in the south an emersion took place at the same time. It lasted until Late Maastrichtian or even longer. The age of the emersion boundary between the Lipica and Liburnian Formations is gradually increasing from the north to the south (Pleničar & Jurkovšek, 1997; Pleničar, 2005). The mentioned emersion phase is well recognizable in the stable parts of the Adriatic-Dinaric platform.

The differentiation of the territory continued during the Early Maastrichtian and Paleogene. The Liburnian Formation was deposited in diverse sedimentary environments of the shallow carbonate platform (Drobne *et al.*, 1988; Ogorelec *et al.*, 2001).

stop 2

**La Formazione
di Lipica affiorante
nelle cave di Lipica**

**The Lipica Formation
in the Lipica quarry**

Bogdan Jurkovšek,
Bojan Ogorelec,
Tea Kolar-Jurkovšek

La parte economicamente più importante delle rocce carbonatiche nella regione del Carso è rappresentata dalla Formazione di Lipica contenente numerose varietà di calcare che differiscono in tessitura così come in colore. Solo da due cave in questa Formazione, a cui sono associate bioerme e biostroma a rudiste, si estraggono ancora materiali per costruzioni architettoniche. Se in passato era estratta una gran varietà di calcari, qualora questi si presentassero in strati sufficientemente spessi, la produzione è oggi limitata a due soli tipi provenienti dalle Cave di Lipica, localizzate a nord e nord-ovest dell'Horse-breeding e del Centro turistico di Lipica (7). Il primo tipo è il "Lipica unito", grigio-oliva chiaro, uniforme, compatto, da grana fine a grossolana in cui si rinvencono fossili e loro frammenti non più grandi di qualche millimetro. Il secondo tipo è il "Lipica fiorito", che comunemente si presenta grigio chiaro, a matrice finemente granulare, talora poroso, con numerosi fossili (per lo più rudiste) di varia taglia ed irregolarmente distribuiti.

La fauna a rudiste del calcare di Lipica nella cava di Lipica 1 è rappresentata dalle seguenti specie: *Bournonia* cf. *retrolata* Astre, *B. wiontzeki* Pejović, *Bournonia* sp., *Biradiolites* cf. *zucchii* Caffau & Pleničar, *Radiolites* cf. *dario* (Catullo), *galloprovincialis* Matheron, *R. spinulatus* Parona, *R. cf. squamosus* D'Orbigny, *Sauvagesia tenuicostata* Polšak, *Sauvagesia* sp., *Medeella zignana* (Pirone), *Gorjanovicia* cf. *costata* Polšak, *Praelapeirouseia wiontzeki* Slišković, *Praelapeirouseia* sp., *Katzeria hercegovinaensis* Slišković, *Hippuritella castroi* Vidal, *H. sarthacensis* var. *peroni* (Douvillé), *H. sulcatissima* (Douvillé), *H. cf. variabilis* (Munier-Chalmas), *Vaccinites vredenburgi* Kühn e *V. oppeli* Douvillé (Pleničar & Jurkovšek, 1997; Pleničar, 2005). Questa associazione è rappresentativa delle biostrome a rudiste del Santoniano-Campaniano della piattaforma Adriatico-Dinarica.

L'orizzonte calcareo ricco in rudiste delle cave di Lipica è presente nella parte centrale ed economicamente più interessante della Formazione di Lipica, nelle immediate vicinanze del paese che dà il nome alla Formazione stessa. Da un punto di vista strutturale gli strati affiorano sul fianco nord orientale della sinclinale di Lipica il cui asse risulta leggermente immergente a suddest.

La formazione di Lipica poggia su circa 400 m di calcari stra-

tificati biomicritici grigi e grigio-oliva della Formazione di Sežana, che è tipicamente caratterizzata da una sedimentazione di relativa bassa energia (1-2). Solo in alcune porzioni, specialmente in quelle superiori, vicino alla formazione di Lipica, sono stati osservati indici di una sedimentazione di energia più elevata (2-3). In particolare, si rinvenivano livelli di calcari con abbondanti rudiste, anche se biostromi in posizione primaria sono rari nella Formazione di Sežana. La Formazione di Lipica differisce dalla quella di Sežana per la stratificazione in strati più massicci. La particolare struttura e tessitura delle rocce ha fatto sì che fosse scelta già nel passato come fonte di produzione per calcari screziati di alta qualità. Gli strati si originarono in un settore dello shelf moderatamente aperto, come è indicato da un'ampia gamma di litologie (grainstone, packstone, calcarenite finemente granulare). La bioclastica del sedimento è rappresentata principalmente da valve di rudiste intensamente bioerose. Le valve possono essere complete. Localmente, sono osservabili bioerme e biostrome ben preservate (Pleničar & Jurkovič, 1996, 1998). Comunemente, le valve si presentano frammentate, come è tipico della maggior parte delle cave attive nella zona di Lipica. (Soldat, 1987; Vesel *et al.*, 1992). Il calcare massiccio della cava Lipica I, in cui non si osservano giunti di stratificazione, deve all'alternanza dei cosiddetti "rosy" (fiorito) ed "unified" (unito), la messa in evidenza di una chiara stratificazione, che è caratterizzata da un'immersione di 35° verso sud-ovest. Assieme alle rudiste, si rinvenivano nel calcare anche milioliti ed altri foraminiferi, tra i quali è piuttosto comune *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas. Nell'orizzonte a rudiste, si osservano localmente isolati noduli di stromatoporoidi e coralli. Anche se non è stato trovato alcun foraminifero importante in questa località, bisogna presumere che gli esemplari molto frequenti di *Keramosphaerina tergestina* (Stache) presenti nei livelli del Lipica "unito", all'interno del calcare a rudiste del tipo "fiorito" ed, ancora, in un livello sette metri sovrastante, siano riferibili al cosiddetto orizzonte principale "keramosphaerino" (Jurkovič *et al.*, 1996). Quest'ultimo è probabilmente sincrono ed indica il Santoniano superiore nella porzione meridionale del plateau di Trieste-Komen.

L'indice di energia del calcare di Lipica è 3, in casi particolari 4. I rari rivestimenti di Cyanophyta su certi fossili ed l'endolitizzazione suggeriscono l'idea di ambiente di shelf poco profondo.

Durante il Campaniano inferiore (i.e. Santoniano superiore), l'ambiente in cui si depositarono i calcari oggi estratti a Lipica, doveva essere verosimilmente un fondo di scarsa profondità. Il mare ritornò solamente nel Maastrichtiano. Sulla Formazione di Lipica quindi si depositarono sedimenti che mostrano caratteristiche di ambiente marino, salmastro e di acqua dolce. Questi sedimenti già furono raggruppati da Stache (1889) nel piano "Liburnico", mentre oggi vengono attribuiti alla Formazione del Liburnico.

The economically most important part of carbonate rocks in the Karst region is represented by the Lipica Formation, which contains numerous limestone varieties that differ in texture as well as in color. All abandoned and the two still producing quarries of architectonic-building stone in the Lipica Formation are associated to vicinity of rudist biostromes and bioherms. Although earlier numerous varieties of limestones were exploited, if only they occurred in sufficiently thick beds, the actual production is limited to the remaining two types that are being produced in the Lipica quarries north and northwest of the Horse-breeding and tourist centre of Lipica (7). The first type is "Lipica unified" ("unito") that is light olive grey, homogeneous, compact, fine- to coarse-grained limestone in which occur fossils and their fragments not larger than several millimetres. The second type of limestone is "Lipica rosy" ("fiorito") that is prevalingly light grey, of fine-grained matrix, somewhat porous. It contains numerous fossil remains of various sizes and in places irregularly distributed, mostly consisting of rudist valves.

The rudist fauna of the Lipica limestone in the Lipica 1 quarry belongs to the following species: *Bournonia* cf. *retrolata* Astre, *B. wiontzeki* Pejović, *Bournonia* sp., *Biradiolites* cf. *zucchii* Caffau & Pleničar, *Radiolites* cf.

dario (Catullo), *R. galloprovincialis* Matheron, *R. spinulatus* Parona, *R. cf. squamosus* D'Orbigny, *Sauvagesia tenuicostata* Polšak, *Sauvagesia* sp., *Medeella zignana* (Pirona), *Gorjanovicia* cf. *costata* Polšak, *Praelapeirouseia wiontzeki* Slišković, *Praelapeirouseia* sp., *Katzeria hercegovinaensis* Slišković, *Hippuritella castroi* Vidal, *H. sarthacensis* var. *peroni* (Douvillé), *H. sulcatissima* (Douvillé), *H. cf. variabilis* (Munier-Chalmas), *Vaccinites vredenburgi* Kühn and *V. oppeli* Douvillé (Pleničar & Jurkovšek, 1997; Pleničar, 2005). The stated rudists are typical representatives of the Santonian-Campanian rudist biostromes on the Adriatic-Dinaric carbonate platform. The limestone horizon with rich rudist fauna of the Lipica quarries lies in the central, economically most interesting part of the Lipica Formation in the immediate vicinity of Lipica, the village that gave the name to the formation. Structurally the beds lie in the northeast flank of the Lipica syncline, the axis of which is slightly plunging towards southeast. The Lipica Formation is underlain by approximately 400 m of layered and bedded grey to olive grey biomicritic limestone of the Sežana Formation that has a relatively low energy index (1-2). Only in places, especially in its upper part, near to the Lipica Formation, a somewhat higher value of the energy index can be observed (2-3). In particular levels in the limestone occur abundant rudist valves, although the rudist biostromes in primary position are rare in the Sežana Formation. The Lipica Formation differs from the Sežana Formation especially by comparatively very thick beds. Owing to its favourable structure and texture, already in the past the stone has been a favoured source for quarrying high-quality variegated limestones. The beds were deposited on a moderately open part of the shelf for which the varieties of grainstone to *packstone* with all passages to fine-grained biocalcarenites were characteristic. The skeleton of rock consists mainly of valves of rudist lamellibranches that are as a rule intensely endolithified. The valves might be still complete, and locally even entire undamaged bioherms and biostromes could be observed (Pleničar & Jurkovšek, 1996, 1998). Predominantly, however, the

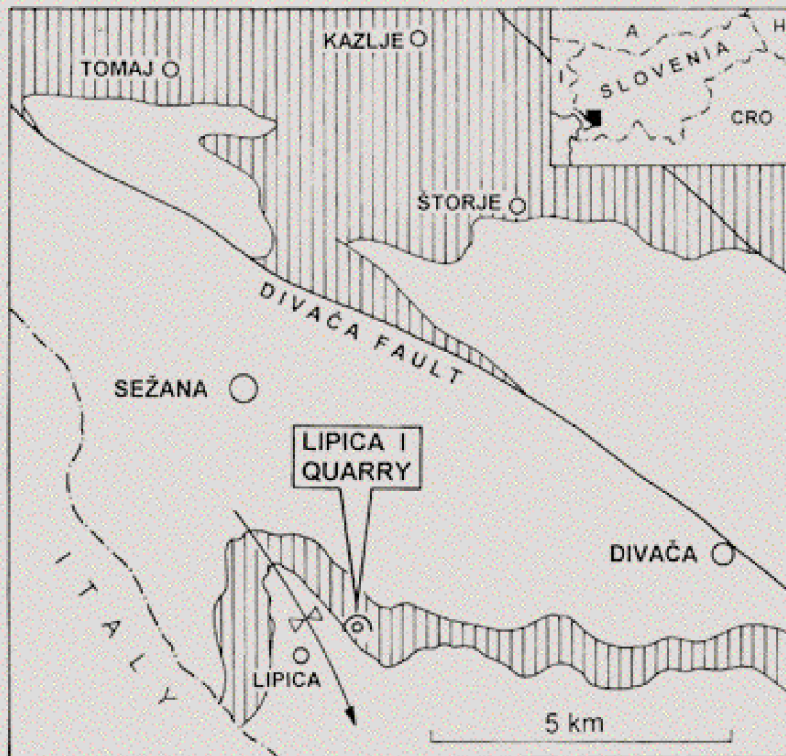
rudist valves are fragmented, which is typical for the major part of the productive zone of the Lipica quarries (Soldat, 1987; Vesel *et al.*, 1992). The massive limestone of the Lipica I quarry in which no physical boundaries between layers occur, gives owing to alternation of the so-called unified ("unito") and rosy ("fiorito") limestone types - the appearance of a pronounced bedding with dip of 35° towards southwest.

Next to rudists in the limestone also miliolids and other foraminifers are present, among which the rather frequent species *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas. In the investigated rudist horizon locally isolated nodules of stromatoporoids and corals occur. Although in the locality no important leading foraminifers were found, it can be presumed that the very frequent specimens of species *Keramosphaerina tergestina* (Stache) that appear largely in bands of biocalcarenitic limestone ("unito" type) within the rudist limestone ("fiorito" type), and in a level seven meters higher, belong to the so-called main *keramosphaerinic* horizon (Jurkovšek *et al.*, 1996). The latter is probably synchronous, which indicates the Late Santonian age of these beds in the region of the southern part of the Trieste-Komen plateau. The energy index of the Lipica limestone is 3, and exceptionally 4. Rare coatings of cyanophyta on certain fossils and endolithization support the concept of a very shallow shelf.

During the Early Campanian the depositional environment in which earlier, i.e. in Late Santonian, the limestones of the present Lipica quarries deposited, was already low land. The sea returned in the Maastrichtian only. On the Lipica Formation then deposited beds that show characteristics of marine, brackish and freshwater environment. These beds were united already by Stache (1889) into the "Liburnian stage", while today they are attributed to the Liburnian Formation.

Localizzazione delle cave di Lipica, e dei livelli appartenenti alla Formazione di Lipica (da Pleničar & Jurkovšek, 1997).

Location map of the Lipica quarry with marked beds of the Lipica Formation (after Pleničar & Jurkovšek, 1997).



Inquadramento geologico del Paleogene nel SO della Slovenia

Katica Drobne, Bojan Ogorelec

Nella Slovenia sud-occidentale, la trasgressione marina iniziò da nord nel Cretacico e continuò nel Paleogene. Nell'ambiente marino profondo, la deposizione del flysch ebbe luogo dal Cretacico all'Eocene medio. Nei calcari, il passaggio K/T è stato documentato dall'estinzione di una parte del biota e da segnali isotopici, mentre il passaggio Pc/E è caratterizzato da cambiamenti della composizione del nannoplancton e degli isotopi stabili, nonché da un aumento della concentrazione di Ir (Pavšič, 1981; Pavšič & Dolenc, 1995; Pavšič *et al.*, 1996; Dolenc *et al.*, 2000 a,b).

Nella piattaforma cretacica, la deposizione di sedimenti marini di acqua bassa fu continua dal Maastrichtiano al Paleocene. In corrispondenza della transizione tra il dominio marino aperto e lo shelf interno, si depositò un calcare scuro tipico dell'ambiente intertidale (sezione di Dolenja Vas, Drobne *et al.*, 1988, 1995, 1996). Nella parte più protetta dello shelf, la deposizione di sedimenti lagunari fu interrotta da episodiche emersioni, come è documentato dalla presenza di *Microcodium* (sezioni di Padricano e Čebulovica; Pugliese *et al.*, 1995; Ogorelec *et al.*, 2001; Košir, 2004; Ogorelec *et al.*, 2005; Drobne *et al.*, in print) (8).

Il passaggio K/T è stato identificato in un sottile straterello di breccia intertidale. Questo è documentato dal rinvenimento di iridio, oro ed altri elementi (Ga, Co, Ni, V, Sm, Zr; Hansen & Toft 1996; Palinkaš *et al.*, 1996) ed, in particolare, dall'estrema negativizzazione di $\delta^{13}\text{C}$ (< -8‰; Dolenc *et al.*, 1995; Ogorelec *et al.*, 1995; Riccamboni, 2006). Negli strati del Daniano e Selandiano (SBZ 1 e SBZ 2), associazioni a caraccee e dasycladacee furono caratteristiche di ambienti salmastri e marini marginali. Stache (1889) riportò per questi strati la descrizione ancor valida del nuovo genere che comprende la

specie nuova *Lagynophora liburnica*, tipica del Daniano e Selandiano. Altre specie indicative di questi strati sono le dasycladacee *Decastroporella triestina* Barattolo (1998) and *Drobnella slovenica* Barattolo (Buser & Radoičić, 1987; Barattolo, 1998; Ogorelec *et al.*, 2001, 2005). Inoltre, nel margine della piattaforma sono stati riconosciuti coralli (Turnšek & Drobne, 1998).

Nel Paleocene superiore (Thanetiano) avvenne un approfondimento e le associazioni a foraminiferi furono dominate da miliolidi di piccole e grandi dimensioni, con trematofore (tra cui *Periloculina slovenica* Drobne), *Glomalveolina primaeva* (Reichel) e forme coniche agglutinanti, quali *Fallotella alavensis* (Mangin), *Coskinon rajkae* (Hottinger & Drobne). Le specie suddette sono tipiche della SBZ 3 (Serra-Kiel *et al.*, 1998). Verso il passaggio con il Thanetiano superiore (SBZ 4), gli ambienti si differenziarono notevolmente e furono caratterizzati da abbondanti popolazioni di assiline, tra cui *Assilina azilensis* (Tambareau), *Ass. yvettae* Schaub in alternanza con *Lacazina blumenthali* Reichel et Sigal. La comparsa delle prime genuine alveoline, tra cui *Alveolina aramaea* Hottinger, segna temporalmente l'inizio della stabile e consolidata evoluzione delle alveoline e delle nummuliti, che è documentata nella piattaforma carbonatica della Slovenia sud-occidentale e dell'Istria centrale a partire dall'Ilerdiano (parte bassa dell'Ypresiano, SBZ 5) verso il Luteziano medio (SBZ 14) dei cosiddetti «Limestone with *Alveolinas* and *Nummulites*» (indicato con »ANA«) o «Foraminifera Limestone» in Croazia (Stache, 1880, 1889; Drobne 1977; Drobne & Pavlovec (eds) 1991 – IGCP 286; Ogorelec & Drobne in Jurkovšek *et al.*, 1996, Čosović & Drobne 1998; Drobne *et al.*, 2006).

Lo studio delle specie e associazioni a foraminiferi ha consentito di definire nell'ANA i macroforaminiferi delle zone SBZ 5-SBZ 14. Le specie caratteristiche delle sezioni della Slovenia

sud-occidentale e dell'Istria centrale (Dolenja Vas, Veliko Gradišče, Golež, Pićan) (9, 10), sono servite per la definizione della *Standard Shallow Benthic Zonation* (SBZ 1 – SBZ 20), riconosciuta nell'intera Neo-Tetide per l'intervallo 65-39.9 Ma, ovvero dal Daniano all'Oligocene (Serra-Kiel *et al.*, 1998).

In Slovenia sud-occidentale e in Istria centrale, lo studio dettagliato delle litofacies e microfacies, assieme a quello delle associazioni a foraminiferi, ha consentito la definizione di unità paleogeografiche, chiamate «Zone biosedimentarie» (BiosZ 1-BiosZ 4) (11). I criteri usati per queste suddivisioni sono età e durata della sedimentazione carbonatica e diversità delle associazioni a foraminiferi. Le zone biosedimentarie BiosZ 1–BiosZ 4 si succedono le une alle altre dal margine settentrionale della piattaforma verso sud-ovest, estendendosi più o meno secondo una direzione dinarica (Drobne, 2000, 2003; Premru *et al.*, 2006; Drobne *et al.*, in *print*).

BiosZ 1: bacino del flysch, lungo il margine settentrionale della piattaforma; dal Cretacico superiore (parte alta) al Cuisiano: Goriška Brda hills, Vipava valley, margine orientale di Brkini (Cimerman *et al.*, 1974; Drobne & Bačar, 2003).

BiosZ 2: margine settentrionale e parte centrale della piattaforma; sedimentazione marina e salmastra, con episodiche emersioni nella parte centrale; dal passaggio K/T boundary alla fine del Paleocene; Fajti hrib, Dolenja Vas. Dopo una sedimentazione carbonatica continua dal K/T alla fine dell'Ilerdiano, la transizione a sedimenti tipo-flysch ha luogo nel Cuisiano inferiore; sezioni tra Sopada, Padriciano, Veliko Gradišče, Dane, Slivje e, ad oriente, da Bakarac a Novi Vinodolski (Drobne, 1977; Delvalle & Buser, 1990; Drobne & Pavlovec (eds.) 1991 – IGCP 286, Pugliese *et al.*, 1995; Drobne *et al.*, 1996; Jurkovšek *et al.*, 1996; Košir, 1997; Drobne *et al.*, 2006).

BiosZ 3: una stretta fascia da Glinščica al margine settentrionale dell'Isola di Krk, attraverso le scarpate sud-occidentali della čičarija;

sviluppo dei carbonati dal passaggio K/T al Cuisiano superiore, per diventare bacino di flysch nel Luteziano inferiore (SBZ 13): sezioni Golež, Podgorje (BiosZ 3a). Nella zona BiosZ 3b: sezioni Rosandra (Glinščica), Prešnica, Voz – isola di Krk; carbonati dal Cuisiano medio al superiore, con passaggio a sedimentazione di flysch durante il Luteziano inferiore. L'associazione comune alle due zone 3a e 3b è caratterizzata dalla linea della specie *Alveolina histrica* (Bignot 1972; Drobne, 1977; Drobne & Trutin, 1997; Gozzi, 2003).

BiosZ 4: Istria settentrionale e centrale; lagunare (con depositi di carbone a Sečovelje e Podpićan; Hamrla, 1988) o sedimentazione carbonatica; dal Cuisiano medio al Luteziano medio; passaggio a flysch nel Luteziano medio; Sečovelje, Šterna, Rakitovec, Kuk, Boljun, Isola di Krk in BiosZ 4a (senza *Alveolina* Stache), e in un'area più vasta nella parte meridionale del bacino di Pazin basin, con *C. liburnica* quale specie-tipo, a Karojba, Pićan, Koromačna nella zona BiosZ 4b (Hottinger & Drobne, 1980, Drobne & Pavlovec (eds.), 1991 – IGCP 286).

La posizione della zona biosedimentaria paleogenica è confrontabile con l'unità tettonogenetica introdotta da M. Herak (1999). Lo sviluppo del flysch nella zona Bios Z 1 corrisponde con il suo «*Epiadriaticum*» e lo sviluppo dei carbonati nelle zone Bios Z 2-Z 4 con il suo «*Adriaticum*». Questo confronto è possibile lungo la costa adriatica ed anche in Herzegovina (Drobne & Trutin 1997; Drobne *et al.*, 2000, Drobne, 2003; Premru *et al.*, 2006). Nella regione carsica, in generale, è possibile effettuare correlazioni sulla base dei macroforaminiferi. Le stesse associazioni di specie sono rinvenibili nella parte centrale della Neo-Tetide occidentale, dai Pirenei alla turchia, Egitto, Pakistan e Oman (Schwager, 1883; Tambareau, 1972; Hottinger, 1980; White, 1994; Gietl, 1996; Wielandt, 1996; Drobne *et al.*, 2002 a, b; Drobne & Hottinger, 2004; Sameeni & Butt, 2004; Sirel, 2004).

L'inizio della sedimentazione del flysch avvenne

gradualmente da nord a sud sulla piattaforma sommersa. A nord, nell'area della zona Bios Z 1, il flysch è presente a partire dal Cretacico basale in avanti. Nella zona Bios Z 2, il flysch inizia nel Cuisiano inferiore, mentre nelle zone Bios Z 3 e Bios Z 4 nel Luteziano inferiore e a partire dal Luteziano medio in avanti, rispettivamente.

La biostratigrafia nel flysch è basata sul nannoplacton calcareo (De Zanche *et al.*, 1967; Pavšič & Peckmann, 1996; Pavšič & Premec-Fuček 2000). In tutte le zone biosedimentarie da Goriška Brda a Sečovelje, sono descritte nummuliti e macrofaune provenienti da strati ben definiti (Pavlovec, 1963, 2003; Pavlovec & Pavšič, 1987; Drobne & Bačar, 2003; Mikuž & Pavlovec, 2002, 2004; Pavlovec & Bačar, 2004; Turnšek & Košir, 2004).

Una revisione della letteratura nella Placca Adria nord-occidentale è riportata in lavori di Pavlovec *et al.* (1989) e Pignatti *et al.* (1998), sui foraminiferi bentonici.

Geologic Overview of the Paleogene in SW Slovenia

Katica Drobne, Bojan Ogorelec

In SW Slovenia, the marine transgression from the north initiated during the Cretaceous and continued into the Paleogene. In the deeper marine environment, the deposition of flysch sediments persisted from the Cretaceous to the Middle Eocene. The K/T boundary has been recognized by the extinction of some biota and by the isotopic signal in the limestones, whereas the Pc/E passage is characterized by changes in the nannoplankton, the stable isotopes and an increase in the iridium content (Pavšič, 1981; Pavšič & Dolenc, 1995; Pavšič *et al.*, 1996; Dolenc *et al.*, 2000 a,b).

In the Cretaceous platform area, the deposition of shallow marine sediments continued

from the Maastrichtian into the Paleocene. At the contact between the open marine and the restricted shelf realms, a dark limestone typical of the intertidal environment was deposited (Dolenja Vas profile, Drobne *et al.*, 1988, 1995, 1996). On the inner part of the shelf, lagoonal sediments interrupted by episodic emersions characterized by *Microcodium* are observed (Padriciano, Čebulovica profiles: Pugliese *et al.*, 1995; Ogorelec *et al.*, 2001; Košir, 2004; Ogorelec *et al.*, 2005; Drobne *et al.*, in print)(8).

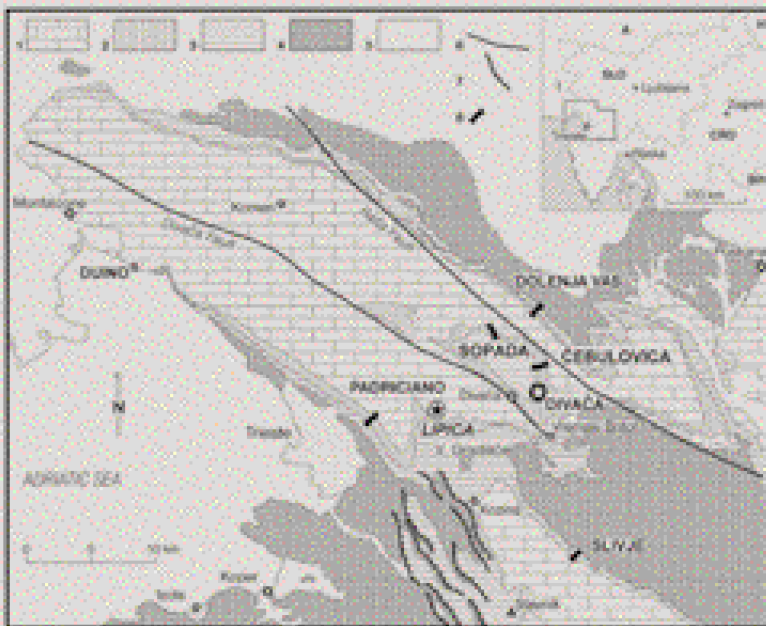
The K/T boundary was recognized in a thin layer of intertidal breccia at the base of the Paleocene. It is indicated by the enhanced contents in iridium, gold and some other elements (Ga, Co, Ni, V, Sm, Zr; Hansen & Toft 1996, Palinkaš *et al.*, 1996), and in particular by the extreme depletion of $\delta^{13}\text{C}$ ($< -8\%$; Dolenc *et al.*, 1995; Ogorelec *et al.*, 1995, Riccamboni, 2006). In the younger beds of the Danian and Selandian (SBZ 1, SBZ 2), characcean assemblages and dasycladacean assemblages thrived in the brackish and marginally marine environments. Stache (1889) published from these beds the still valid description of the new genus and species *Lagynophora liburnica*, which is the index fossil for the Danian and Selandian. Other dasycladacean marker species described from these beds are *Decastroporella triestina* Barattolo (1998) and *Drobnella slovenica* Barattolo (Buser & Radoičić 1987; Barattolo, 1998; Ogorelec *et al.*, 2001, 2005). In addition, corals occur at the platform edge (Turnšek & Drobne, 1998).

In the Upper Paleocene (Thanetian), the water depth increased and the foraminiferal assemblages are dominated by small and large miliolids with trematophores (among them *Periloculina slovenica* Drobne), *Glomalveolina primaeva* (Reichel) and the conical agglutinated forms *Fallotella alaven-*

8

Carta geologica con la posizione degli stops di Lipica e Divača nell'area del Carso (Slovenia e Italia) (da Drobne 1977, completata da Cucchi cfr. Pugliese et al. 1995). 1 - Cretacico; 2 - Form. del Liburnico. (Maastrichtiano e Paleocene inferiore); 3 - Calcarei ad *Alveolina* e nummuliti (Eocene Inferiore); 4 - Flysch paleogenico; 5 - sedimenti alluvionali; 6 faglie; 7 - sovrascorrimenti; 8 - sezioni; 9 - stops.

General geological map with stops Lipica and Divača in the Karst area (Slovenia and Italia) (according to Drobne, 1977, accomplished by Cucchi cfr. Pugliese et al. 1995). 1- Cretaceous; 2 Liburnian Fm. (Maastrichtian and Lower Paleocene); 3 - *Alveolina* -nummulitic Lmst (lower Eocene); 4 - Paleogene Flysch; 5 - Alluvium; 6 - Fault; 7 - Overthrust; 8 - section; 9 - stops.



sis (Mangin), *Coskinon rajkae* (Hottinger & Drobne). They are index species of SBZ 3 (Serra-Kiel *et al.*, 1998). The highly differentiated platform paleoenvironments of the transition into the upper Thanetian (SBZ 4) are characterized by in part abundant populations of assilinas, e.g.s *Assilina azilensis* (Tambareau), *Ass. yvettae* Schaub alternating with *Lacazina blumenthali* Reichel *et al.* Sigal. The appearance of the first genuine alveolinas, among others with *Alveolina aramaea* Hottinger, indicates the beginning of the stable, consolidated evolution of the alveolinas and nummulites which is documented on the carbonate platform of SW Slovenia and central Istria from the Ilerdian (lower part of Ypresian, SBZ 5) through the middle Lutetian (SBZ 14) in the so-called «Limestone with *Alveolina* and *Nummulites*» (indicated as «ANA») or the «Foraminifera Limestone» in Croatia (Stache 1880, 1889, Drobne 1977, Drobne & Pavlovec (eds) 1991 – IGCP 286, Ogorelec & Drobne in Jurkovšek *et al.* 1996; Čosović & Drobne 1998; Drobne *et al.*, 2006). The study of the foraminiferal species and their assemblages permitted to define in the ANA Complex the larger foraminiferal zones SBZ 5 to SBZ 14. The characteristic species from profiles in SW Slovenia and Istria (Dolenja Vas, Veliko Gradišče, Golež, Pićan) (9, 10), served as the base for the establishment of the *Standard Shallow Benthic Zonation* (SBZ 1 – SBZ 20) recognized in the entire Neo-Tethys for the interval from 65 Ma to 39,9 Ma, *i.e.* from the Danian to the Oligocene (Serra-Kiel *et al.*, 1998). The detailed study of the litho- and microfacies, and of the foraminiferal assemblages in SW Slovenia and Istria of the interval from the K/T boundary to the Bartonian allowed the definition of paleogeographic units, called «Biosedimentary Zones» (BiosZ 1 – BiosZ 4) (11). The criteria used for these subdivision

are the time and duration of the carbonate sedimentation and the diversity of the foraminiferal assemblages. The biosedimentary zones BiosZ 1 to BiosZ 4 succeed each other from the northern edge of the platform towards SW, and extend in a more or less Dinaric direction (Drobne, 2000, 2003; Premru *et al.*, 2006, Drobne *et al.*, in print).

BiosZ 1: flysch basin along the northern rim of the platform; uppermost Cretaceous to Cuisian: Goriška Brda hills, Vipava valley, eastern rim of Brkini (Cimerman *et al.*, 1974, Drobne & Bačar 2003).

BiosZ 2: northern rim and central part of the platform; marine and brackish sedimentation with episodic emersions in the central part; from the K/T boundary to the end of the Paleocene; Fajti hrib, Dolenja Vas. After an uninterrupted carbonate sedimentation from the K/T to the end of the Ilerdian, the transition to flysch-type sediments takes place in early Cuisian time; the profiles between Sopada, Padriciano, Veliko Gradišče, Dane, Slivje and in the east from Bakarac to Novi Vinodolski (Drobne 1977; Delvalle & Buser 1990; Drobne & Pavlovec (eds) 1991 – IGCP 286; Pugliese *et al.*, 1995; Drobne *et al.*, 1996; Jurkovšek *et al.*, 1996; Košir 1997; Drobne *et al.*, 2006).

BiosZ 3: a narrow belt from Glinščica through the SW slopes of čičarija to the northern end of the Krk Island; carbonate development from the K/T boundary to Upper Cuisian, becoming a flysch basin in the early Lutetian (SBZ 13): profiles Golež, Podgorje (BiosZ 3a). In the BiosZ 3b: profiles Rosandra (Glinščica), Prešnica, Voz – on Krk island; carbonates from the middle to late Cuisian with transition to flysch sedimentation during the early Lutetian. The assemblage common to both biozones 3a and 3b are the index species of the *Alveolina histrica* lineage (Bignot, 1972; Drobne, 1977; Drobne & Trutin, 1997; Gozzi, 2003).

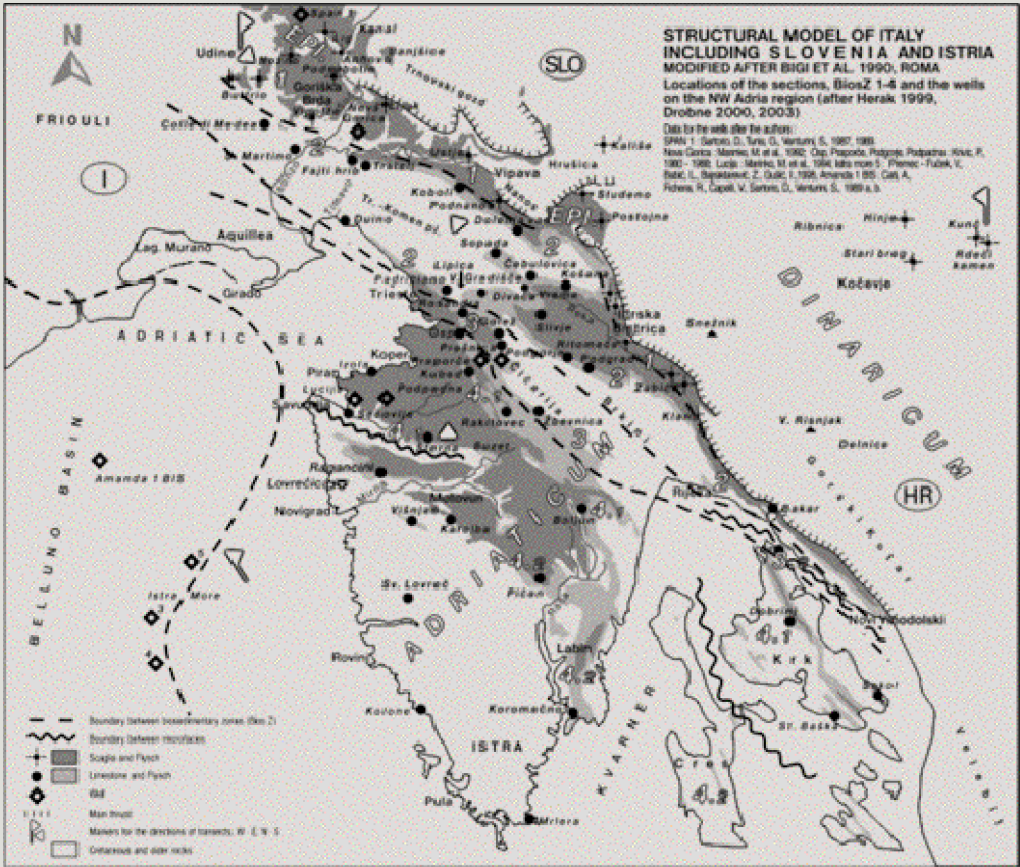
BiosZ 4: north and central Istria; lagoonal (including coal deposits at Sečovlje, Podpičan, Hamrla 1988) or carbonate sedimentation; from middle Cuisian to middle Lutetian; transition to flysch in the middle Lutetian; Sečovlje, Šterna, Rakitovec, Kuk, Boljun, Island of Krk in BiosZ 4a (without *Alveolina* Stache); and a larger area in the southern part of the Pazin basin with *C. liburnica* as type species, in Karojba, Pičan, Koromačna in BiosZ 4b (Hottinger & Drobne, 1980; Drobne & Pavlovec (eds.), 1991 – IGCP 286).

The position of the Paleogene biosedimentary zone is comparable to the tectogenetic units introduced by M. Herak (1999). The flysch development in BiosZ 1 is consistent with his «*Epiadriaticum*», and the carbonate development in BiosZ 2 to BiosZ 4 with his «*Adriaticum*». This comparison is possible along the Adriatic coast and also in Herzegovina (Drobne & Trutin 1997, Drobne *et al.*, 2000, Drobne 2003, Premru *et al.*, 2006). Even more far reaching correlations can be based on the larger foraminifers in the Karst region. The same assemblages of species are found in the central part of the western Neotethys from the Pyrenees in the west to Turkey, Egypt, Pakistan and Oman (Schwager, 1883; Tambareau, 1972; Hottinger, 1980; White, 1994; Gietl, 1996; Wielandt, 1996; Drobne *et al.*, 2002 a, b; Drobne & Hottinger, 2004; Sameeni & Butt, 2004; Sirel, 2004).

The onset of the flysch sedimentation took place gradually from north to south on the stepwise submerging platform. In the North, in the area of BiosZ 1, it is present from the youngest Cretaceous onward. In the BiosZ 2, it starts in the early Cuisian, in BiosZ 3 in the early Lutetian, and in BiosZ 4 from the middle Lutetian onward.

The biostratigraphy of the flysch beds is based on calcareous nannoplankton (De

Zanche *et al.*, 1967; Pavšič & Peckmann, 1996; Pavšič & Premec-Fuček, 2000). In all biosedimentary zones from Goriška Brda to Sečovlje, nummulitids and macrofaunas are described from individual beds (Pavlovec, 1963, 2003; Pavlovec & Pavšič, 1987; Drobne & Bačar, 2003; Mikuž & Pavlovec, 2002, 2004; Pavlovec & Bačar, 2004; Turnšek & Košir, 2004). A review of literature on the NW Adria Plate is published in a paper by Pavlovec *et al.* (1989) and on the benthic foraminifers in Pignatti *et al.* (1998).



No Bios Z	Lithology	U. Cretaceous	K/T, Paleocene	Ypresian		M. Eocene	
				Ilerdian	Cuisian	Lutetian	Bart.
1 ¹ ₂	Scaglia Flysch			Land		Land	
2	Limestone					Land	
3 ¹ ₂	- shallow						
4 ¹ ₂	water	Land, Bauxite, Coal					

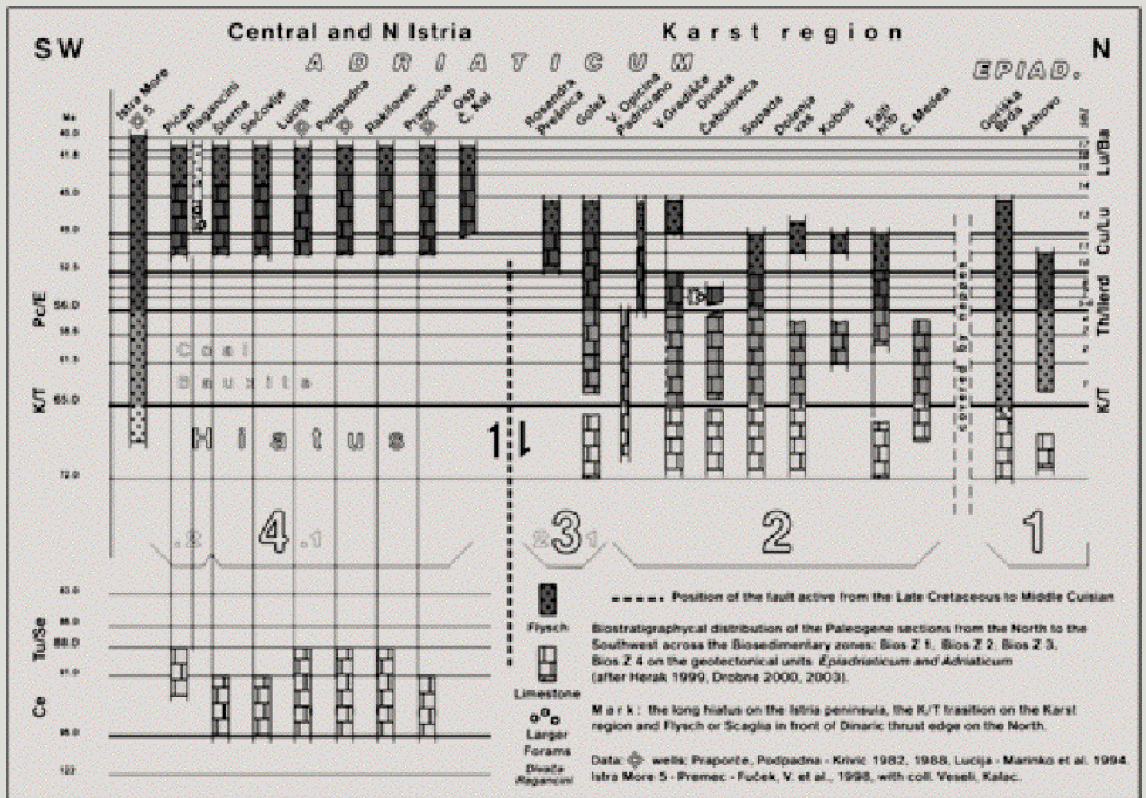
— Faults, troughs, barriers; Positions of Biosedimentary zones 1-4 (Bios Z) from K/T boundary to Middle Eocene on Adriatic plate;

9
 Posizione degli stops (Lipica, Divača; Ragancini, Lovrečica) e delle zone Biosedimentarie paleogene. Position of the stops (Lipica, Divača; Ragancini, Lovrečica) and Paleogene Biosedimentary zones.

10
 Spiegazione all'interno della figura. Explanation into figure.

Alcune sezioni del Paleogene della regione del Carso e dell'Istria centrale con riportate le località di Divača e Ragancini.

Among the Paleogene sections of the Karst region and Central Istria with the localities Divača and Ragancini.



stop 3

Divača

Katica Drobne,
Bojan Ogorelec

La regione del Carso è situata nel settore NW della Piattaforma Carbonatica Adriatica, nel centro di sviluppo dei calcari con *alveolina* e nummuliti. Questi fossili sono stati descritti per la prima volta da G. Stache nel 1880, ma le prime note geologiche risalgono al 1859. Come accade ancora oggi, la maggior attenzione si concentra per quei foraminiferi a «forma di pisello» chiamate *Flosculina* da Stache. La descrizione di queste specie fu data dal suo collega paleontologo C. Schwager nel 1883. Questi analizzò la collezione di foraminiferi di Stache, ed altro materiale proveniente dal deserto Libico e da altre aree dell'Egitto. *Flosculina* fu descritta come un sottogenere del genere *Alveolina* d'Orbigny, 1826.

Attualmente il genere *Alveolina* è valido solo per le specie di dimensioni maggiori da sferiche ad ovoidi, mentre il genere *Glomoalveolina* (Reichel, 1936) è usato per le forme più piccole da sferiche a fusiformi con una struttura analoga a quelle del genere *Alveolina*.

A Divača (**12**), Le alveoline sferiche e una dimensione compresa tra i 3 e gli 8 mm sono le forme più abbondanti. Nella Neo-Tetide le specie *Alveolina daniensis*, *Alveolina solida*, *Alv. pasticillata*, *Alveolina laxa* caratterizzano (**13**) l'Ilerdiano (in letteratura indicata come porzione inferiore dell'Ypresiano). Nell'ambito della *Standard Shallow Benthic Zonation* (Serra-Kiel *et al.*, 1998), queste sono attribuite alle SBZ 6 e 7 (app. Da 55.9 Ma a 55.1 Ma).

Il loro guscio porcellanaceo e la loro forma sferica indica che queste forme vivevano sul fondo marino ad una profondità di 10-30 metri, in un ambiente tranquillo con sufficiente luce e nutrienti, all'interno della fascia tropicale o subtropicale. Dopo la morte, i gusci vuoti venivano facilmente trasportati dalle correnti ed infine concentrati in ricchi accumuli come quelli osservati nei calcari a nummuliti ed alveoline (J. Hohenegger, pers. comm.).

Dove sono stati ritrovati? A Sud di Divača, a Dane, località tipo di *Alveolina daniensis* Drobne, a Bazovica località tipo di *Alveolina laxa* Hottinger, nei NE Pyrenees (Mt. Cayla) località tipo di *Alveolina solida* Hottinger, in Egypt (Gebel Telemet – neotipo) di *Alveolina pasticillata* Schwager, ma l'ultima specie è stata precedentemente descritta nel 1880, 1889 a Divača da Stache (vedi Hottinger, 1960; Drobne, 1977). Lo spessore dei Calcari ad *Alveolina* e nummuliti («ANA») supera 300 m. Il loro colore grigio chiaro, con stratificazione

leggibile in banchi di medio spessore. *Packstone* bioclastici e wackstones prevalgono sui grainstone biosparitici. I calcari si depositarono in un ambiente subtidale di shelf di piattaforma. Nella porzione superiore della Formazione di ANA, le alveoline sono associate con numerose nummulitidi e rari molluschi, brachiopodi, echinidi e coralli (Drobne *et al.*, 2006). Questa breve review delle specie presenti a Divača mostra come questa località sia situata proprio al centro del braccio di mare che durante il Paleocene-Eocene inferiore, dai Pirenei, bordando la penisola iberica arrivava fino all'Egitto e continuava verso Est. Divača con le sue «flosculine» assieme al Paleocene di Čeboulovica non rappresenta quindi un affioramento classico per la stratigrafia del Paleocene (Ogorelec *et al.*, 2001)?

The Karst region is situated in the NW part of the Adriatic Carbonate Platform, in the center of the development of limestones with *alveolinas* and nummulitids. Its fossils have been described as early as 1880 by G. Stache, but geological notes on it date back as far as 1859. As also today, the major attraction were the pea-sized foraminifers named *Flosculina* by Stache. The description of the species was furnished by his paleontologist colleague C. Schwager in 1883. He based it on Stache's collection of foraminifers, and also on his own material from the Libyan Desert and other areas of Egypt. *Flosculina* was described as a subgenus of the genus *Alveolina* d'Orbigny, 1826. At present, the genus *Alveolina* is valid only for the larger spherical and ovoid to fusiform shaped specimens, whereas the genus *Glomalveolina* (Reichel, 1936) is used for the smaller spherical to fusiform species with a structure similar to that of the genus *Alveolina*.

In Divača (12), spherical *alveolinas* with test sizes of 5 mm to 8 mm are most abundant. In the Neo-Tethys, the species *Alveolina daniensis*, *Alveolina solida*, *Alv. pasticillata*, *Alveolina laxa*, (13) characterize the Ilerdian (lower part of Ypresian, early Eocene). Within the *Standard Shallow Benthic Zonation* (Serra-Kiel *et*

al., 1998), they are attributed to SBZ 6 and 7 (app. 55.9 Ma to 55.1 Ma).

Their porcelaneous wall and the spherical shape of the tests indicate that these forms lived on the bottom of the sea at a depth of 10 m to 30 – 40 m depth in a calm environment with sufficient light and food within the tropical to subtropical climatic belt. After death, the empty tests were easily transported by currents and also readily accumulated to such concentrations as those found in the limestones with alveolinas and nummulites (J. Hohenegger, pers. comm.).

Where are they found? South of Divača, at Dane, is the type locality of *Alveolina daniensis* Drobne, in Bazovica of *Alveolina laxa* Hottinger, in NE Pyrenees (Mt. Cayla) of *Alveolina solida* Hottinger, in Egypt (Gebel Telemet – neotype) of *Alveolina pasticillata* Schwager, but the latter species was already proposed in 1880, 1889 from Divača by Stache (see also Hottinger, 1960; Drobne, 1977).

The thickness the Limestone with alveolinids and nummulitids («ANA») reaches up to 300m. Its colour is light gray, the bedding medium to thick. Bioskeletal *packstones* and wackstones are prevailing over biosparitic grainstones. The limestones have been deposited in a shallow subtidal environment on a partly open, well areated carbonate shelf. In the upper part of the ANA Formation, the alveolinids are associated with numerous nummulitids and some molluscs, brachiopoda, echinoids and corals (Drobne *et al.*, 2006). This short review of the species occurring at Divača shows us that this locality is situated right in the center of the marine seaway from the Pyrenees around the Iberian Peninsula to Egypt and further to the East during the Paleocene and the early Eocene. Divača with its «flosculinas» together with the Paleocene of Čeboulovica is quite a classic place of the Paleogene stratigraphy, isn't it (Ogorelec *et al.*, 2001)?

12



12

Posizione della sezione di Divača, lungo la vecchia strada, circa a 1,5 km a NE dell'abitato.

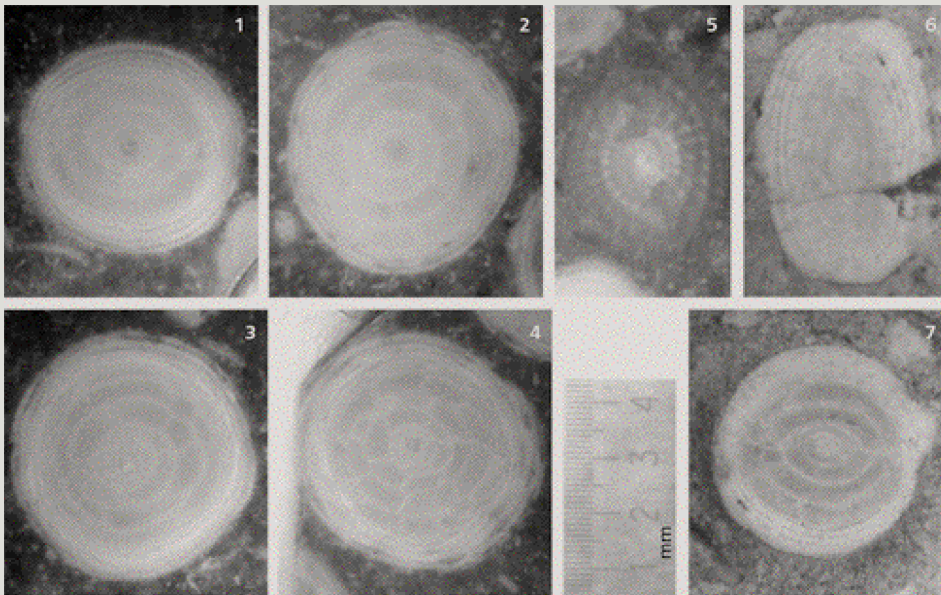
Location of the stop Divača, along the old road, ca 1,5 km, NE from the city.

13

1 - 5: Divača II, lower Ilerdian, parte superiore (SBZ 6), x 10, luce incidente. 1. *Alveolina solida* Hottinger, fA, Div II, 2/1, sezione assiale; 2. *A. solida* fA, Div II/4, sezione equatoriale; 3. *A. daniensis* Drobne, fA, Div II/8, sez. ass.; 4. *A. daniensis*, fA, Div II/2-3, sez. Equat.; 5. *Nummulites* sp. fA, Div II/5, sez. equat. 6 - 7: Divača I, Ilerdiano medio, parte basale (SBZ 7), x 10, sezione con luce incidente naturale. 6. *A. laxa* Hottinger, fA, Div 1-2-5b, sez. ass.; 7. *A. pasticillata* Schwager, Div 1-2-5a, sez. ass.

1 - 5: Divača II, lower Ilerdian, upper part (SBZ 6), x 10, incident light. 1. *Alveolina solida* Hottinger, fA, Div II, 2/1, axial section; 2. *A. solida* fA, Div II/4, equatorial sec.; 3. *A. daniensis* Drobne, fA, Div II/8, axial sec.; 4. *A. daniensis*, fA, Div II/2-3, equatorial sec.; 5. *Nummulites* sp. fA, Div II/5, equatorial sec. 6 - 7: Divača I, middle Ilerdian, lower part (SBZ 7), x 10, incident light, natural surface. 6. *A. laxa* Hottinger, fA, Div 1-2-5b, axial sec.; 7. *A. pasticillata* Schwager, Div 1-2-5a, axial section.

13



Geologia dell'Istria - un'introduzione

Vlasta Čosović, Alan Moro

La gran parte delle informazioni sulla geologia dell'Istria possono essere rinvenute nei fogli e note illustrative della Carta Geologica in scala 1:100.000 della precedente Jugoslavia, pubblicati negli anni '70. Questi contengono dettagliate revisioni su precedenti indagini e una lista di citazioni bibliografiche, comprendenti numerosi articoli di geologi italiani editi verso la fine degli anni '40. Dagli anni '70 ad oggi, studi di dettaglio su litofacies e biofacies nei carbonati di acque basse del Cretacico e del Paleogene sono stati oggetto di numerosi articoli e monografie, costituenti ancor oggi letteratura di riferimento per la geologia della regione. Diversi importanti congressi nazionali ed internazionali, inoltre, hanno prodotto nuovi dati sulla geologia dell'Istria. I dati presentati in questa introduzione alla geologia dell'Istria sono tratti da Velić *et al.* (2002, 2003) and Drobne & Pavlovec (1991). Dal punto di vista geologico, l'Istria può essere suddivisa in tre regioni: 1) piattaforma carbonatica del Giurassico-Cretacico-Eocene dell'Istria meridionale e occidentale; 2) zona carbonatica e clastica del Cretacico-Eocene, caratterizzata da sovrascorrimenti nell'Istria orientale e nord-orientale; 3) bacino del flysch eocenico nell'Istria centrale.

Le peculiarità geologiche della regione sono state evidenziate storicamente dai suoi abitanti che hanno distinto l'Istria in Rossa, Bianca e Grigia. L'Istria Rossa deriva dalla terra rossa ricoprente la gran parte dei terreni carbonatici della piana meridionale e occidentale; Istria Bianca corrisponde ai terreni calcarei carsificati orientali e nord-orientali; Istria Grigia riguarda la parte centrale costituita dal flysch eocenico.

L'Istria appartiene alla parte nord-occidentale della Piattaforma Carbonatica Adriatico-Dinarica (Vlahović *et al.*, 2005) ed è costituita da carbonati di mare basso di età compresa tra il Dogger superiore e l'Eocene medio ed, in subordine, da

rocce silico-clastiche, flysch, brecce calcaree, terra rossa quaternaria e loess.

I depositi più antichi affiorano nell'Istria occidentale, tra Poreč and Rovinj. Dal Bartoniano all'Oxfordiano, ambienti lagunari poco profondi e protetti produssero strati di *mudstones* e *wackestones* fossiliferi con spessore medio-alto (Velić *et al.*, 1989; Velić *et al.*, 2002, 2003).

Nell'Oxfordiano medio-superiore, barre sabbiose costituite da ooidi e bioclasti si originarono nelle parti marginali e poco profonde delle lagune, caratterizzate da elevato idrodinamismo. La tendenza shallowing upward continuò fino alla fine dell'Oxfordiano e durante la parte basale del Kimmeridgiano, producendo brecce locali di regressione. Nell'intervallo Titoniano-Aptiano, l'intera area fu più o meno unita in una piattaforma relativamente poco profonda ed uniforme.

Differenti tipi di depositi sono diffusi nella area di Poreč, presso Kanfanar e Bale, e nel tratto costiero tra Rovinj e l'isola di Veli Brijun; questi depositi sono costituiti, soprattutto, da calcari pelletiferi, stromatoliti ed, in subordine, da brecce di emersione con matrice argillosa, e da dolomie di diagenesi da precoce a tarda. Nel tardo Aptiano, emersioni regionali causarono erosioni di differente entità in depositi barremiani e aptiani, deposizione di brecce di emersione, conglomerati e depositi neri di ambienti umidi costieri e bauxiti (ad esempio a Baderna, Velić *et al.*, 2003). Dopo le estese emersioni nel tardo Aptiano e nell'Albiano basale, nell'Albiano medio, si verificò un'ingressione marina che produsse ambienti peritidali ed aperti, che perdurarono fino al Cenomaniano. Qui, le rudiste (radiolitidi, caprinidi, polyconitidi e ichtyosarcolitidi) prosperarono. Tra la fine del Cenomaniano e l'inizio del Turoniano, si verificò nell'Istria meridionale l'annegamento di ambienti di piattaforma, come testimoniato dai calcari ad ammoniti (Polšak, 1965), mentre in Istria settentrionale perdurò il regime marino. Durante il Turoniano superiore, Coniaciano e Santoniano si stabilirono nell'intera regione condi-

zioni di piattaforma poco profonda. I residui di questo regime sono calcari ben stratificati con alternanza di sottili livelli di *mudstone* e lamine stromatolitiche, nella parte più antica, e di litosomi a rudiste sottilmente stratificati. Le rudiste turo-niane e santoniane sono rappresentate dai seguenti generi: *Distefanella*, *Durania*, *Sauvagesia*, *Medeella*, *Radiolites*, *Praeradiolites*, *Lapeirousia*, *Gorjanovicia*, *Bournonia*, *Vaccinites* e *Hippurites*.

Un' interessante caratteristica dei depositi di ambiente poco profondo del Barremiano superiore, Albiano superiore e Cenomaniano superiore è la presenza di impronte di rettili (Dalla Vecchia & Tarlao, 1995; Mezga & Bajraktarević, 1999, 2003; Dalla Vecchia *et al.*, 2000, 2001). Presso Bale, i calcari dell'intervallo Hauteriviano superiore-Barremiano inferiore contengono ossa di dinosauri (Kozarić *et al.*, 1996; Dini *et al.*, 1998).

Differenti membri della successione eocenica sono trasgressivi su membri del basamento cretacico (Drobne 1977; Matičec *et al.*, 1996). In generale, i depositi possono essere suddivisi nel cosiddetto Liburnico, Calcari a Foraminiferi e Flysch. I depositi liburnici corrispondono a depositi d'acqua dolce, salmastri, lagunari dell'Eocene inferiore ("Cuisiano", Drobne, 1977) e si presentano come calcari scuri bituminosi nel settore Labin- Raša. Verso l'alto, questi depositi passano nei calcari a Foraminiferi originatisi in condizioni marine poco profonde di rampa. Questi sono bene esposti lungo il margine meridionale del bacino di Pazin (Bignot, 1972; Pavlovec, 1976; Drobne, 1977). I calcari a foraminiferi possono essere suddivisi in quattro unità litostratigrafiche depositatesi dal Cuisiano al Luteziano superiore (Drobne, 1977; Čosović & Drobne, 1998; Čosović *et al.*, 2004), che sono perlopiù in successione stratigrafica. Queste sono costituite da: calcari a *Miliolidae*, ad *Alveolina*, a *Nummulites* e ad *Orthophragminae* (*Discocyclina*). Questi contengono gusci di

macroforaminiferi ed, in subordine, frammenti di bivalvi, corallinacee ed echinodermi. Strati transizionali, noti come Marne a granchi e marne a globigerine, documentano dal punto di vista sedimentologico la transizione tra la rampa carbonatica poco profonda e gli ambienti di bacino. Questi strati sono costituiti da *wackestone* e *mudstone* con una frazione organogena dominata da operculine, Orthophragminae e foraminiferi planctonici; sono distribuiti dal Luteziano medio al Bartoniano (Čosović *et al.*, 2004) e, localmente, contengono un'abbondante fauna a granchi (Schweitzer *et al.*, 2005; Tarlao *et al.*, 2005), con resti di coralli, briozoi, corallinacee, squali e teredoliti.

Il flysch affiora nei bacini di Pazin, Labin, Plomin, Mt. Učka ed, in parte, sul Mt. Čičarija. La prevalente successione torbiditica di arenarie silico-clastiche e marne è irregolarmente intercalata a strati carbonatici di origine detritica potenti diversi metri, in particolare nell'area di Pićan. L'inizio della sedimentazione del Flysch corrisponde alle zone a foraminiferi planctonici P11 o P12 (*sensu* Drobne *et al.*, 1979; Benić, 1991; Berggren *et al.*, 1995; Živković & Babić, 2003, Premec-Fuček & Živković, 2005) dell'Eocene medio.

Dal punto di vista tettonico, l'Istria è costituita da tre unità strutturali. La prima unità è costituita dall'anticlinorium occidentale istriano, che comprende la parte più ampia dell'Istria occidentale e meridionale. I carbonati del Giurassico medio e superiore costituiscono la sua parte più antica, circondata da quelli cretacici ed eocenici. La seconda unità, il Flysch del bacino di Pazin, nella parte centrale e nordoccidentale della penisola istriana, è costituita da calcari eocenici e depositi di flysch. La terza unità, rappresentata dall'accavallamento di strutture del Čičarija Mt., nella parte settentrionale e orientale della penisola, e dalla falda di Učka, è costituita dai carbonati cretacico-superiori, eocenici e dal flysch eocenico.

Geology of Istria - An Overview

Vlasta Čosović, Alan Moro

Most data on the geology of Istria can be found in the sheets and explanatory notes to the 1:100,000-scale basic Geological Map of Former Yugoslavia, although they were published in the 1970s. They contain detailed reviews on previous investigations and lists of references, including numerous articles written by Italian geologists issued up to the late 1940s. From the Seventies up to today, detailed lithofacies and biofacies studies of shallow-water carbonates of Cretaceous and Paleogene resulted in the publication of several articles and monographs, which are today considered important literature for studying the geology of the region. In addition, several important international and national congresses were held producing new data on the geology of Istria. The basic source of information for this overview came from Velić *et al.*, 2002, 2003 and Drobne and Pavlovec, 1991. From a geological point of view, Istria can be divided into three regions: 1) the Jurassic – Cretaceous - Eocene carbonate plain of southern and western Istria; 2) the Cretaceous – Eocene carbonate to clastic zone, characterized by overthrusting structures in eastern and north-eastern Istria; 3) the Eocene flysch basin in central Istria.

The geological particularities of the region had been noticed historically by the inhabitants, who gave them specific names for: Red Istria – the southern and western Istria plain named after the *terra rossa* covering a large part of the carbonates; White Istria – in eastern and north-eastern Istria, characterized by karstified outcrops of limestones; and Gray Istria – in central Istria, characterized by Eocene flysch.

Istria belongs to the NW part of the Adriatic Dinaridic Carbonate Platform (Vlahović *et al.*,

2005). It is made of shallow-marine carbonates ranging in age from the Late Dogger to the Middle Eocene, with subordinate siliciclastic rocks, flysch and calcareous breccias, and quaternary *terra rossa* and loess.

The oldest deposits crop out in western Istria, between Poreč and Rovinj. From the Bartonian to the Oxfordian, restricted shallow subtidal lagoonal environments produced medium- to thick-bedded mudstones and fossiliferous wackestones (Velić *et al.*, 1989; Velić *et al.*, 2002, 2003). Toward the Middle to Late Oxfordian, sand bars composed of ooids and bioclasts were formed in high-energy shallows and marginal parts of lagoons. The shallowing upward tendency continued to the end of Oxfordian and during the earliest Kimmeridgian, producing locally regressive breccias. During the Tithonian – Aptian, the entire area was more or less united into a relatively uniform shallow water platform. Different types of peritidal deposits are widespread in area of Poreč, near Kanfanar and Bale, to the coast from Rovinj to the island of Veli Brijun, especially pelletal limestones and stromatolites, with subordinate emersion breccias with clayey matrix, and early- to late diagenetic dolomites. The regional emersion during the Late Aptian resulted in the different intensity of erosion of the Aptian and Barremian deposits, in deposition of emersion breccias and conglomerates with black swamp deposits, and bauxites (e.g. Baderna, Velić *et al.*, 2003). After extensive emersions in the late Aptian and early Albian, and later an ingression during the middle of the Albian, the peritidal and foreshore environments from the middle and late Albian to Cenomanian were created, where rudists (radiolitids, caprinids, polyconitids and ichtyosarcoidids) thrived. By the end of the Cenomanian and at the beginning of the Turonian, a drowned platformal setting was

established in southern Istria, resulting in the deposition of "limestones with ammonites" (Polšak, 1965), while in northern Istria the marine regime continues to exist. During the Late Turonian, Coniacian and Santonian shallow-water platformal conditions were established over the entire region. The remnants of this regime are well-bedded limestones with alternation of thin layers of mudstones and stromatolite laminae in the older part, and mostly thin-bedded rudist lithosomes. Turonian to Santonian rudists are represented by the following genera: *Distefanella*, *Durania*, *Sauvagesia*, *Medeella*, *Radiolites*, *Praeradiolites*, *Lapeirousia*, *Gorjanovicia*, *Bournonia*, *Vaccinites* and *Hippurites*.

An interesting characteristic of Late Barremian, Late Albian, and Late Cenomanian shallow-water deposits is the presence of reptile footprints (Dalla Vecchia & Tarlao, 1995; Mezga & Bajraktarević, 1999, 2003; Dalla Vecchia *et al.*, 2000, 2001). The Late Hauterivian – Early Barremian limestones near Bale contain dinosaur bones (Kozarić *et al.*, 1996; Dini *et al.*, 1998).

Different members of the Eocene succession were transgressively deposited on different members of the Cretaceous basement (Drobne 1977; Matičec *et al.*, 1996). In general, the deposits can be divided into the so-called Liburnian deposits, Foraminiferal limestones and Flysch. The Liburnian deposits, fresh-water to brackish, lagoonal deposits of early Eocene age ("Cuisian", Drobne 1977) occur as dark bituminous limestones in the Labin - Raša sector. Upward these deposits turn into Foraminiferal limestones, which are originated under shallow-marine conditions (ramp). They are well exposed along the southern border of the Pazin basin (Bignot 1972, Pavlovec 1976; Drobne 1977). The Foraminiferal limestones

can be divided into four lithostratigraphic types deposited from the "Cuisian" to Late Lutetian (Drobne, 1977; Čosović & Drobne, 1998; Čosović *et al.*, 2004), and which are mostly in superpositional relationship. These are: Miliolidea-, *Alveolina*-, *Nummulites*- and *Orthophragminae* (*Discocyclina*) – limestones. They are composed of larger foraminiferal tests, with subordinate detritus of bivalves, corallinaceans, and echinoderms. Transitional Beds (also known as Marls with crabs, *Globigerina* marls) illustrate the sedimentological and facies transition between the shallow-water carbonate ramp and the basin environments. Lithologically they consist of wackestones to mudstones where – along with operculinids and orthophragminids – planktonic foraminifera dominate among the organic particles. They span in age from Middle Lutetian to Bartonian (Čosović *et al.*, 2004) and locally they contain abundant fauna of crabs (Schweitzer *et al.*, 2005; Tarlao *et al.*, 2005) along with remnants of corals, bryozoans, corallinaceans, sharks and teredoliths. Flysch deposits crop out in the Pazin, Labin and Plomin basins, Mt. Učka and partly on Mt. Čičarija. The prevailing turbiditic succession of carbonate-siliciclastic sandstones and marls is randomly intercalated with several meters thick carbonate beds of debrite origin (Pićan area in particular). The beginning of the Flysch sedimentation corresponds to the Middle Eocene planktonic foraminiferal zone P11 or P12 (*sensu* Drobne *et al.*, 1979; Berggren *et al.*, 1995; Živković & Babić, 2003; Premec-Fuček & Živković, 2005), and their uppermost portion to the late Middle Eocene (Benić, 1991).

Tectonically speaking, Istria is made of three structural units. The western Istriian anticlinorium comprises the largest part of western and southern Istria. The Middle and Late Jurassic carbonates make its oldest part,

which is surrounded by Cretaceous and Eocene carbonates. The second unit, the Pazin Flysch basin, is composed of Eocene limestones and flysch deposits, and is located in the central and NW part of the peninsula. The third unit, stacked thrust structures of Čićarija Mt. in the northern and eastern part of the peninsula and Učka nappe, is composed of Late Cretaceous and Eocene carbonates and Eocene flysch.

stop 4

La sezione Ragancini-Lišani

Ragancini-Lišani Section

Katica Drobne,
Vlasta Čosović

I depositi eocenici affioranti nella regione nordoccidentale dell'Istria poggiano trasgressivamente sui calcari di età cenomaniana (Pleničar *et al.*, 1969). Localmente, i depositi bauxitici marcano il contatto tra queste due unità litologiche. La successione Eocenica, in questa regione dell'Istria, è rappresentata dalla base verso l'alto da: calcari di piattaforma, conosciuti come calcari a foraminiferi (Calcari ad *Alveolina-Nummulites*, secondo Drobne, 1977; Drobne *et al.*, 1991), "calcari di transizione" (calcari ad *Orthophragmina*, con foraminiferi planctonici, Čosović *et al.*, 2004) e sedimenti bacinali (Flysch).

La sezione è localizzata lungo la carreggiabile che conduce da Ragancini a Lišani, circa al 5 km a nord del Fiume Mirna. La strada principale tra Buje e Pula, divide la sezione in due parti, una prima porzione al di sotto della strada principale, lunga 235 m, ed una seconda porzione, al di sopra, di circa 100 metri. L'inizio della sezione è marcato da *packstones* inizialmente privi di microfossili, in seguito contenenti nummulitidi (*N. laevigatus* (Bruguière), p. 83, Drobne *et al.*, 1991). Dopo alcuni metri l'associazione a nummulitidi registra un incremento nella diversità specifica e nel numero di organismi. I *packstones* - *grainstones* contengono *Assilina* (*O.*) *praespira* (Douvillé), *Ass. (O.) aff. maxima* (Pavlovec), *Assilina spira abrardi* Schaub, *Nummulites alponensis* Schaub e alveolinidi tra cui: *Alveolina hottingeri* Drobne, *A. aff. gigantea* Checchia-Rispoli e *Fabiania cassis* (Oppenheim) (p. 83, *ibid*). Nella parte alta della sezione si rinvencono *Alv. callosa* Hottinger, *Alv. stercusmuris* Mayer-Eymar (14). Questa associazione indica un'età riferibile al Lutetiano inferiore (SBZ 13). Questi sedimenti si depositarono probabilmente nel settore distale di un ambiente di shoreface di rampa carbonatica.

I successivi 33 metri sono rappresentati da calcari marnosi sottilmente stratificati (*wackestones*- *packstones*). Questi sedimenti contengono gusci di dimensione superiore a 10 cm di *Orbitolites compalanatus* Lamarck e *Ass. (O.) bericensis* (Oppenheim), *Ass. (O.) praespira* (Douvillé), *Ass. (O.) parva* (Douvillé) e *Assilina exponens* Sowerby. La prima comparsa degli orthophragminidi è marcata dalla presenza di forme microsferiche di *Discocyclusina sella* (d'Archiac). Dopo molti metri, l'abbondanza e la diversità degli orthophragminidi aumenta notevolmente, e si rinvencono *D.*

augustae Weijden, *D. discus* (Rüttimeyer), *D. radians* (d'Archiac), *D. trabayensis* Neumann e *Asterocyclina* sp. Gli orthophragminidi sono rappresentati da forme sottili, fortemente appiattite. Sono inoltre segnalati piccoli rotaliidi (*Asterigerinata* sp., *Amphistegina* sp., *Neorotalia* aff. *vienotti* Greig, *Lenticulina* sp.), sphaerogypsinidi, e frammenti di corallinacee. I calcari ad orthophragmine contengono glauconite che indica acque profonde e poco ossigenate, di condizioni ristrette o comunque a basso tasso di sedimentazione (Odin & Matter, 1981). Tali condizioni possono essersi verificate in ambiente di rampa esterna. Sulla base delle informazioni biostratigrafiche provenienti dallo studio delle opeculinidi e delle orthophragminidi, questa parte della successione può essere attribuita al Luteziano Medio (SBZ 14).

Il passaggio al Flysch è caratterizzato da un importante aumento dei foraminiferi planctonici, dei grani glauconitici e da sporadici livelli a discocyclinidi.

L'associazione a foraminiferi planctonici (*Acarinina bulbrooki* (Bolli), *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. yeguaensis* (Weinzierl and Applin), *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine and Bolli), *T. frontosa* (Subbotina), "*Morozovella*" *lehneri* (Cushman and Jarvis), secondo le determinazioni di V. Premec-Fuček, indica un Luteziano Superiore (Planktonic zone P12, da Berggren *et al.*, 1995).

The Eocene sediments exposed in northwestern Istria transgressively overlaid the Cenomanian limestones (Pleničar *et al.*, 1969). Locally, bauxite deposits mark the contact between these two units. The Eocene succession, in this part of Istria, comprises from the base upwards: platformal limestones, known as Foraminiferal limestones (*Alveolina-Nummulites* limestones, according to Drobne, 1977; Drobne *et al.*, 1991), "Transitional beds" (*Orthophragmina*-bearing limestones with planktonic foraminifera, Čosović *et al.*, 2004) and basinal sediments (Flysch).

The section is located along the cart-track that leads from Ragancini to Lišani, some 5 km north to Mirna River. The main road between Buje and Pula divides

the section into two parts, below the main road, 235 m long, and above of 100 m. The beginning of the section is marked by packstones without microfauna, later with nummulitids tests (*N. laevigatus* (Bruguière), p. 83, Drobne *et al.*, 1991). After several meters the nummulitid assemblage become more diversified in species terms and in specimens numbers. The packstones to grainstones contain *Assilina* (*O.*) *praespira* (Douville), *Ass. (O.)* aff. *maxima* (Pavlovec), *Assilina spirabrardi* Schaub, *Nummulites alponensis* Schaub and, alveolinids: *Alveolina hottingeri* Drobne, *A.* aff. *gigantea* Checchia-Rispoli and *Fabiania cassis* (Oppenheim) (p. 83, *ibid*). Upward to the sections sediments contain *Gyroidinella magna* (Le Calvez), *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Alv. callosa* Hottinger, *Alv. stercusmuris* Mayer-Eymar species (14). This assemblage is of the Lower Lutetian age (SBZ 13). These sediments were deposited under lower and deeper part of shoreface environments of open carbonate ramp.

The upper-most 33 m are represented by thin-bedded marly limestones (wackestones – packstones). These sediments contain up to 10 cm large tests of *Orbitolites complanatus* Lamarck, along with *Ass. (O.) bericensis* (Oppenheim), *Ass. (O.) praespira* (Douville), *Ass. (O.) parva* (Douville) and *Assilina exponens* Sowerby. The first appearance of orthophragminids is marked with presence of microspheric specimens of *Discocyclina sella* (d'Archiac). After several meters, the abundance and diversity of orthophragminids increases considerably, *D. augustae* Weijden, *D. discus* (Rüttimeyer), *D. radians* (d'Archiac), *D. trabayensis* Neumann and *Asterocyclina* sp., are found. Orthophragminids are represented by thin, strongly flattened tests. Smaller rotaliids (*Asterigerinata* sp., *Amphistegina* sp., *Neorotalia* aff. *vienotti* Greig, *Lenticulina* sp.), sphaerogypsinids, and corallinaceans debris are present, too. The orthophragmina-bearing limestones contain glaucony grains indicating deeper water and less oxygenated or reducing conditions with a low sedimentation rate (Odin & Matter, 1981). Such condition can be realized in outer ramp settings. According to opeculinids and orthophragminids, this part of the succession

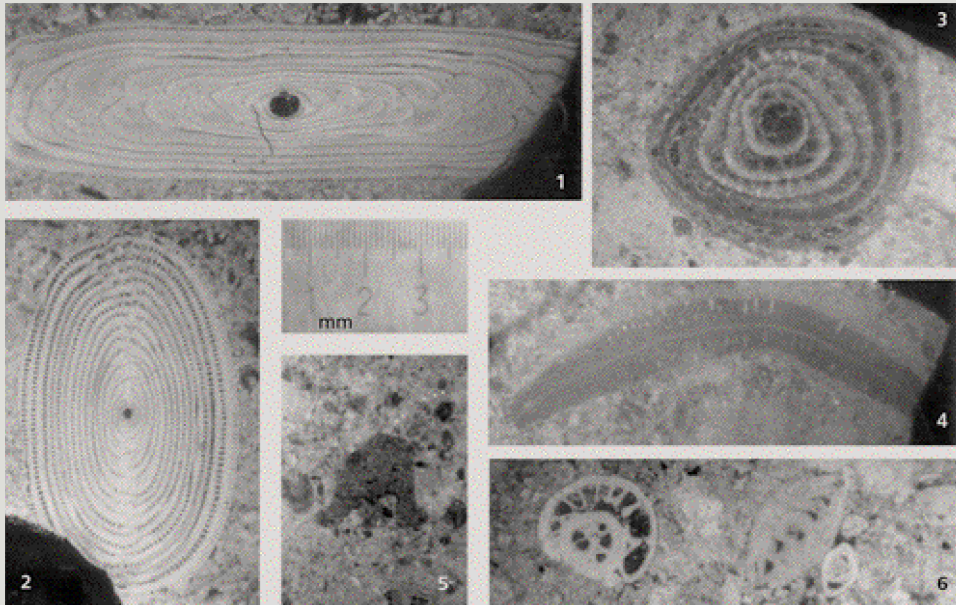
is attributed to the Middle Lutetian age (SBZ 14).

The passage to Flysch is characterized by increased abundances of planktonic foraminifera, glaucony grains and sporadic occurrences of flat discocyclinids. The planktonic assemblage (*Acarinina bulbrooki* (Bolli), *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. yeguaensis* (Weinzierl and Applin), *Turbototlia pomeroli* (Toumarkine and Bolli), *T. frontosa* (Subbotina), "*Morozovella*" *lehneri* (Cushman and Jarvis). Determination after V. Premec- Fućek), indicate Upper Lutetian age (Planktonic zone P12, after Berggren *et al.*, 1995).

14

Sezione stratigrafica di Raganzini - Lišani, Lutetiano inferiore (SBZ 13+14), coll. Božo Stojanović, X 11. 1 *Alveolina callosa* Hottinger, f A, sezione assiale, R-L 6/22; 2 *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, fA, sez. ass., R-L 8/33; 3 *Nummulites* sp., fA, sezione equatoriale, R-L 1/7; 4 *Discocyclina sella* (D'Archiac), R-L 14/50; 5 *Fabiania cassis* (Oppenheim), R-L 1/7; 6 *Gyroïdinella magna* Le Calvez, *Nummulites* sp. fA, sez. ass., R-L 8/29.

Ragancini - Lišani profile, Lower Lutetian (SBZ 13+14), coll. Božo Stojanović, X 10, transparent light. 1 *Alveolina callosa* Hottinger, f A, axial section, R-L 6/22; 2 *A. stercusmuris* Mayer-Eymar, fA, axial sec., R-L 8/33; 3 *Nummulites* sp., fA, equatorial sec., R-L 1/7; 4 *Discocyclina sella* (D'Archiac), R-L 14/50; 5 *Fabiania cassis* (Oppenheim), R-L 1/7; 6 *Gyroïdinella magna* Le Calvez, *Nummulites* sp. fA, axial sec., R-L 8/29.



Ladin Gaj e Lovrečica

Ladin Gaj and Lovrečica

Alan Moro,
Aleksandar Mezga,
Vlasta Čosović

Lungo il profilo costiero tra Novigrad ad Umago affiora una successione del Cenomaniano superiore di pochi metri (spessa da 3.5 m in San Lorenzo di Daila a 17m in Carigador-Ladin gaj), caratterizzata da una facies di transizione da un ambiente subtidale di bassa energia con prevalenza di radiolitidi ad un ambiente peritidale di bassa energia con piste di orme di dinosauri ben conservate. Le impronte sono state accuratamente studiate negli ultimi anni da Dalla Vecchia ed i suoi collaboratori (per la lista completa dei riferimenti bibliografici si rimanda ai lavori di Dalla Vecchia *et al.*, 2001) soprattutto per quel che riguarda la determinazione delle caratteristiche fisiche degli animali che le hanno prodotte.

Stop 5 – Ladin Gaj (Carigador *sensu Dalla Vecchia et al., 2001*), optional.

La sezione di Ladin Gaj è spessa 13 metri. È composta da 0,20-0,90 metri di *wackestones-packstones* che si alternano a floatstones con radiolitidi. La matrice originariamente micritica dei *wackestones-packstones* si presenta comunemente ricristallizzata in microsparite.

Wackestones-packstones-floatstones con thickets di rudiste sono organizzati in cicli *shallowing-up*. La parte superiore dei cicli è rappresentata da un intervallo intertidale o da una superficie di emersione. I morfotipi delle rudiste studiate sono caratterizzate da una crescita verso l'alto dell'intero insieme, la stabilizzazione è realizzata dall'intrappolamento passivo nel sedimento. Queste formavano lateralmente estese biostrome. Le rudiste sono prevalentemente conservate in *floatstones*, orientate orizzontalmente senza una direzione prevalente. La matrice dei *wackestones-packstones*, oltre a pellets e peloidi, contiene foraminiferi bentonici, soprattutto miliolidi. Le impronte trovate nei *wackestones-packstones* di questa sezione sono lunghe circa 0,30 – 0,40 metri ed appartengono a dinosauri quadrupedi sauropodi la cui altezza doveva aggirarsi attorno 1,77-2,36 metri (15). La lunghezza di corpo totale degli animali che hanno lasciato queste piste probabilmente era compresa tra 11,5 e 15 metri. Nella baia di Ladin Gaj la stessa sezione è caratterizzata da solo pochi metri di calcari con radiolitidi.

L'età di questi sedimenti è stata determinata sulla base delle associazioni a foraminiferi bentonici. Il marker biostratigrafico più importante è rappresentato da *Broeckina (Pastrikella) balcanica* Cherchi, Radoičić & Schroeder (16) e *Chrysalidina*

gradata d'Orbigny, che sono segnalati in entrambi gli affioramenti.

Associati a questi sono presenti *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., e miliolidi. Il contenuto algale è rappresentato da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e *Aeolisaccus kotori* Radoičić. Questa associazione microfossilifera, assieme alla presenza di *Chondrodonta* sp indica un'età riferibile al Cenomaniano superiore (Velić & Vlahović, 1994; Dalla Vecchia *et al.*, 2001).

Questa associazione indica inoltre un ambiente marino poco profondo di piattaforma interna, così come sembra confermato dall'abbondanza di radiolitidi (Moro *et al.*, 2002).

La presenza di impronte di dinosauro all'interno di calcari subtidali poco profondi allarga la nostra prospettiva sui possibili ambienti in cui le impronte possono essere conservate e, di conseguenza sulle abitudini di vita dei dinosauri all'interno delle piattaforme carbonatiche Adriatico-Dinariche (Vlahović *et al.*, 2005; Moro *et al.*, in stampa).

Stop 6 – Lovrečica (San Lorenzo di Daila sensu Dalla Vecchia *et al.*, 2001)

La sezione di Lovrečica spessa 3,18 metri, è caratterizzata da *wackestones-packstones* peloidali ricchi in foraminiferi agglutinanti e porcellanacei intercalati da floatstones a rudiste. Queste litologie, riconducibili tutte ad un ambiente subtidale sono organizzate in cicli shallowing-upward.

La matrice fangosa della porzione subtidale è comunemente ricristallizzata. I morfotipi delle rudiste sono radiolitidi in posizione di vita (*sensu* Skelton & Gili, 1991) e gregarious *sediment-dwellers* (*sensu* Gili *et al.*, 1995), e formano biostrome lateralmente estese (Ross & Skelton, 1993). Nei *floatstones*, i gusci di radiolitidi sono orientati orizzontalmente senza alcuna direzione preferenziale. Le piste di orme di dinosauro sono costituite da impronte mediamente lunghe 0,19 metri, riconducibili a dinosauri teropodi bipedi. Queste sono preservate in *wackestones-packstones* subtidali, e sono state prodotte da animali che avevano un'altezza di 1 metro, e una lunghezza del corpo totale di circa 3,5 metri.

L'età di questi sedimenti è stata determinata sulla base delle associazioni a foraminiferi bentonici. Il marker biostratigrafico più importante è rappresentato da *Broeckina (Pastrikella) balcanica* Cherchi, Radoičić and Schroeder (16) e

Chrysalidina gradata d'Orbigny, che sono presenti in entrambi gli affioramenti.

Associati a questi sono presenti *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., e miliolidi. Il contenuto algale è rappresentato da *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) e *Aeolisaccus kotori* Radoičić. Questa associazione microfossilifera, assieme alla presenza di *Chondrodonta* sp. indica un'età riferibile al Cenomaniano Superiore (Velić & Vlahović, 1994; Dalla Vecchia *et al.*, 2001). I sedimenti carbonatici studiati corrispondono ad una megasequenza di terzo ordine (Velić *et al.*, 2002).

Questi sedimenti si sono depositati in un ambiente marino poco profondo, da subtidale ad intertidale all'interno di una piattaforma carbonatica.

Within a long coastal profile cropping out from Novigrad to Umag which comprises an Upper Cenomanian succession of few meters thick (3.5 m thick in Lovrečica to 17 m thick in Ladin Gaj), it is possible to observe a facies transition from low-energy subtidal environment with prevalence of elevator radiolitids to low-energy peritidal settings with well preserved dinosaur trackways. The footprints have been extensively explored in recent years by Dalla Vecchia and his co-workers (for complete reference list, see Dalla Vecchia *et al.*, 2001) for the purpose of determining the physical characteristics of the animals that made them.

Stop 5 – Ladin Gaj (Carigador sensu Dalla Vecchia *et al.*, 2001), optional.

The Ladin Gaj section is 13 m thick (15). It is composed of 0.20-0.90 m-thick *wackestones-packstones* that alternate with radiolitic floatstones. The micritic matrix of the *wackestones-packstones* is commonly recrystallized into microsparite.

Wackestones-packstones-floatstones with local rudist thickets form shallowing-up cycles. The tops of the cycles are marked by either an intertidal member or an

emersion surface. The morphotypes of the observed rudists are elevators with upward growth of the entire commissure, where stabilization was achieved by passive implantation in sediment. These formed laterally extensive biostromes. Rudists are predominantly preserved in floatstones, horizontally orientated with no preferred orientation. Besides pellets and peloids the matrix of the wackestones-packstones contains benthic foraminifera, mostly miliolid species. The footprints found in wackestones-packstones of this section are 0.30 - 0.40 m long and belong to quadruped sauropod dinosaurs with a hip height ranging from 1.77 - 2.36 m. The total body length of the animals that left these tracks was probably between 11.5 and 15 m. At Ladin Gaj bay there is a section of a few meters thickness of radiolitic limestones.

The age of these sedimentary rocks was determined on the basis of benthic foraminiferal assemblages. The most important biostratigraphic markers are *Broeckina (Patrikella) balcanica* Cherchi, Radoičić and Schroeder (16) and *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, which are present at both localities.

Associated foraminifera include *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., and miliolids. In addition, the algae present include *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) and *Aeolisaccus kotori* Radoičić. This microfossil assemblage, together with the presence of *Chondrodonta* sp., indicates an Upper Cenomanian age (Velić & Vlahović, 1994; Dalla Vecchia *et al.*, 2001). This succession is originated within shallow-marine carbonate platformal interior. The abundance of radiolitics implies the shallow subtidal settings (Moro, 2002). The presence of dinosaur footprints within shallow subtidal limestones enlarge our perspective of possible settings where footprints can be recorded and, consequently on the life-behaviour of dinosaurs within the Adriatic Dinaridic carbonate platform (Vlahović *et al.*, 2005; Moro *et al.*, in press).

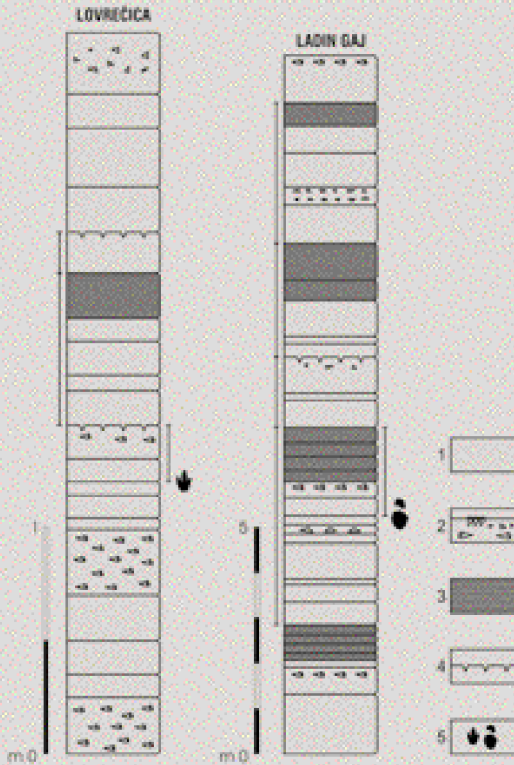
Stop 6 – Lovrečica (San Lorenzo di Daila *sensu* Dalla Vecchia *et al.*, 2001)

In the 3.18 m-thick Lovrečica section peloidal-foraminiferal wackestones-packstones with porcellaneous and agglutinated foraminifera alternate with rudist floatstones. These subtidal lithologies form shallow-upward cycles. The mud matrix of the subtidal members is commonly recrystallized. Rudist morphotypes are elevators radiolitics (*sensu* Skelton & Gili, 1991) and gregarious sediment-dwellers (*sensu* Gili *et al.*, 1995), which form laterally extensive biostromes (Ross & Skelton, 1993). In the floatstones, radiolitic shells are orientated horizontally without any preferred direction. Dinosaur footprints 0.19 m of bipedal theropod dinosaurs were preserved in subtidal wackestones-packstones, and were produced by animals that had a hip height of 1 m, and total body length of approximately 3.5 m.

The age of these sedimentary rocks was determined on the basis of benthic foraminiferal assemblages. The most important biostratigraphic markers are *Broeckina (Patrikella) balcanica* Cherchi, Radoičić and Schroeder and *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, which are present at both localities. Associated foraminifera include *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Nezzazata* sp., *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp., and miliolids. In addition, the algae present include *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) and *Aeolisaccus kotori* Radoičić. This microfossil assemblage, together with the presence of *Chondrodonta* sp., indicates an Upper Cenomanian age (Velić & Vlahović, 1994; Dalla Vecchia *et al.*, 2001). The investigated limestones correspond to the third megasequence (Velić *et al.*, 2002).

These limestones were deposited under shallow water, subtidal to intertidal conditions in the interior of a carbonate platform.

15



15

Colonna litostatigrafica delle sezioni studiate (Cenomaniano superiore): le due sezioni hanno scale differenti. 1 - *Wackestone-packstone*; 2 - Floatstone a rudiste /thicket di rudiste; 3 - Laminiti Intertidali; 4 - Superficie di emersione; 5 - Impronte di Sauropodi e terapodi (ridisegnato da Moro et al., 2005).

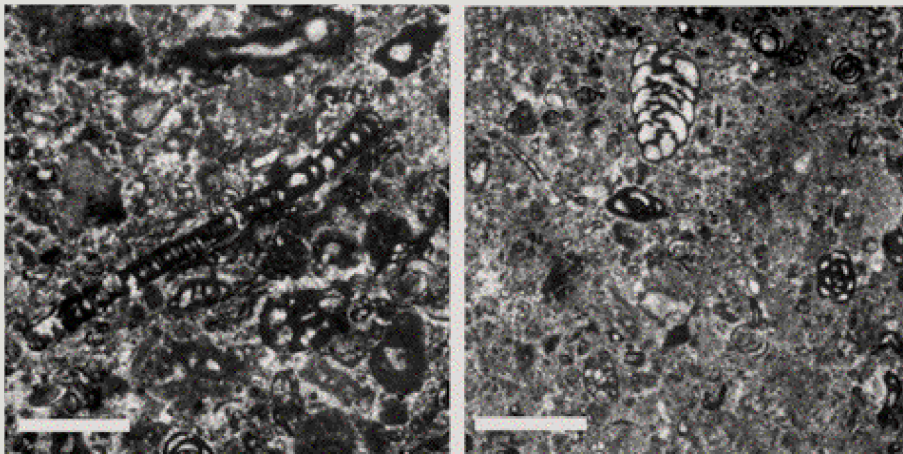
Upper Cenomanian lithological columns of the studied sections; note that the sections are at different scales. 1 - Wackestone-packstone; 2 - Rudist floatstone/thicket; 3 - Intertidal laminites; 4 - Emersion surfaces; 5 - Sauropod and theropod footprints (redrawn after Moro et al., 2005)

16

Wackestone-packstone a *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* Cerchi, Radojčić & Schroeder (sin) e *Chrysalidina gradata* d'Orbigny (dx). Barra di riferimento 1.6 mm. Sezione di Lovrečica.

Wackestone-packstone with *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* Cerchi, Radojčić & Schroeder (left) and - *Chrysalidina gradata* d'Orbigny (right). Scale bar 1.6 mm. Lovrečica section.

16



riferimenti / references

- Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martinis B., Muzzin A., 1977 - Geodynamic outline and Seismicity of Friuli-Venezia Giulia Region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 72 (1), 217-256.
- Barattolo F., 1998 - Dasycladacean green algae and microproblematica of the uppermost Cretaceous - Paleocene in the Karst area (NE Italy and Slovenia). In: Hottinger L. and Drobne K. (eds.), *Paleogene Shallow Shallow Benthos of the Tethys*, 2. - *Dela - Opera SAZU*, 4, razr., 34/2, 65-128, 16 pls.
- Benič J., 1991 - The age of the Istria Flysch deposit based on calcareous nannofossils. In: Drobne K. and Pavlovec R. (eds.), *Introduction to the Paleogene SW Slovenia and Istria Field-trip guidebook*. IGCP project 286 Early Paleogene benthos, second meeting, October 19 - 27, 1991, Postojna, 25-27.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III & Aubry M.-P., 1995 - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Soc. Econ. Paleont. Mineralog. Spec. Publ.*, 54, 129-212.
- Bignon G., 1972 - Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'éocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. *Travaux du Lab. de Micropal.*, 2, 355.
- Bonnes R., Masoli M., Ulcigrai F., 1976 - Il Terziario carbonatico del Carso. *Atti e Mem. Comm. Grotte E. Boegan*, 16, 53-93.
- Buser S., Radoičić R., 1987 - Dasycladacean Algae in Middle Paleocene miolitic limestones in Karst in Slovenia. - *Geologija*, 28/29 (1985/86), 69-91.
- Caffau M., Pleničar M., Pugliese N., Drobne K., 1998 - Late Maastrichtian rudists and microfossils in the Karst region (NE Italy and Slovenia). *Géobios*, Mém. spec. 22, 37-46.
- Caffau M., Tsakiridou E., Colizza E., Melis R., Pugliese N., 2000 - Il Santoniano-Campaniano nel Carso Triestino: il livello a *Keramosphaerina tergestina* (Stache). *Studi Terent. Sci. Nat. - Acta Geol.*, 77, 73-79.
- Carobene L., Carulli G.B., 1981 - Fogli 40A Gorizia e 53A Trieste. In: Castellarin A. (a cura di), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:2000.000). Pubbl.441, P.F. *Geodinamica* (S.P. 5), C.N.R., 8-13.
- Carulli G.B., Cucchi F., 1991 - Proposta di interpretazione strutturale del Carso triestino. *Atti Ticinesi di Scienze della Terra*, 34, 161-166.
- Castellarin A., Zucchi M.L., 1966 - La successione stratigrafica paleocena ed eocenica dei dintorni di Opicina. *St. Trent. Sc. Nat.*, sez. A, 43, 215-235.
- Cati A., Sartorio D., Venturini S., 1987 - Carbonate platforms in the subsurface of the northern Adriatic area. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40, 295-308.
- Cavin L., Jurkovšek B., Kolar-Jurkovšek T., 2000 - Stratigraphic succession of the Upper Cretaceous fish assemblages of Kras (Slovenia). *Geologija*, 43/2, 165 - 195.
- Cimerman F., Pavlovec R., Pavšič J., Todesco L., 1974 - Biostratigraphy of the Paleogene beds of Goriška Brda. *Geologija*, 17, 8-130.
- Colizza E., Cucchi F., Ulcigrai F., 1989 - Caratteristiche geologiche e strutturali del Membro di Rupingrande della Formazione dei Calcarì dei Carso Triestino. *Boll. Soc. Aadr. di Scienze*, 71, 29-46.
- Čosović V., Drobne K., 1998 - Lutetian *Orthophragminae* from the istrian peninsula (Adriatic Sea, Croatia and Slovenia). *Dela-Opera SAZU*, 4, razr., 34/2, 173-181.
- Čosović V., Drobne K., Moro A., 2004 - Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian peninsula). *Facies*, 50, 61-75.
- Cucchi F., 1986 - Considerazioni sulla tettonica dell'area di Sistiana (Carso triestino). *Quad. Museo Geol. Paleont. Monfalcone*, n° speciale 9 - 1.
- Cucchi F., Pirini Radrizzani C., Pugliese N., 1987b - The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40, 35-44.
- Cucchi F., Vaia F. & Finocchiaro F., 1987a - The geology of the T. Rosandra Valley (Karst of Trieste, Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40, 67-72.
- Dalla Vecchia F.M., Buffetaut E., 2006 - I dinosauri del villaggio del pescatore (Trieste): potenzialità e problemi. *Giorn. di Paleontol. 2006. Trieste 8-11 Giugno 2006. Trieste/Abstracts*.
- Dalla Vecchia F.M., Tarlao A., 1995 - Dinosaur evidence in the Cretaceous of Istria (Croatia). In: Vlahović I., Velić I. and Šparica M. (eds.), *8th Croatian geological Congress Proceedings*, 1, 151-154.
- Dalla Vecchia F.M., Tarlao A., Tunis G., Venturini S., 2000 - New dinosaur track sites in the Albanian (Early Cretaceous) of the Istrian Peninsula (Croatia). *Mem. Sci. Geol.*, 52/2, 193-292.
- Dalla Vecchia F.M., Tarlao A., Tunis G. & Venturini S., 2001 - Dinosaur track sites in the Upper Cenomanian (Late Cretaceous) of Istrian peninsula (Croatia). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 40, 25-54.
- D'Ambrosi C., 1955 - Note illustrative dei Foglio geologico delle Tre Venezie "Trieste" (53A). *Uff. Idrog. Magistrato delle Acque Venezia*, 1 - 85.
- D'Ambrosi C., 1958 - Sul colamento per gravità del Flysch lungo la riviera di Trieste. *Boll. Soc. Adriat. Sc.*, 59 (21), 109-136.
- Del Valle D., Buser S., 1990 - Microfacies analysis of limestone from the Upper Cretaceous to the Lower Eocene of SW Slovenia (Yugoslavia). *Geologija*, 31/32 (1988/89), 351-394.
- Dini M., Tunis G., Venturini S., 1998 - Continental, brackish and marine carbonates from the Lower Cretaceous of Kolone-barbariga (Istria, Croatia): Stratigraphy, sedimentology and geochemistry. *Palaeoogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 140, 245-269.
- Dolenec T., Pavšič J., Lojen S., 2000a: Ir anomalies and others elemental markers near the Paleocene-Eocene boundary in a flysch sequence from the Western Tethys (Slovenia). *Terra Nova* 12, 199-204.
- Dolenec T., Pavšič J., Lojen S., 2000b: The Paleocene - Eocene boundary in a flysch sequence from Goriška Brda (Western Slovenia): Oxygen and carbon stable isotope variations. *Geologija*, 43/1, 37-42.
- Dolenec T., Cucchi F., Giacomici R., Marton E., Ogorelec B., 1995: Abiotic characteristics of carbonate rocks from the K/T boundary on the Karst area (isotopes, geochemistry, geochronology and paleomagnetism). *4th Intern. Workshop ESF Sci. Network "Impact Cratering and Evolution of Planet Earth"*, May 1995, Ancona, Abstracts and Field Trips, 68-69.
- Drobne K., 1977 - Alveolines paleogenes de la Slovenie et de l'Istrie. *Mem. Suiss. Paleont.*, 99, 175 pp.
- Drobne K., 2000 - The Northwestern part of the Adria carbonate platform from the K/T boundary to the Flysch Deposition during Paleocene - Eocene. In: Carulli G.B. and Salvador G.L. (eds.), *80th Riunione estiva. Riassunti delle comunicazioni orali e dei posters*. 231-232.
- Drobne K., 2003 - Paleogene biota from the sedimentary zones 1-4 on the Adriatic carbonate platform (ADC). In: Vlahović I. & Tišljaj J (eds.), *22nd Meeting Sedimentology, Opatija, Abstract Book*, 47 + CD rom, Zagreb. Abstract, 91-92, Poster with collaboration by Robinson E. and Čosović V.
- Drobne K., Bacar S., 2003 - Vallée de la Vipava, In: Drobne K., Pugliese N. & Tambareau Y. (eds.), *De la mer Adriatique aux Alpes Juliennes (Italie Nord-Orient et Slovénie occidentale) un parcours géologique sans frontières*. Ljubljana, Trieste, Toulouse, 54-62, 69-71.
- Drobne K., Pavlovec R., 1991 - Paleocene and Eocene Beds in Slovenia and Istria. In: Drobne K. and Pavlovec R. (eds.), *Introduction to the Paleogene SW Slovenia and Istria Field-trip guidebook*. IGCP project 286 Early Paleogene benthos, second meeting, October 19 - 27, 1991, Postojna, 7-19.
- Drobne K., Trutin M., 1997 - *Alveolinas* from the Bunić section (Lika, Croatia). *Geol. Croatica*, 50/2, 215-223.

- Drobne K., Pavlovec R., Čosović V., 1991 - Section Ragancini - Lišani, lower to Middle Lutetian. In: Drobne K. and Pavlovec R. (eds.), *Introduction to the Paleogene SW Slovenia and Istria, Field-Trip Guidebook*, 2nd Meeting IGCP project 286, Early Paleogene Benthos, October 19-27, 1991, Postojna, 83-84.
- Drobne K., Pugliese N., Trutin M., 2000 - Correlation of Paleocene biota of the North Adriatic Karst area and Herzegovina. Vlahović V., Biondić R. (ur.), *2. hrvatski geol. kongr., Cavtat - Dubrovnik, Zbornik radova*, 167-170.
- Drobne K., Ogorelec B., Pavšič J., Pavlovec R., *in print* - Slovenian Tethys basins. In: *McCann T. (ed.) Geology of Central Europe*, Rasser M., Harzhauser M. (Coordinators) Paleogene and Neogene of Central Europe, published by the Geological Society of London.
- Drobne K., Pavlovec R., Šikić L. & Benić J., 1979 - Excursion F, Pičan, Istria - Cuisian, Lutetian. *Guidebook of the 16th Europ. Micropaleont. Colloquium*, 177-184.
- Drobne K., Ogorelec B., Barattolo F., Dolenc T., Pleničar M., Turnšek D., Zucchi-Stofa M. L., Marton E., 1995 - The Dolenja Vas section (Upper Maastrichtian, Lower and Upper Danian, Thanetian). *Atti Mus. Geol. Paleont., Quaderno Spec.* 3, 99-115.
- Drobne K., Ogorelec B., Pleničar M., Zucchi-Stofa M. L., Turnšek D., 1988 - Maastrichtian, Danian and Thanetian Beds in Dolenja vas (NW Dinarides, Yugoslavia). Microfacies, Foraminifers, Rudists and Corals. *Razprave SAZU*, 4, razr., 29, 147-224.
- Drobne K., Premec-Fuček V., Ogorelec B., Pavšič J., Stenni B., Čosović V., Dolenc T., Pavlovec R., Pogačnik Ž., Pugliese N., Riccamboni R., Tewari V., 2006 - The Lower Paleogene in SW Slovenia (NW Adria plate). *Climate & Biota of the Early Paleogene*, Abstracts.
- Finetti I., 1967 - Ricerche sismiche a rifrazione sui rapporti strutturali tra il Carso ed il Golfo di Trieste. *Boll. Geol. Teor. Appl.*, 9(35), 214-225.
- Gietl R., 1996 - Evolutionary events in the genus *Alveolina* from the Galala-Heights (NE Egypt). In: Drobne K., Goričan V. and Kotnik, B. (eds.), The role of impact processes in the geological and biological evolution of planet Earth. *Abstract - Geology of Western Slovenia, Field guide, International Workshop*, Postojna 1996, 28.
- Gili E., Masse J.-P., Skelton P.W., 1995 - Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 118 (3-4), 245-267.
- Gozzi E., 2003 - Le alveoline nelle biozone eoceniche del Carso Triestino. *Unpublished Thesis*, Trieste Univ., 89 pp.
- Gušić I., Jelaska V., 1990 - Stratigrafija gornjokrednih naslaga otoka Brača u okviru geodinamske evolucije Jadranske karbonatne platforme (Upper Cretaceous Stratigraphy of the Island of Brač). *Djela Jugosl. akademije znan. i um., Razr. priir. znan.*, 69, 1-160.
- Gušić I., Jelaska V., 1993 - Upper Cenomanian-Lower Turonian sea-level rise and its consequences on the Adriatic-Dinaric carbonate platform. *Geol. Rundsch.*, 82/4, 676 - 686.
- Hansen H. J., Drobne K., Gwozd R., 1995 - The K/T boundary in Slovenia dating by magnetic susceptibility, stratigraphy and iridium-anomaly in a debris-flow. In: Montanari A. & Cocconi R. (eds.), *ESF 4th Int. Workshop Ancona*, 84-85.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1987 - Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156 - 1167.
- Herak M. 1987 - Relationship between Adriatic and Dinaric carbonate platforms. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40, 289-293.
- Herak M. 1999 - Tectonic interrelation of the Dinarides and the Southern Alps. *Geol. Croatica*, 52/1, 83-98.
- Hottinger L., 1960 - Recherches sur les Alvéolines Paléocènes et Eocènes. *Mém. suis. Paléont.*, 75/76, 1-236.
- Hottinger L., Drobne K., 1980 - Early Tertiary imperforate conical foraminifera. *Razprave SAZU*, 4, razr., 22, 187-276.
- Košir A., 1997 - Eocene platform-to-basin depositional sequence, southwestern Slovenia. *Gaea heidelbergensis (18th IAS Regional Meeting of Sedimentology)*, Heidelberg, 3, 205.
- Košir A., 2004 - *Microcodium* revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate – rich substrates. *Jour. Sedim. Res.*, 74, 845-857.
- Jelaska V., Gušić I., Jurkovšek B., Ogorelec B., Čosović V., Šribar L., Toman M., 1995 - The Upper Cretaceous geodynamic evolution of the Adriatic-Dinaric carbonate platform(s). *Géol. Méditerran.*, 21/3-4, 89-91.
- Jenkyns H.C., 1991 - Impact of Cretaceous Sea Level Rise and Anoxic Events in Mesozoic Carbonate Platform of Yugoslavia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75/6, 1007 -1017.
- Jurkovšek B., Kolar-Jurkovšek T., 2006 - Fossil assemblages from the Upper Cretaceous Komen and Tomaj Limestones of Kras (Slovenia). *Erlanger Earth Science Conference Series* (Springer Verlag). (in print)
- Jurkovšek B., Toman M., Ogorelec B., Šribar L., Drobne K., Poljak M., Šribar L. J., 1996 - Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško-komenske planote 1:50.000. Kredne in paleogene karbonatne kamnine (Geological map of the southern part of the Trieste-Komen plateau 1:50,000. Cretaceous and Paleogene carbonate rocks). *Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko*, 143 pp.
- Márton E., Drobne K., Cimerman F., Čosović V., Kosir A., 1995 - Paleomagnetism of Latest Maastrichtian Through Oligocene Rocks in Istria (Croatia), the Karst Region, and S of the Sava Fault (Slovenia). *Proceedings, 1st Croatian Geol. Congress*, Opatija, 355-360.
- Masoli M., Forti F., Privileggi M. & Pugliese N., 1978 - Il "Liburnico" nel Carso Triestino. *Atti e Mem. Comm. Grotte E. Bogan*, 18, 19-50.
- Massari F., Grandesso P., Stefani C. & Jobstraibzer P.G., 1986 - A small polyhistory foreland basin evolve in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). In: Allen P. and Homewood P. (eds.), *Foreland Basins. Spec. Public. Int. Ass. Sediment.*, Blackwell Scientific Publ., Oxford, 8, 141-168.
- Matićec D., Vlahović I., Velić I., Tišljarić J., 1996 - Eocene limestones overlying Lower Cretaceous deposits of western Istria (Croatia): Did some parts of present Istria form land during the Cretaceous? *Geologia Croatica*, 49/1, 117-127.
- Mezga A., Bajraktarević Z., 1999 - Cenomanian dinosaur tracks on the islet of Fenoliga in southern istria, Croatia. *Cretaceous Res.*, 20, 735-749.
- Mezga A., Bajraktarević Z., 2003 - Cretaceous dinosaur tracks on the island of Veli Brijuni, Istria, Croatia. *Geologica Carpathica*, 55/5, 355-370.
- Mikuž V., Pavlovec R., 2002 - The first finding of gastropod Velates in Eocene flysch from Slovenia (with engl. summary), *Razprave 4. Razr. SAZU*, 43/1, 91-107.
- Mikuž V., Pavlovec R., 2004 - Sea urchin *Amblypygus dilatatus* from Lower Eocene limestone in the Griže quarry in the Rižana river valley, Western Slovenia. (with engl. summary). *Geologija*, 47/1, 15-21.
- Moro A., Mezga A., Čosović V., 2005 - Depositional environments of Cenomanian limestones with rudists and dinosaur tracks, Istria, Croatia. In: Filkorn H.F., Johnson C.C., Molineux A. and Scott R.W. (eds.), *Abstracts and Post-Congress Field Guide*, Seventh International Congress on Rudists, Austin, Texas, 52.
- Moro A., Skelton P.W., Čosović V., 2002 - Palaeoenvironmental setting of rudists in the Upper Cretaceous (Turonian – Maastrichtian) Adriatic Carbonate Platform (Croatia), based on sequence stratigraphy. *Cretaceous Res.*, 23, 489-508.

- Moro A., Tunis G., Mezga A., Tarlao A., Čosović V., in press - Depositional environments of Upper Cenomanian limestones with rudists and dinosaur footprints, Istria, Croatia. *SEMP* (accepted).
- Odin G.S., Matter A., 1981 - De glaucodiarum origine. *Sedimentology*, 28, 611-641.
- Ogorelec B., Barattolo F., Drobne K., 2005 - Paleocene marine algae of SW Slovenia (Dolenja Vas and Čebulovica). In: Barattolo F. et al. (eds.), Cretaceous/Tertiary boundary and Paleocene deposits of Trieste Karst and Slovenia, 5th Reg. Symp. Intern. Fossil Algae Ass. Field Excursion Guide Book, Studi Trentini di Sc. Nat., *Acta Geologica*, suppl. v. 80, 45-58, 62-64.
- Ogorelec B., Dolenc T., Cucchi F., Giacovich R., Drobne K., Pugliese N., 1995 - Sedimentological and Geochemical Characteristics of Carbonate Rocks from the K/T Boundary to Lower Eocene in the Karst Area (NW Adriatic Platform). In: Vlahović I., Velić I. and Šparica M. (eds.) - *Proceedings, 1st Croatian Geol. Congress*, Opatija, 415-421.
- Ogorelec B., Drobne K., Jurkovec B., Dolenc T., Toman M., 2001 - Paleocene beds of the Liburnia Formation in Čebulovica (Slovenia, NW Adriatic – Dinaric Platform). *Geologija*, 44/1, 15 – 65.
- Pavlovec R., 1963 - Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. *Razprave SAZU*, IV, 7, 421-556.
- Pavlovec R., 1976 - The *Nummulites* from western Yugoslavia. 8th *Yugosl. Geol. Congress*, 2, 239-246.
- Pavlovec R., Bačar, S., 2004 - Eoceni numuliti pri Dolnjem Mlinu v Vipavski dolini, JZ Slovenija. *Annales, Ser. Hist. Nat.*, 14/1, 121.128.
- Pavlovec R., Pavšič J., 1987 - Biostratigraphy of beds with crabs in Istria. *Geologija*, 28/29, 55-68.
- Pavlovec R., Pleničar M., Drobne K., Ogorelec B., Šušteršič F., 1989 - History of geological investigations of the Karst (Kras) region and the neighboring territory (Western Dinarides). *Mem. Soc. Geol. It.*, 40,(1987), 9-20.
- Pavšič J., 1981 - The nannoplankton biostratigraphy of Cretaceous and Paleogene beds in Slovenia. *Rudarsko-metalurški zbornik*, 28/4, 369-382.
- Pavšič J. & Peckmann J., 1996 - Stratigraphy and sedimentology of the Piran flysch area (Slovenia). *Annales*, 9, 123-138.
- Pavšič J., Dolenc T., Horvat A., 1996 - Kanal-Lig, Cretaceous/Tertiary boundary in flysch. In: Drobne K., Goričan V. and Kotnik, B.(eds), The role of impact processes in the geological and biological evolution of planet Earth. Abstract - *Geology of Western Slovenia, Field guide. Intern. Workshop*, Postojna 1996, 203-209.
- Pavšič J., Premec-Fuček V., 2000 - Calcareous nannoplankton and planktonic foraminiferal zones during the Middle an Upper Eocene of the "Transitional Beds" on the Adriatic platform. In: Trevisani E. (ed.) *Proceedings 9th Meeting IGCP 393 IUGS-UNESCO*, Shallow water benthic communities at the Middle-Upper Eocene boundary (Southern and North-Eastern Italy, Slovenia, Croatia, Hungary), 22-23.
- Pignatti J., 1998 - in coll. with: Bartholdy J., Cahuzas B., Drobne K., Ferrández C., Hottinger L., Jauhari A.K., Less J., Mateucci R., Papazzoni C.A., Serra-Kiel J., Sirel E., Tosquella J. In: Drobne K. and Hottinger L. (eds.), Reference List. Paleogene shallow benthos of the Tethys, 1, *Dela-Opera* 34/1, 4.razr. SAZU, 34/1, 298 pp.
- Pleničar M., 2005 - Upper Cretaceous Rudists in Slovenia (Zgornjekredni rudisti v Sloveniji). *Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Dela-Opera* 39, 255 pp.
- Pleničar M., Jurkovec B., 1996 - Grebenska zaplata pri Senožecah (Patch reef near Senožec). *Razprave 4. razr. SAZU*, 37/3, 37-83.
- Pleničar M., Jurkovec B., 1997 - Rudists from the Lipica Formation in the Lipica 1 quarry. *Annales*, 11, 115-140.
- Pleničar M., Jurkovec B., 1998 - Zgornjesantonijski rudisti osrednjega dela Tržaško-komenske planote (The Upper Santonian rudists of the central part of the Trieste-Komen plateau). *Razprave, 4. razr. SAZU*, 39/1, 3-53.
- Pleničar M., Polšak A., Šikić D., 1969 - Basic geologic map of former Yugoslavia 1: 100000, Sheet Trst L33-88, *Federal Geological Survey*.
- Polšak A., 1965 - Géologie de l'Istrie méridionale spécialement par rapport à la biostratigraphie des couches crétacées. *Geol. Vjesnik*, 18, 415-509.
- Premec-Fuček V., Živković S., 2005 - Paleogeological and paleogeographical controls on the Middle to late Eocene Planktonic Foraminiferal assemblages of the southwestern Croatia. In: Velić I., Vlahović I. and Biondić R. (eds.), *Third Croatian geological Congress*, Opatija 2005, Abstracts Book, 117-118.
- Premru U., Drobne K., Trutin M., Tari V., 2006 - Paleogene biofacies in palinspastic and paleogeographic reconstruction of Adria region. *ADRIA 2006, Volume of Abstracts*, Urbino.
- Pugliese N., Drobne K., 1995 - Paleontological and paleoenvironmental events at the K/T boundary in the Karst area. In: Montanari A. & Coccioni R. (eds.) *ESF 4th Intern. Workshop, Ancona*, 137-140.
- Pugliese N., Arbulba D., Caffau M., Drobne K., 2000 - Strategia di vita nel biota daniano (SBZ 1) del Carso Triestino (Italia). Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche, *Accademia Nazionale delle Scienze Lettere ed Arti di Modena, Collana di Studi*, 21, 215-220.
- Pugliese N., Drobne K., Barattolo F., Caffau M., Galvani R., Kedves M., Montenegro M. E., Pirini – Radizzani C., Pleničar M., Turnšek D., 1995 - Micro- and Macrofossils from K/T Boundary Through Paleocene in the Northern Adriatic Platform. In: Vlahović I., Velić I. and Šparica M. (eds.) - *Proceedings 2. - 1st Croatian Geol. Congress*, Opatija, 505-513.
- Riccamboni R., 2006 - Evidenze del passaggio Cretacico – Terziario nel Carso triestino e sloveno. *Unpublished Thesis*, Trieste Univ., 205 pp.
- Ross D.J., Skelton P.W., 1993 - Rudist formations of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical review. In: Wright P.V. (ed.), *Sedimental. Review*, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1, 73-91.
- Sameeni S.J., Butt A. A., 2004 - Alveolinid biostratigraphy of the Salt Range succession Northern Pakistan. *Rev. Paléobiol.* 23/2, 505-527.
- Schwager C., 1883 - Die Foraminiferen aus den Eocenaablagerungen der Libische Wüste und Aegyptens. *Palaeontographica*, 30, 79-153, pls.24-29.
- Schweitzer C.E., Čosović V., Feldmann R.M., 2005 - Harpactocarcinus from the Eocene of Istria, Croatia, and the paleoecology of the Zanthopsidae VIA, 1959 (Crustacea: Decapoda: Brachyura. *Jour. of Paleontol.*, 79 (4), 663-669.
- Serra – Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhari A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samsó J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J., Zakrevskaja E., 1998 - Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 2, 281-299.
- Sirel E., 2004 - Türkiye'nin Mesozoyik ve Senozoyik Yeni Bentik Foraminiferleri. *TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 84, 219 pp.
- Skelton P.W., Gili E., 1991 - Paleoecological classification of rudist morphotypes. In: Stadić-Trifunović M. (ed.), *First International Conference on Rudists*, October 1988, Proceedings, Belgrade, Serbian Geological Society, 71-86.
- Soldat S., 1987 - Pridobivanje arhitektonskogradbenega kamna v Sloveniji. *Geol. zbornik*, 8, 127-13.
- Stache G., 1880 - Die Liburnische Stufe. - *Verh. K. k. Geol. R. A.*, 334-338.
- Stache G. 1889 - Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. *Abh. k.k. geol. R.-A.*, 13/1, 1-170.
- Stefanini G., 1915 - Il Neogene Veneto. *Mem. Ist. Geol. R.*, Univ. Padova, 3, 340-624.
- Summesberger H., Jurkovec B., Kolar-Jurkovec T., 1999 - Rollmarks of soft parts and a possible crop content of Late Cretaceous ammonites from the Slovenian Karst. - In: Oloriz F. and Rodriguez-Tovar F.J. (eds.): *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods*. Kluwer Academic / Plenum Publishers, New York, 335-344.

- Tambareau Y., 1972 - Thanétien supérieur et llerdien inférieur des Petites Pyrenees, du Plantaurel et des Chainons audois. - *Trav. Lab. Géol. – Pétr. Univ. Paul Sabatier*, 1-383.
- Taramelli T., 1870 - Sulla formazione eocenica del Friuli. *Atti Acc. Vd. Ser. 2°*, vol. I, 25-65.
- Tarlaro 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 palaeoenvironmental evolution and palaeogeography. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 218, 325-345.
- Tentor M., Tunis G., Venturini S., 1994 - Schema stratigrafico e tettonico del Carso Isontino. *Natura Nascosta*, 9, 1-32.
- Tunis G., Venturini S., 1992 - Evolution of the southern margin of the Julian Basin with emphasis on the megabed and turbidites sequence of the southern Julian prealps (NE Italy). *Geologia Croatica*, 45, 127-150.
- Tunis G., Uchman A., Caffau M., Favarin S., Piccoli C., 2002 - Stop 6 - Bagnoli della Rosandra. In: Hohenegger J., Melis R., Pervesler P. and Pugliese P. (eds.), *EMMM'2002 Field Excursion Guide*. 37-41.
- Turnšek D., Drobne K., 1998 - Paleocene corals from the northern Adriatic platform. In: Hottinger L. and Drobne K. (eds.) - Paleogene Shallow Benthos of the Tethys. *Opera SAZU*, IV, 34/2, 129-154.
- Turnšek D., Košir A., 2004 - *Bacarella vipavica* n.gen. n.sp. (Anthozoa, Scleractinia) from reefal blocks in Lower Eocene carbonate megabeds in the Vipava Valley (SW Slovenia). *Razprave SAZU*, 4. razr., 45/3, 145-169.
- Velić I., Vlahović I., 1994 - Foraminiferal Assemblages in the Cenomanian of the Buzet-Savudrija area (Northwestern Istria, Croatia). *Geologia Croatica*, 47 (1), 25-43.
- Velić I., Tišljarić J., Sokač B., 1989 - The variability of thicknesses of Barremian, Aptian and Albian carbonates as a consequences of changing depositional environments and emersions in western Istria (Croatia, Yugoslavia). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40, 209-218.
- Velić I., Matičec D., Vlahović I., Tišljarić J., 1995b - Stratigraphic Succession of Jurassic and Lower Cretaceous Carbonates (Bathonian - Upper Albian) in Western Istria (Excursion A). *First Hrv. Geol. Kongres*, Opatija, October 18–21, 1995, Zagreb, Excursion guide-book, 31-66.
- Velić I., Tišljarić J., Matičec D., Vlahović I., 1995a - A Review of the Geology of Istria. *First Hrv. Geol. Kongres*, Opatija, October 18–21, 1995, Zagreb, Excursion guide-book, 5-30.
- Velić I., Tišljarić J., Vlahović I., Matičec D., Bregant S., 2003 - Evolution of the Istrian part of the Adriatic carbonate Platform from the Middle Jurassic to the Santonian and formation of the Flysch basin during the Eocene: Main events and regional comparison. In: Vlahović I. and Tišljarić J. (eds.), *Evolution of depositional environment from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian basin*. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, September 17-19, 2003, Field Trip Guidebook, 3-17.
- Velić I., Tišljarić J., Vlahović I., Matičec D., Korbar T., Moro A., Čosović V., 2002 - Geological evolution of Istria (NW part of the Adriatic Carbonate Platform, Croatia). In: Vlahović I. and Korbar T. (eds.), *Sixth International Congress on Rudists*, Rovinj 2002, 83-93.
- Venturini S., 2005 - L'Evento a *Keramosphaerina tergestina*: considerazioni biostratigrafiche. *Natura Nascosta*, vol 31, 15-22.
- Vesel J., Strmole D., Senegačnik A., Pavšič J., Pavlovec R., 1992 - Naravni kamen: Kamnarsko geološki leksikon. - Geološki zavod - *Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, Združenje slovenske kamnarske industrije*, Odsek za geologijo, 100 pp.
- Vlahović I., Tišljarić J., Velić I., Matičec D., 2005 - Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimat, Palaeoecol.*, 220, 333-360.
- Wielandt U., 1996 - Benthic foraminiferal paleoecology and microfacies investigations of Paleogene sediments from the Farafra Oasis, Western Desert, Egypt. Tübingen *Mikropaläontologische Mitt.*, 13, 169 pp.
- White M.R., 1994 - Foraminiferal biozonation of the northern Oman Tertiary carbonate succession. In: Simmons, M.D. (ed), *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*, 309-341, 4 Mpls., *British Micropal. Soc. Series*, Chapman & Hall.
- Živković S., Babić L.J., 2003 - Paleocceanographic implications of Smaller Benthic and Planktonic Foraminifera from the Eocene Pazin Basin (Coastal Dinarides, Croatia). *Facies*, 49, 49-60.