Sedimentološke karakteristike južnog dijela Istarskog fliškog bazena

Petrinjak, Krešimir

Doctoral thesis / Disertacija

2021

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:217:888451

Rights / Prava: In copyright / Zaštićeno autorskim pravom.

Download date / Datum preuzimanja: **2024-07-17**

Repository / Repozitorij:

Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb

Sveučilište u Zagrebu

Prirodoslovno-matematički fakultet
Geološki odsjek

Krešimir Petrinjak

Sedimentološke karakteristike južnog dijela Istarskog fliškog bazena

DOKTORSKI RAD

Mentori:

Dr. sc. Tvrtko Korbar

Doc. dr. sc. Borna Lužar-Oberiter

Zagreb, 2021.

University of Zagreb

Faculty of Science
Department of Geology

Krešimir Petrinjak

Sedimentological characteristics of the southern part of the Istrian flysch basin

DOCTORAL THESIS

Supervisors:

Tvrtko Korbar, PhD

Borna Lužar-Oberiter, PhD

Zagreb, 2021.

Ova je doktorska disertacija izrađena u Hrvatskom geološkom institutu u Zagrebu pod vodstvom dr. sc. Tvrtka Korbara, znanstvenog savjetnika Hrvatskoga geološkog instituta i dr. sc. Borne Lužara-Oberitera, docenta Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, u sklopu Doktorskog studija iz geologije na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu.

Zahvale

Prvenstveno, zahvaljujem se mentorima dr. sc. Tvrtku Korbaru i dr. sc. Borni Lužaru-Oberiteru.

Mentoru Tvrtku Korbaru zahvaljujem što me uputio u problematiku razvoja Dinarida, stvaranju predgorskih bazena i taloženju fliša, zahvaljujem mu još na pomoći oko terenskih i kabinetskih istraživanja, te na financiranju doktorskog studija preko istraživačkog projekta HRZZ IP-2016-06-1854 GEOSEKVA, kojem je on voditelj.

Zahvaljujem se mentoru Borni Lužaru-Oberiteru na savjetima pri pisanju disertacije i na razradi analitičkih metoda.

Zahvaljujem se i članovima povjerenstva za ocjenu rada: profesorici dr. sc. Vlasti Ćosović, profesoru dr. sc. Davoru Paveliću i docentici dr. sc. Katarini Gobo. Njihovi komentari su znatno doprinijeli kvaliteti ove disertacije.

Najiskrenije se zahvaljujem Zavodu za geologiju, Hrvatskog geološkog instituta, u kojem je izrađen ovaj rad, a osobito se zahvaljujem predstojnici dr. sc. Koraljki Bakrač koja je omogućila, a i bila podrška tijekom izrade dokorske disertacije.

Zahvaljujem se kolegi Stanislavu Bergantu na uvodu u problematiku doktorata, terenskom upoznavanju s naslagama fliša i na velikoj količini ustupljenih podataka prikupljenih na projektu Osnovna geološka karta RH M 1:50 000.

Zahvaljujem dr. sc. Vlasti Premec-Fuček i dr. sc. Stjepanu Ćoriću na analizama planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona.

Zahvaljujem se na pomoći oko terenskih istraživanja cijelom timu projekta GEOSEKVA. Posebno se zahvaljujem dragom Jimbi (dr. sc. Damiru Paleniku) na pomoći oko ispravljanja tipfelera i gramatike u doktorskom radu i pomoći oko strukturnih rješenja na geološkim profilima.

Zahvaljujem se Ladislavu Fučeku na pomoći oko prepoznavanja foraminifera iz krednih klasta unutar fliških breča, a Marku Budiću na pomoći kod brojanja klasta na terenu i na uređivanju geoloških karata. Zahvaljujem se i svim ostalim članovima projekta GEOSEKVA koji su doprinijeli izradi iskorištenih geoloških karta: Nikoli Beliću, Marku Špeliću, Pavlu Feriću i Ani Kamenski.

Zahvaljujem se kolegama iz Hrvatskog geološkog instituta: dr. sc. Lari Wachi na pomoći kod pisanja prvog znanstvenog članka, dr. sc. Mariji Horvat na pomoći kod snimanja planktonskih foraminifera na elektronskom mikroskopu, dr. sc. Tomislavu Kurečiću na pomoći oko kartiranja Pićanskog sloja, dr. sc. Vlatku Brčiću na pomoći oko grafičkog sređivanja priloga, dr. sc. Ines Galović na cimerstvu i dr. sc. Vlatku Gulamu na pozivu za sudjelovanje u terenskim istraživanjima u sklopu projekta RESPONSa te na ustupljenim fotografijama.

Hvala kolegama iz laboratorija Zavoda za geologiju, Ani Ćaić, mag. chem. na pomoći oko analize sadržaja karbonata te tehničarkama i tehničarima iz laboratorija Đurđici Novoselec, Mirjani Drušković, Antunu Škrtiću i Damiru Galoviću na pomoći oko pripreme uzoraka i izrade mikroskopskih preparata.

Hvala dr. sc. Ivanu Razumu koji me motivirao (natjerao) i pripremio za natječaj za radno mjesto u sklopu kojeg je izrađena ova disertacija. Još mu uvijek dugujem geološki čekić.

Zahvaljujem se i svom prvom mentoru, pokojnom dr. sc. Hrvoju Posiloviću, čiji je prerani odlazak spriječio da ovo istraživanje bude još zanimljivije i uspješnije.

Hvala i svim djelatnicima Hrvatskog geološkog instituta i Geološkog odsjeka PMF-a koji su mi na bilo koji način pomogli pri izradi ove disertacije.

ZAHVALE

SADRŽAJ

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA

BASIC DOCUMENTATION CARD

SADRŽAJ:

1. Uvod ... **1**

1.1. Sedimentacija u dubokomorskim bazenima i sedimenti gravitacijskih tokova ... *3*

1.2. Sedimentacija u predgorskom bazenu ... *9*

1.3. Geološka građa Istre i naslage Dinarskog predgorskog bazena ... *13*

2. Pregled dosadašnjih istraživanja Istarskog fliša ... **21**

2.1. Sedimentacija i podrijetlo sedimenata u Istarskom fliškom bazenu ... *21*

Starost Istarskog fliša i dubina bazena ... *23*

3. Metode ... **25**

3.1. Terenske metode i lokaliteti ... *25*

3.1.1. Geološki profili ... 25

3.1.2. Sedimentološki stupovi ... 26

3.1.3. Određivanje sastava breča ... 27

3.2. Laboratorijske metode ... *29*

3.2.1. Kalcimetrija ... 30

3.2.2. Šlemanje – izdvajanje planktonskih foraminifera ... 30

3.2.3. SEM analiza ... 31

3.3. Kabinetske metode ... *31*

3.3.1. Obrada podataka prikupljenih na terenu ... 31

3.3.2. Određivanje kvantitativnog sastava karbonatnih turbidita ... 32

3.3.3. Petrografska analiza siliciklastično-karbonatnih turbidita ... 33

3.3.4. Analiza teških minerala ... 34

3.4. Paleontološke i biostratigrafske analize ... *35*

3.4.1. Odredba planktonskih foraminifera ... 35

3.4.2. Odredba vapnenačkog nanoplanktona ... 36

4. Rezultati ... **37**

4.1. Sedimentni facijesi ... *39*

4.1.1. Facijes F1 – Olistoliti ... 39

4.1.2. Facijes F2 – Megaslojevi ... 40

4.1.3. Facijes F3 – Ruditni turbiditi ... 42

4.1.4. Facijes F4 – Arenitni turbiditi ... 44

4.1.5. Facijes F5 – Lapor s rijetkim slojevima arenita ... 47

4.1.6. Facijes F6 – Masivni lapori ... 48

4.1.7. Facijes F7 - Slampovi i klizišta ... 49
4.1.8. Facijes F8 - Foraminiferski vekston ... 50

4.2. Litološke značajke istraživanih lokaliteta ... 52
4.2.1. Plomin ... 53
4.2.2. Ripenda ... 57
4.2.3. Hum ... 62
4.2.4. Buzet ... 65
4.2.5. Gračišće ... 71
4.2.6. Kaldir ... 75
4.2.7. Katun-I ... 79
4.2.8. Katun-II ... 85
4.2.9. Koromačno ... 87
4.2.10. Pićan ... 91
4.2.11. Šublentica ... 94
4.2.12. Šterna-I ... 97
4.2.13. Šterna-II ... 102
4.2.14. Šćurak ... 105
4.2.15. Senari ... 107
4.2.16. Kožljak ... 108
4.2.17. Grimalda ... 109

4.3. Litološki sastav fliških breča ... 110

4.4. Kvantitativna analiza sastava karbonatnih slojeva ... 115

4.5. Analiza teške mineralne frakcije odabranih uzoraka ... 122

4.6. Smjer paleotransporta ... 125

4.7. Paleontološke odredbe ... 128

5. Rasprava ... 137

5.1. Razvoj Istarskog fliškog bazena ... 137

5.2. Naslage Istarskog fliša ... 144

5.3. Sastav i porijeklo karbonatnog biodetritusa ... 153

5.4. Sastav i porijeklo siliciklastičnog detritusa ... 155

6. Zaključak ... 158

7. Sažetak ... 161

8. Extended abstract ... 165

9. Literatura ... 170

10. Životopis ... 185

11. Prilozi ... 187

11.1. Popis određenih planktonskih foraminifera ... 187

11.2. Popis određenih vapnenačkih nanofosila 196

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA

Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno-matematički fakultet
Geološki odsjek

Doktorska disertacija

Krešimir Petrinjak

Sedimentološke karakteristike južnog dijela Istarskog fliškog bazena

Rad je izrađen na: Hrvatskom geološkom institutu, Sachsova 2, 10000 Zagreb

Sažetak: Tema istraživanja su klastične naslage Istarskog fliša. Zajedno sa Foraminiferskim vapnencima, one čine ispunu Dinarskog predgorskog bazena koji je postojao na području Istre za vrijeme srednjeg eocena. Naslage fliša sastoje se od autohtonih hemipelagičkih lapora i naslaga taloženih iz gravitacijskih tokova. Za potrebe istraživanja analiziran je niz sedimentoloških stupova i točaka opažanja te su izdvojeni i opisani sedimentološki facijesi: olistoliti, megaslojevi, ruditni turbiditi, arenitni turbidit, lapori s rijetkim slojevima arenita, masivni lapori, te facijes slampova i klizišta. Megaslojevi su građeni od litoklasta porijeklom iz kredno-paleogenske karbonatne podloge, od fosilnog detritusa pretaloženog iz istovremenih karbonatnih rampi i od prerađenog bazenskog lapora. Karbonatni fosilni detritus prevladava i u ruditnim turbiditima, dok se siliciklastični detritus pojavljuje u tanjim turbiditima u gornjim dijelovima fliškog slijeda. Analize smjerova paleotransporta slojeva siliciklastičnog sastava ukazuje na dominantan smjer paleotransporta sa sjeverozapada prema jugoistoku, dok je za slojeve karbonatnog sastava prema sjeveru. Prema analizi facijesa možemo zaključiti da je Istarski fliš taložen na području podmorske padine i bazenske ravnice. Na taloženje megaslojeva glavni utjecaj imala je tektonika, koja je bila posljedica napredovanja dinaridskih struktura. Na temelju analiza zajednica planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona Istarskom flišu je potvrđena srednjeocenska starost.

Ključne riječi: fliš, turbiditi, predgorski bazen, eocen, Dinaridi
Rad sadrži: viii + 212 stranice, 78 slika, 5 tablica i 2 priloga
Jezik izvornika: hrvatski
Rad je pohranjen u: Knjižnici Hrvatskog geološkog instituta, Nacionalnoj i sveučilišnoj knjižnici i knjižnici Geološkog odsjeka Prirodoslovno-matematičkog fakulteta.
Mentori: Dr. sc. Tvrtko Korbar, znanstveni savjetnik, HGI, Zagreb
Doc. dr. sc. Borna Lužar-Oberiter, docent, PMF, Zagreb
Ocjenjivači: Prof. dr. sc. Vlasta Ćosović, redovna profesorica, PMF, Zagreb
Prof. dr. sc. Davor Pavelić, redovni profesor RGNF, Zagreb
Doc. dr. sc. Katarina Gobo, docentica, PMF, Zagreb
Rad prihvaćen: 7. lipnja 2021. godine na sjednici Vijeća Geološkog odsjeka Prirodoslovno matematičkog fakulteta u Zagrebu

BASIC DOCUMENTATION CARD

University of Zagreb
Faculty of Science
Department of Geology

Doctoral thesis

Krešimir Petrinjak

Sedimentological characteristics of the southern part of the Istrian flysch basin

Thesis completed in: Croatian geological survey, Sachsova 2, Zagreb

Abstract: The topic of research are the clastic deposits of the Istrian flysch, which together with the Foraminiferal limestones, were deposited within a Dinaric foreland basin that existed in Istria during the Middle Eocene. The flysch consists of hemipelagic marls and various gravity-flow deposits which are the main focus of this study. For the purpose of the research, 13 sedimentological logs and four additional outcrops were analyzed. Sedimentary facies include: olistoliths, megabeds, rudite turbidites, arenite turbidites, marl with sparse beds of arenite, massive marl, slumps and landslides. The megabeds are composed of lithoclasts derived from older neritic limestones underlying the flysch, bioclastic sediments derived from synchronous carbonate ramps, and reworked basinal marls. Bioclastic fossil detritus is also one of the main components of rudite turbidites, while siliciclastic material is found only in arenite turbidites in the upper part of the Istrian flysch succession. Paleoflow measurments from siliciclastic strata indicate a dominant paleotransport direction towards the southeast, while the direction of carbonate beds was towards the north. According to the investigated facies, it is concluded that the Istrian flysch was deposited in deep-water paleoenvironments, base-of-slope and the basin plain. The deposition of megabeds and other deposits was influenced by tectonic activity related to the propagation of Dinaric structures. Based on the analysis of planktonic foraminifera and limestone nanoplankton assemblages, the age of the Istrian flysch was confirmed as Middle Eocene.

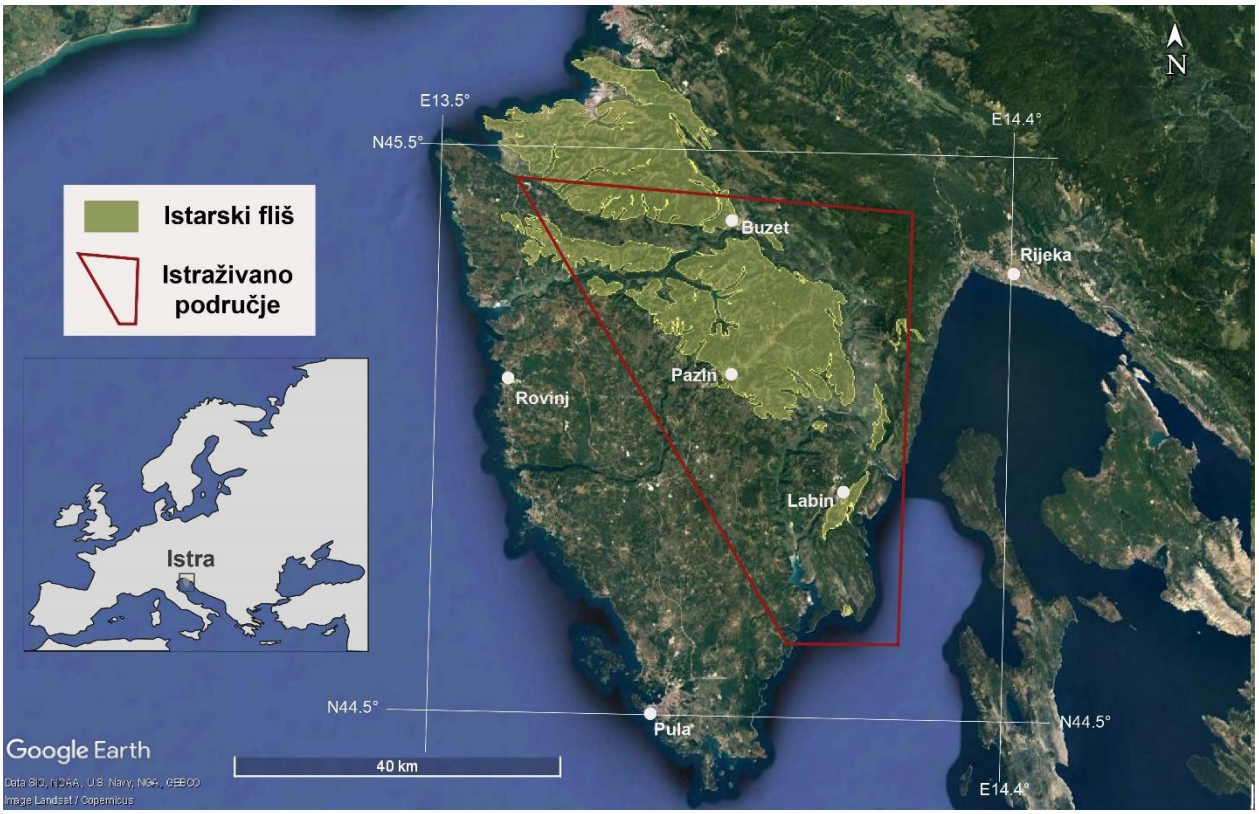
Key words: flysch, turbidites, foreland basin, Dinarides, Eocene
Thesis contains: viii + 212 pages, 78 text pictures, 5 tables and 2 appendices
Original in: Croatian
Thesis deposited in: Library of the Croatian geological survey, the National Library and Library of the Geological department of the Faculty of Science.
Supervisors: Dr. sc. Tvrtko Korbar, scientific advisor, Cratian geological survey, Zagreb
Dr. sc. Borna Lužar-Oberiter, Assistant Profesor, Faculty od Science, Zagreb
Reviewers: Prof. dr. sc. Vlasta Ćosović, Professor, Faculty of Science, Zagreb
Prof. dr. sc. Davor Pavelić, Professor, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering, Zagreb
Doc. dr. sc. Katarina Gobo, Assistant Professor, Faculty od Science, Zagreb
Thesis accepted: June 7th, 2021., Department of Geology Council Meeting.

1. UVOD

Naslage Istarskog fliša su sedimentne stijene nastale u nekadašnjem taložnom bazenu koji se rasprostirao u predgorju Vanjskih Dinarida, a formiran je tijekom eocena na području današnje Istre. Bazen je nastao kolizijskim procesima Jadranske mikroploče (Adrije) i Europske ploče tijekom Alpske orogeneze uslijed tangencijalnih deformacija koje su zahvatile gornje dijelove kore Adrije tijekom njezinog kretanja prema sjeveroistoku (AUBOIN i sur., 1970; SCHMIDT i sur., 2008; KORBAR, 2009).

U dubljem dijelu bazena (tzv. turbiditnom bazenu) taložen je Istarski fliš, kojeg čine dubokomorske naslage. Stijene od kojih se sastoji Istarski fliš su (hemipelagički) lapori i sedimenti nastali taloženjem iz gravitacijskih tokova. Sedimenti gravitacijskih tokova sastoje se većim dijelom od pretaloženog materijala koji je prvotno akumuliran u plićim morskim prostorima na samim rubovima bazena. Na nekim rubnim dijelovima nalazile su se karbonatne rampe na kojima se stvaralo obilje karbonatnog detritusa, većinom karbonatnih skeleta bentičkih organizama.

Danas su naslage Istarskog fliša rasprostranjene u sjeveroistočnom dijelu Istre od područja Trsta na sjeverozapadu do Labina na jugoistoku (slika 1). Uže područje istraživanja za potrebe izrade ovoga doktorskog rada bio je jugoistočni dio Istarskog fliškog bazena, južno od Bujske antiklinale, koji uključuje i tzv. Labinski bazen i fliš na poluotoku Koromačno. Cilj istraživanja bio je utvrditi procese taloženja naslaga Istarskog fliša te okoliše u kojima su se ti procesi odvijali. Jedan od glavnih ciljeva bilo je utvrđivanje sastava i podrijetla karbonatnog detritusa pomoću detaljnih terenskih, laboratorijskih i kabinetskih istraživanja.



Slika 1. Površinsko rasprostiranje paleogenskog fliša na prostoru Istarskog poluotoka s prikazom istraživanog područja u crvenom okviru. Pojednostavljeno prema OGK 1:300.000 (HGI, 2009) te prikazano na satelitskoj snimci Google Earth u podlozi.

Naziv fliš izvorno se u 19. st. koristio za gornjokredne naslage koje su se sastojale od izmjene lapora i pješčenjaka u pokrajini Simmenthal u Švicarskoj (SINHA i UPADHYAY, 1994; MUTTI i sur., 2009). Alpski geolozi proširili su upotrebu te riječi za slične naslage vezane i za druge planinske lance (Apenine, Pirineje, Karpate i Dinaride). Iako je naziv prvotno bio vezan za teoriju geosinklinala, zadnjih desetljeća je doveden u kontekst tektonike ploča. Stoga se smatra da fliš predstavlja sinorogenentske naslage koje su nastale pretaloživanjem starijih stijena (MUTTI i sur., 2009) te ih možemo razlikovati od molase koja se veže za post-orogenetske (MUTTI i sur., 2009) ili kasno-orogenetske taložne procese u *wedge-top* bazenima, kao što je to u Dinaridima (KORBAR, 2009).

Tipični sedimenti fliša su turbiditi, slojevi normalno gradiranog pijeska i lapora, koje su u Apeninima opisali KUENEN i MIGLIORINI (1950) te objasnili njihov nastanak turbiditnim (mutnim) strujama. Danas su u flišu i općenito dubokomorskim bazenima opisani i sedimenti koji su taloženi i drugim mehanizmima gravitacijskog taloženja, a upravo takvi sedimenti su i tema ovog rada.

1.1. SEDIMENTACIJA U DUBOKOMORSKIM BAZENIMA I SEDIMENTI GRAVITACIJSKIH TOKOVA

Prema STOW (1986), procesi koji prenose i prerađuju materijal u dubokomorski okoliš dijele se na:

a) Procese resedimentacije gravitacijskim tokovima – pretaloživanje detritusa koji je prethodno nataložen u plitkom moru;

b) Procese taloženja i prerađivanja sedimenta pridnenim strujama;

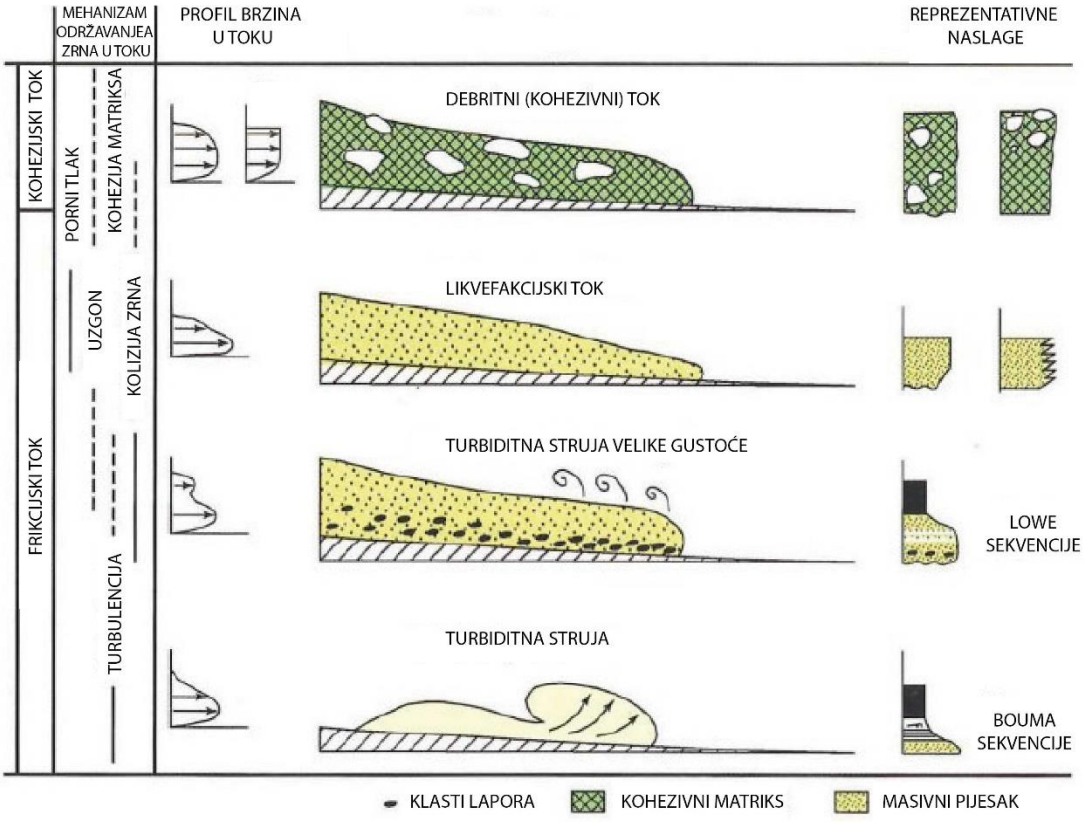
c) Taloženje sitnozrnatih sedimenata iz suspenzije koja prenosi sitni siliciklastični i pelagički detritus.

U ovom istraživanju fokus je bio na sedimentima nastalim procesima pretaloživanja gravitacijskim tokovma. Svaki proces ima svoje specifične sedimentne facijese (STOW, 1986; TIŠLJAR, 2004). Glavni procesi resedimentacije su:

1. Podmorski odroni (*Rockfall*) – nagli i brzi odroni stijenskog kršja pod djelovanjem gravitacije niz strme podmorske padine. Inicirani su erozijom, potresima ili nekim drugim sličnim događajima. Pojedini klasti (olistoliti) ili lavine sedimenata mogu se kotrljati, poskakivati ili klizati niz padinu nekoliko desetaka ili stotina metara (TIŠLJAR, 2004);

2. Klizanja ili slampiranja – obuhvaćaju premještanja velikih količina polukonsolidiranih masa sedimenata niz padinu sve dok sedimenti još uvijek zadržavaju nekakav unutarnji sklad. Klizanje podrazumijeva premještanje niz padinu uz mali interni poremećaj, dok slampiranje podrazumijeva jači unutarnji poremećaj – tj. sinsedimentacijsko boranje i rasjedanje (TIŠLJAR, 2004);

3. Gravitacijski tokovi – glavna podjela gravitacijskih tokova (*sediment gravity flow*) je prema mehanizmima transporta čestica u toku (MIDDLETON i HAMPTON, 1973; LOWE 1982; MULDER i ALEXANDER, 2001; PICKERING i HISCOTT, 2016). Mehanizmi koji održavaju čestice u suspenziji i omogućuju njihov transport su: turbulencija, uzgon, kolizija čestica, porni tlak i snaga matriksa (slika 2). Navedeni mehanizmi omogućuju četiri skupine sedimentnih tokova: turbiditne struje, turbiditni tok velike gustoće (*concentrated density flow*), likvefakcijski tok (*inflated sandflow*) i debritni (kohezijski) tok. U svakom od navedenih tokova dominiraju različiti mehanizmi držanja čestica u suspenziji u različitim omjerima.



Slika 2. Podjela gravitacijskih tokova prema MULDER i ALEXANDER (2001). Prva podjela je prema reološkim svojstvima toka na frikcijske i kohezijske; druga podjela je prema mehanizmu održavanja zrna u toku: turbulencija, kolizija zrna, uzgon, porni tlak i kohezija (čvrstoća) matriksa. U zadnjoj koloni prikazane su naslage karakteristične za taloženje iz pojedinog toka.

Turbiditne struje (mutne struje) su struje u kojima je turbulencija dominantan mehanizam prenošenja čestica. Sedimenti nastali taloženjem turbiditnih struja su turbiditi. Idealan niz sedimentnih sekvencija turbidita dao je BOUMA (1962) i njegov model se sastoji od sljedećih intervala (u idealnom slijedu): Ta – masivni do normalno gradirani pijesak; Tb – pijesak s paralelnom laminacijom; Tc – pijesak s kosom laminacijom i konvolucijom; Td – sitnozrnati pijesak ili silt s paralelnom laminacijom; Te – masivni ili bioturbirani mulj.

Prikazani model turbidita uglavnom vrijedi za srednjezrnate pijeske (slika 2). Za sitnozrnate turbidite postoje detaljne podjele sekvencija koje se u grubo mogu svrstati unutar gornjih Bouminih intervala od Td do Te (PIPER, 1978; STOW i SHANMUGAM, 1980).

Turbiditne struje velike gustoće odgovaraju nazivu *concentrated density flow* prema MULDER i ALEXANDER (2001) – slika 2. Dominantni mehanizmi transporta su kolizija čestica (*grain-to-grain support* prema MULDER i ALEXANDER, 2001) koja ih održava u suspenziji i turbulencija. Sedimente taložene iz turbiditnih struja velike gustoće opisao je LOWE (1982) i zaključuje da su zbog mehanizama održavanja čestica dimenzija većih od srednjezrnatog pijeska potrebni tokovi veće gustoće (>20–30 vol % čestica u toku). LOWE (1982) je definirao sekvencije za idealne krupnozrnate turbidite taložene iz šljunkom i pijeskom bogatih turbiditnih struja (sekvencije R_1, R_2, R_3, S_1, S_2, S_3 – tzv. Loweove sekvencije, slike 2).

Prema MULDER i ALEXANDER (2001) kriteriji za razlikovanje sedimenta taloženih iz turbiditnih struja i turbiditnih struja visoke gustoće su:

a) veličina zrna – turbiditna struja može prenositi klaste samo do dimenzija srednjezrnatog pijeska;

b) debljine Ta facijesa – udio Ta dijela u ukupnoj debljini sloja je znatno veća u sedimentima taloženim iz turbiditne struje visoke gustoće;

c) rijetka pojava horizontalnih laminacija u sedimentima taloženim iz turbiditne struje visoke gustoće zbog mehanizama transporta.

Likvefakcijski tok (*inflated sandflow*) je tok visoke gustoće. Naime, od 40 do 70 vol % su klasti koji su najčešće u rasponu od krupnog silta do šljunka, a najčešće je prisutan pijesak (PICKERING

i HISCOTT, 2016). Prema MULDER i ALEXANDER (2001), glavni mehanizam transporta i održavanja čestica u suspenziji je kolizija (*grain collision*). Sedimenti taloženi iz ovakvih tokova su masivni pješčenjaci koji ponekad mogu imati inverznu gradaciju zbog trenja u donjem dijelu toka (STOW, 1986).

Debritni tok je kohezijski tok s klastima od veličine pijeska do blokova. Kohezija među klastima je održana zbog elektrostatskog privlačenja na mineralima glina i velikog trenja među klastima (dominatni mehanizam). Prema MULDER i ALEXANDER (2001), možemo razlikovati muljne tokove – *mud flows* (<5 vol % šljunka i pijeska) i debritne tokove (>5 vol % šljunka i pijeska). Debritni tokovi mogu prenositi i klaste blokovskih (*boulder size*) dimenzija. Česta je pojava miješanja stijena različitih litologija, često sadržavaju blokove sitnozrnatog, mekog sedimenta (npr. blokovi lapora u Istarskom flišu) u muljnom matriksu. Sedimenti nastali iz ovih tokova su neorganizirani, ponekad mogu imati normalnu i obrnutu gradaciju, a ponekad su laminirani u podini (STOW, 1986). Debritni tokovi mogu na podmorskim padinama, kanjonima i jarcima tvoriti značajne akumulacije kršja poznate pod imenom debriti (olistostrome), a mogu se razviti i u turbiditne tokove (TIŠLJAR, 2004).

Transformacije toka

Gravitacijski tokovi mogu mijenjati karakter i mehanizme transporta detritusa – tj. mogu započeti kao odroni ili klizišta i transformirati se u debrite, turbidite visoke gustoće te u konačnici u turbidite (PICKERING i HISCOTT, 2016).
Mehanizmi tranformacije toka opisani su kao:

a) transformacija iz kohezivnog klizanja u debritni tok kao posljedica inkorporiranja morske vode u sedimente (STRACHAN, 2008; HAUGHTON i sur., 2009; PICKERING i HISCOTT, 2016);

b) transformacija zbog gravitacije – u donjem dijelu toka je veća koncentracija klasta pa dolazi do razdvajanja turbiditne struje visoke i niske gustoće (POSTMA i sur., 1988);

c) površinske transformacije u prednjem dijelu ili na površini toka visoke koncentracije, u kontaktu fluida (morske vode) kao posljedica miješanja i inkorporacije morske vode što

rezultira rjeđim turbulentnim tokom na rubnim dijelovima (STRACHAN, 2008; PICKERING i HISCOTT, 2016).

Megaslojevi

Debeli slojevi krupnozrnatih detritusa unutar fliške serije sedimenata neformalno se nazivaju megaslojevi. Za slične slojeve u literaturi postoji više naziva. Termin *megabed* (megasloj) opisan je u radu od RUPKE (1976) u kojem opisuje *megabed*–ove kao slojeve sastavljene od 25 m debelog pješčenjaka i do 16 m debelog lapora u sukcesiji ispod kojih se nalazi i do 100 m debeli slamp. Nastanak ovakvog sloja RUPKE (1976) je pripisao velikim seizmičkim događajima u kojima se iznad slampa stvorio turbiditni tok i istaložio pretaložene pješčenjake i lapore.

Megaturbiditi je pojam kojeg BOUMA (1987) koristi za slojeve koji su deblji i različitog sastava u usporedbi s ostalim slojevima u seriji, imaju veliko lateralno prostiranje te nemaju geometriju turbiditnih lepeza, a vidljivo je da su taloženi jednim taložnim događajem.

MUTTI i sur. (1984) navode pojam seizmoturbiditi za debele slojeve u Pirinejima i Apeninima. Prema navedenim autorima, seizmoturbiditi su slojevi velikog volumena (>100 km^3) i rasprostiranja u taložnom bazenu, a produkt su gravitacijskih tokova potaknutih seizmičkom aktivnosti. Također, prema MUTTI i sur. (1984) seizmoturbiditi nemaju geometriju dubokomorskih lepeza kao što su kanali ili lobovi (*lobes*).

Slični karbonatni sedimenti, sastavljeni od breča, konglomerata, bioklastičnih arenita i lapora iz drugih regija, posebno onih iz drugih predgorskih bazena Vanjskih Dinarida, tumače se kao megabedovi (TUNIS i VENTURINI, 1992; MARJANAC, 1996) ili sedimenti masovnog transporta – *mass transport deposits* (OGATA i sur., 2014, 2019). U Srednjodalmatinskom bazenu, MARJANAC (1996) je opisao 4 vrste debelih karbonatnih megaslojeva: 1) megaturbiditi, 2) reflektirani turbiditi, 3) kompozitni turbiditi i 4) složeni slojevi, sastavljeni od debritnog i turbiditnog dijela.

Slojevi tzv. megabreča u Julijskom i Friuli bazenu interpretirani su u radovima OGATA i sur. (2014, 2019) kao fosilni primjeri naslaga masovnog transporta (*mass transport deposits*) koji su nastali kolapsom karbonatnih platformi i klizanjem sedimenta iz marginalnih dijelova šelfa u duboko more u proto-Dinarskom orogenu. Katastrofični događaji stvorili su dvodjelne slojeve s

donjim dijelom taloženim iz kohezijskog debritnog toka (*blocky/debrite flow*) s olistolitima velikim i do 100 m u promjeru i gornjim slojem taloženim iz turbititne struje. Takvi tokovi mogu transportirati i miješati vanbazenski i unutarbazenski materijal (lapor) te njihovo formiranje obično podrazumijeva litološko miješanje i "*block in matrix*" teksture (PINI i sur., 2012; OGATA i sur., 2020.). Općenito, takvi se slojevi tumače kao sedimenti taloženi jednim događajem, s transformacijom početnog toka (odron ili debritni tok i mutna struja) te iz njega nastaju karakteristične dvodjelne naslage.

1.2. SEDIMENTACIJA U PREDGORSKOM BAZENU

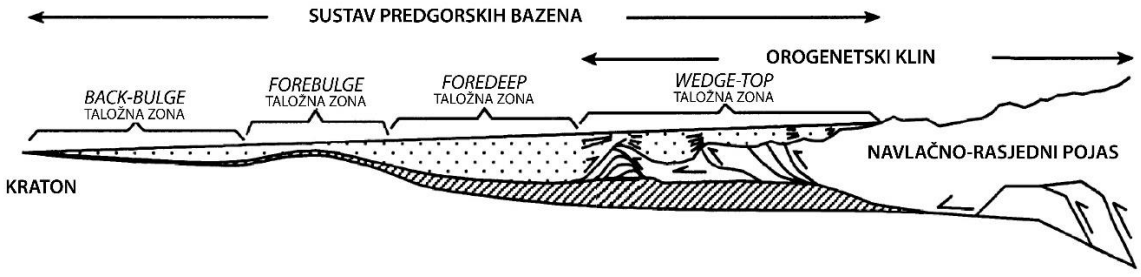
Prema DECELLES i GILLES (1996), predgorski bazen je izduženi akomodacijski prostor koji nastaje između progradirajućeg orogena i kratona. Ovaj kompleksan bazen podijeljen je u 4 diskretne taložne zone: *wedge-top, foredeep, forebulge, back-bulge* (slika 3). Granice između tih zona su dijakrone, tj. mijenjaju se kroz vrijeme kao posljedica napredovanja orogena. U nekim predgorskim bazenima *forebulge* i *back-bulge* taložne zone su slabo razvijene ili nedostaju. Longitudinalne dimenzije predgorskih bazena su približno jednake duljini pripadajućeg navlačno-rasjednog pojasa u orogenu. Bazen i akomodacijski prostor nastaje savijanjem litosferne ploče uslijed težine borano-navlačnog pojasa (DECELLES i GILLES 1996). SINCLAIR (1997) definira model za tzv. neispunjene periferne predgorske bazene (*underfilled peripheral foreland basins*) u Alpama. U njegovom modelu postoje tri jedinice koje su uvijek u istim stratigrafskim odnosima tijekom migracije bazena (*underfilled trinity*). Te jedinice su:

1) Donja jedinica –karbonatna sedimentacija na kratonskom rubu bazena (karbonatna rampa na području *forebulge* taložne zone);

2) Srednja jedinica – hemipelagički mulj na rubu bazena;

3) Gornja jedinica – dubokomorski siliciklastični turbiditi koji se talože blizu ruba orogena.

Čimbenici koji kontroliraju stratigrafiju neispunjenog predgorskog bazena su: savitljivost ploče koja se podvlači, brzina migriranja navlaka, naprezanje, izostazija, klima (regionalni čimbenici) te struktura kratona i orogena (lokalni čimbenici).



Slika 3. Sustav predgorskih bazena, modificirano prema DECELLES i GILES (1996).

Wedge-top taložna zona

Prostor iznad frontalnih deformacija orogena u kojem se talože znatne količine sinorogenskog sedimenta zove se *wedge-top* depozona. Stijene koje se deformiraju u fronti navlačne zone, često su relativno mladi, rastresiti sedimenti, dok se starije i otpornije stijene izdižu u zaleđu (DECELLES, 1994). Sedimenti u *wedge-top* taložnoj zoni se nakupljaju na više mjesta, u „*piggy-back*“ bazenima (ORI i FRIEND, 1984), odnosno *thrust-top* bazenima i satelitskim bazenima (RICCI LUCCHI, 1986), velikim kanjonima te kao naslage vezane za povratna navlačenja (*backthrusting*) i *out-of-sequence* rasjedanje (DECELLES i GILLES, 1996). U kopnenim okolišima taloži se krupnozrnatiji materijal, najčešće aluvijalni i fluvijalni sedimenti. U morskim okolišima talože se sedimenti masivnih tokova te sitnozrnati, obalni (šelfni) sedimenti (ORI i sur., 1986). Teoretski, naslage *wedge-top* bazena najdeblje su na granici sa *foredeep* depozonom te isklinjavaju prema orogenetskom klinu (*orogenic wedge*). Prema RICCI LUCHI (1986) sedimenti gravitacijskih tokova (turbiditi, debriti i olistostrome) mogu se taložiti i u *thrust-top* i satelitskim (ekvivalent *piggy-back* bazena prema ORI i FRIEND, 1986) bazenima. Ponekad je problematično razlikovati proksimalni *foredeep* od *wedge-topa* u starijim predgorskim bazenskim sustavima. Razlika između sedimenata proksimalong *foredeep*-a i *wedge-top*-a je što u potonjem postoje progresivne deformacijske strukture, lokalni i regionalni nekonformiteti, a sedimenti su strukturno i po sastavu nezreli. Napredovanjem orogenetske fronte, post-taložna deformacija i „kanibalizam“ *wedge-top* sedimenata može poremetiti ovaj jednostavan koncept (DECELLES i GILES, 1996).

Foredeep taložna zona

Foredeep taložna zona je prostor taloženja koji se nalazi između orogenskog klina i *forebulge*-a (slika 3), a ima oblik klina koji je tanji bliže kratonu. Najčešće *foredeep* taložne zone dugačke su oko 100–300 km, a duboke 2–8 km (DECELLES i GILES, 1996). Kopnene *foreland* taložne zone primaju sedimente iz longitudinalnih i transverzalnih fluvijalnih i aluvijalnih smjerova. Mogu se taložiti plitki jezerski sedimenti, sedimenti riječne delte i turbiditne lepeze. U mnogim studijama perifernih predgorskih bazena dokumentiran je prijelaz iz dubokomorske sedimentacije (*flysch*) u kasniju krupnozrnatiju sedimentaciju – molasu (SINCLAIR i ALLEN, 1992). Današnji morski *foredeep* bazeni koji se nalaze na kontinentalnoj kori, karakterizirani su sedimentacijom na plitkom šelfu do 200 m dubine. Moderne kopnene *foredeep* taložne zone se sastoje od aluvijalnih lepeza i

riječnih sustava koji se prihranjuju i iz smjera borano-navlačnog pojasa i iz smjera kratona (DECELLES i GILES, 1996).

Forebulge **taložna zona**

Forebulge depozona nastaje na mjestu izdizanja dijela kore u blizini kratona (slika 3). To je potencijalno mobilna struktura koja često može biti erodirana, a može ostavljati samo nekonformitete, s obzirom da izdizanje i moguća emerzija dijakrono prolaze kroz prostor (OTONIČAR, 2007). U marinskim predgorskim bazenskim sustavima, u kojima *foredeep* taložna zona nije ispunjena sedimentom, mogu se pojaviti karbonatne rampe (DECELLES i GILES, 1996).

Back-bulge **taložna zona**

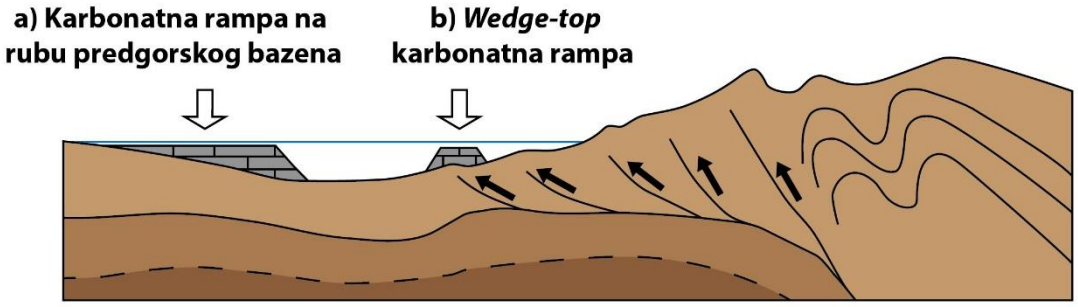
Back-bulge depozona nalazi se između *forebulga* i kratona (slika 3). Iako većina sedimenta dolazi iz borano-navlačnog pojasa, mogući su donosi i iz smjera kratona. Moguć je i razvoj karbonatnih platformi (DECELLES i GILES, 1996).

Taloženje karbonata u predgorskom bazenu

U prostoru predgorskog bazena karbonati se mogu taložiti na rubovima predgorskog bazena – slika 4 (DOROBEK, 1995; DECELLES i GILES, 1996; SINCLAIR, 1997; BOSENCE, 2005) i *wedge-top* taložnim zonama – slika 4 (BOSENCE, 2005; ŠPANIČEK i sur., 2017; ĆOSOVIĆ i sur. 2018).

Distalni dio predgorskih bazena povoljno je mjesto za taloženje znatne količine karbonata, pod uvjetom da postoji izolacija od siliciklastičnog materijala i da je *forebulg*e taložna zona pod morem. Ovakvi uvjeti su postignuti u neispunjenom perifernom predgorskom bazenu – *underfilled peripheral foreland basin* (SINCLAIR, 1997; BOSENCE, 2005). Čimbenici koji utječu na razvoj karbonatne platforme na ovoj lokaciji su izoliranost od donosa siliciklastičnog materijala iz orogenskog pojasa i fleksura (tonjenje) izazvano težinom sedimenta. Facijesi se konstantno mijenjaju kao posljedica tonjenja i sedimentnog opterećenja (DOROBEK, 1995) i vjerojatno je to razlog zbog kojeg karbonatna platforma ima oblik rampe (BOSENCE, 2005). Kako se tonjenje nastavlja i orogenski klin napreduje, karbonatna rampa mora agradirati da se održi sa subsidencijom, ili se pomicati u smjeru suprotnom od progradirajuće orogeneze – *back-step* (SINCLAIR, 1997; BOSENCE, 2005). Prema BOSENCE (2005) karbonatne rampe mogu nastati

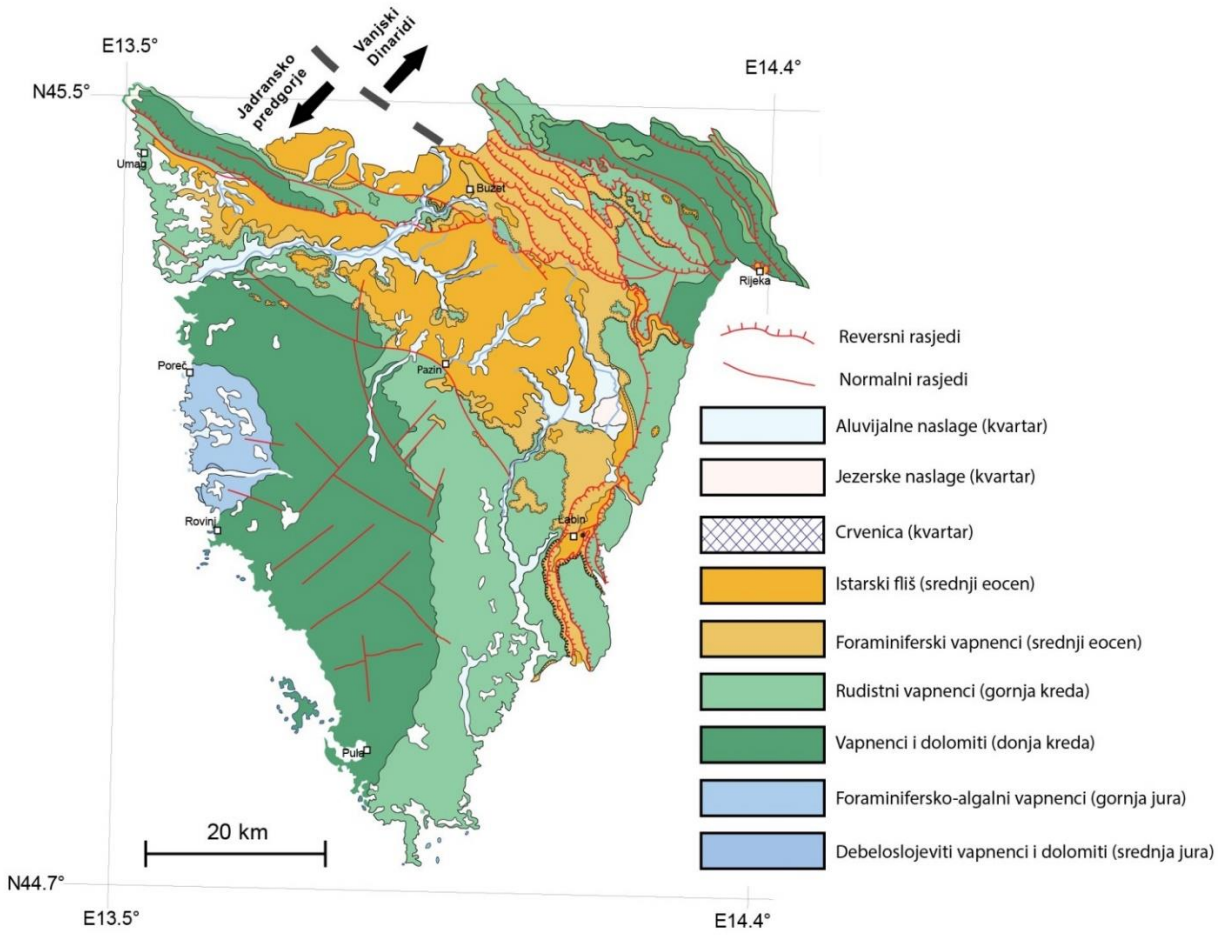
i na području *wedge-top* taložne zone kao što je opisano u Sjevernodalmatinskom pregdorskom bazenu (ĆOSOVIĆ i sur., 2018).



Slika 4. Shematski prikaz predgorskog bazena koji prikazuje moguća mjesta taloženja karbonatnih rampi (prema BOSENCE, 2005). Razlikujemo: a) karbonatnu rampu na rubu predgorskog bazena (*forebulge* taložnoj zoni); b) karbonatnu rampu na *wedge-top* taložnoj zoni.

1.3. GEOLOŠKA GRAĐA ISTRE I NASLAGE DINARSKOG PREDGORSKOG BAZENA

Naslage koje na površini nalazimo u Istri mogu se podijeliti na: mezozojske naslage Jadranske karbonatne platforme i naslage taložene u predgorskom bazenu Vanjskih Dinarida (Foraminiferski vapnenci i Istarski fliš) te kvartarne naslage (slika 5).



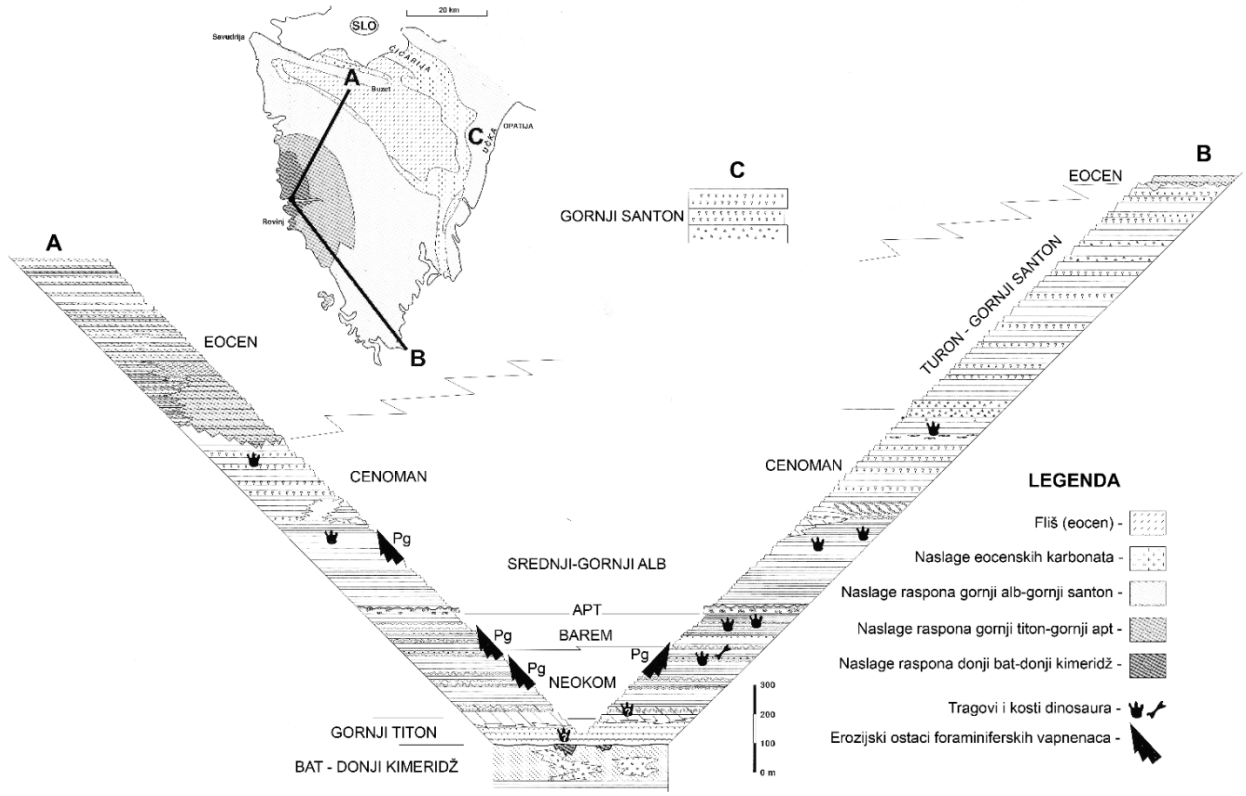
Slika 5. Geološka karta Istre u mjerilu 1:300.000 (HGI, 2009) s generaliziranim prikazom glavnih geoloških jedinica.

Mezozojske naslage karbonatne platforme u Istri prema VELIĆ i sur. (2003) mogu se podijeliti na tri megasekvencije koje su omeđene taložnim diskontinuitetima (slika 6). Stratigrafski raspon navedenih megasekvencija je sljedeći:

A. bat–donji kimeridž;

B. gornji titon–donji/gornji apt;

C. gornji alb–gornji santon.



Slika 6. Shematski geološki stup naslaga Istarskog poluotoka (VELIĆ i sur., 2003).

A. – Najstarije naslage u Istri su vapnenci srednje i gornje jure (bat–donji kimeridž), a nalaze se na zapadnoj obali Istre u okolici Rovinja. Jurske naslage čine plitkovodni vapnenci taloženi u slijedovima oplićavanja i pokrupnjavanja, a završavaju regresivnim brečama, emerzijskim površinama i boksitima.

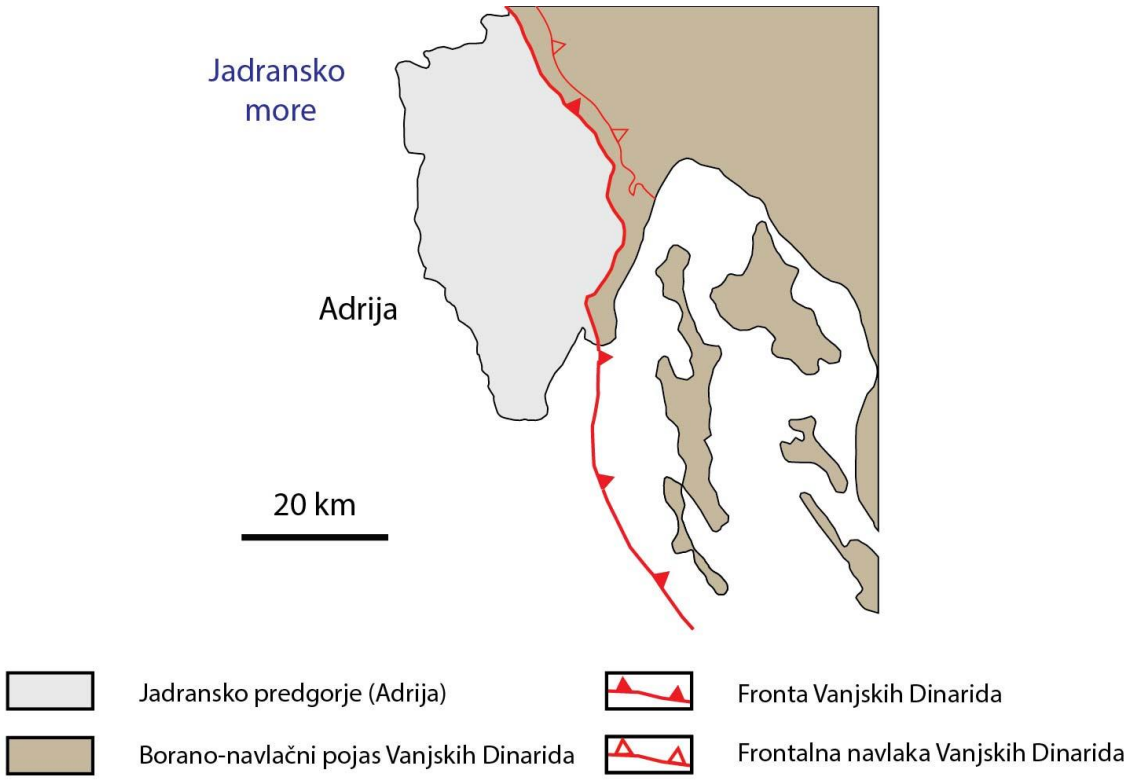
B. – Megasekvencija stratigrafskog raspona gornji titon–donji/gornji apt zastupljena je kompleksnim rasponom facijesa i velikom ukupnom debljinom. Zastupljene su peritajdalne

naslage, posebno muljni litotipovi vapnenaca s LLH stromatolitima, emerzijskim brečama, kasnodijagenetskim dolomitima i grejnstonima. Ove naslage rasprostiru se periklinalno oko Poreča, Kanfanara i Bala te do obale Rovinja i otoka Veli Brijun.

C. – Megasekvencija gornji alb–gornji santon je karakterizirana velikom debljinom i širokim rasponom zastupljenih facijesa. Nakon emerzije na početku alba došlo je do ponovne uspostave plitkomorske karbonatne sedimentacije. Ove naslage debele su preko 1000 m i sadrže različite facijese koji su odraz različitih taložnih okoliša na platformi, a posljedica su blage sinsedimentacijske tektonike. Megasekvencija završava emerzijom i regionalno značajnim diskontinuitetom taloženja.

Nakon prekida taloženja tijekom gornje krede i paleocena, na području Istre formirao se u eocenu predgorski bazen Vanjskih Dinarida kao posljedica kolizije Jadranske mirkoploče (Adrije) i Europske ploče pa naslage taložene u predgorskom bazenu diskonformno naliježu na slijed mezozojskih vapnenaca Jadranske karbonatne platforme (VLAHOVIĆ i sur., 2005).

Veći dio Istarskog poluotoka pripada nedeformiranom dijelu Adrije (OTONIČAR, 2007; SCHMID i sur., 2008; KORBAR, 2009; – slika 7) i na njoj su tijekom paleogena bile razvijene *forebulge* i *foredeep* taložne zone predgorskog bazena dok se fronta Vanjskih Dinarida, tj. orogenskog klina zaustavila na prostoru Ćićarije i Učke (slike 5 i 7). Gledano tektonski, područje Istre je antiklinalne građe, orijentirano u smjeru sjeverozapad–jugoistok (slika 5). Antiklinala je formirana tijekom kasne krede, jer paleogenske naslage dijakrono naliježu na deformirane i okršene kredne Rudistne vapnence (MATIČEC i sur., 1996).



Slika 7. Shematska karta dijela Hrvatske s prikazom glavnih tektonostratigrafskih jedinica SI Jadranskog područja (modificirano prema OTONIČAR, 2007; SCHMIDT i sur., 2008; KORBAR, 2009; ŠPELIĆ i sur., 2021).

Paleogenski slijed u Istri započinje Kozinskim naslagama koje su taložene na početku razvoja predgorskog bazena u nižim dijelovima paleoreljefa pa se samo mjestimično pojavljuju na području Istre. Ove naslage transgresivno i nekonformno leže na okršenoj krednoj podlozi, pri čemu se u najnižem dijelu nalaze boksiti i breče, a na njima smeđi, smeđe-sivi, tamnosivi do gotovo crni pločasti do tankoslojeviti vapnenci sa slatkovodnom i brakičnom faunom donjoeocenske starosti te mjestimično i ugljeni (DROBNE, 1977; MARJANAC i ĆOSOVIĆ, 2000; VELIĆ i sur., 2003; VLAHOVIĆ i VELIĆ, 2009).

Foraminiferski vapnenci su taloženi kontinuirano na Kozinskim naslagama (koje ustvari i predstavljaju početni član Foraminiferskih vapnenaca) ili transgresivno na gornjokrednim vapnencima. Ova je jedinica karakterizirana brojnošću i raznolikošću velikih bentičkih foraminifera te je s obzirom na zastupljenost pojedine specifične grupe podijeljena na tri do četiri člana (litotipa): miliolidni, alveolinski, numulitni te diskociklinski vapnenci. Slijed

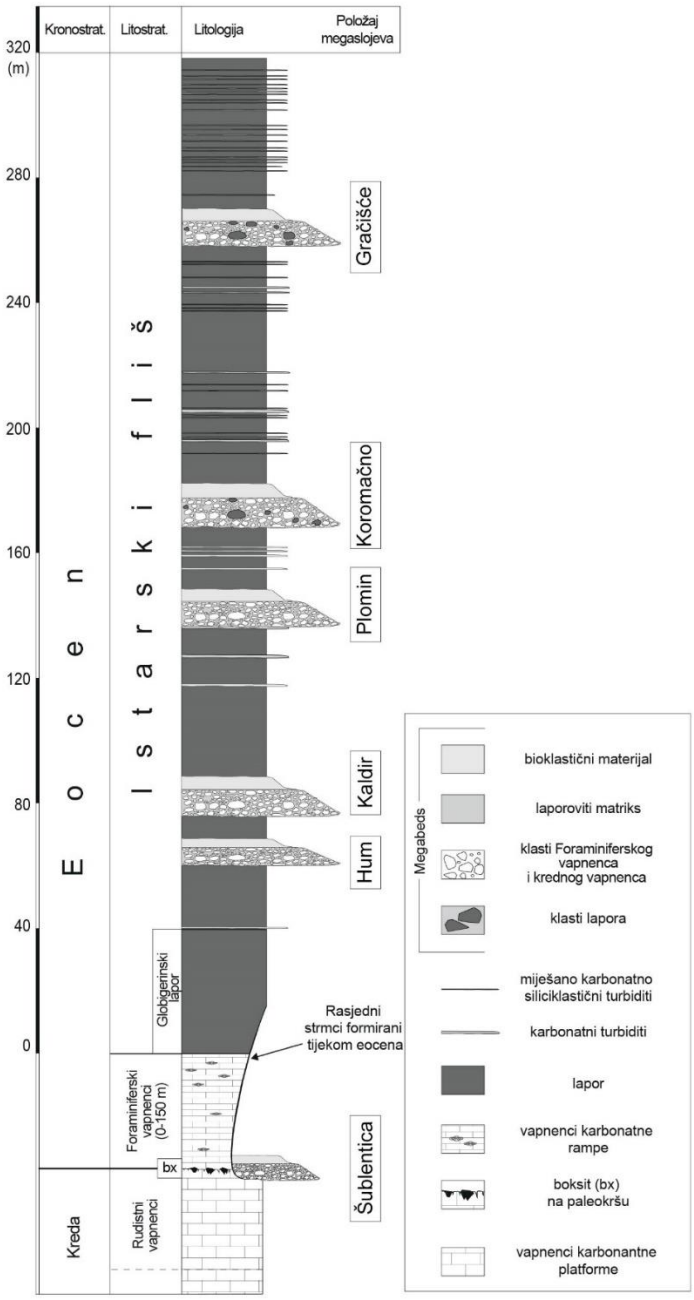
Foraminiferskih vapnenaca zapravo predstavlja progresivno produbljivanje okoliša, od zaštićenog unutarnjeg dijela potopljene platforme (miliolidni vapnenci), preko *shoreface* okoliša (alveolinski i numulitni vapnenci) do dubljih okoliša karbonatne rampe, koji su formirani sinsedimentacijskom tektonikom u kojima se talože Diskociklinski vapnenci (DROBNE, 1977; ĆOSOVIĆ i sur., 2004; VLAHOVIĆ i VELIĆ, 2009; KORBAR, 2009). Navedene jedinice nisu na svim dijelovima taložnog prostora potpuno jednake starosti, ali na području Istre stratigrafski pripadaju donjem i dijelu srednjeg eocena i rasprostiru se na rubnim dijelovima fliškog bazena te u ljuskavoj strukturi Ćićarije.

Na Foraminiferskim vapnencima talože se Prijelazne naslage (član Foraminiferskih vapnenaca) koje karakterizira povećanje udjela pelagičkih foraminifera, glaukonita i glinovite komponente. U njihovoj krovini, mjestimice se prepoznaju „Naslage s rakovicama“ i Globigerinski lapori (član Istarskog fliša) koji su taloženi tijekom produbljivanja okoliša te čine prijelaz iz plitkovodne u dubokovodnu, bazensku sedimentaciju (MARJANAC i ĆOSOVIĆ, 2000; VELIĆ i sur., 2003). Značajnija pojava slojeva pješčenjaka u slijedu naslaga Globigerinskih lapora označava granicu sa flišom, odnosno početak taloženja fliške serije.

Klastični dio naslaga predgorskog bazena Vanjskih Dinarida se smatra flišem (MARINČIĆ i sur., 1996; KORBAR, 2009). Iako neki autori (ŠPARICA i sur., 2005; MIKES i sur., 2008) pripisuju flišu u području Istre oligocensku i miocensku starost, većina autora dokazuje srednje eocensku starost (BENIĆ, 1991; BABIĆ i sur., 2007; ĆORIĆ i sur., 2008).

Naslage Istarskog fliša čine izmjene hemipelagičkih lapora i sedimenata nastalih taloženjem iz gravitacijskih tokova (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975; BERGANT i sur., 2003). Većinu sedimenata taloženih gravitacijskim tokovima čine turbiditi distalnog karaktera, tj. pješčenjaci s mjestimično vidljivim teksturama horizontalne i kose laminacije i miješanog karbonatno-siliciklastičnog sastava debljine 5–40 cm (BABIĆ i ZUPANIČ, 1997; BERGANT i sur., 2003). Prema BERGANT i sur. (2003), unutar opisanog slijeda hemipelagičkih lapora i turbidita distalnog karaktera, mjestimično se pojavljuju i krupnoklastični karbonatni slojevi, sastavljeni od karbonatnih breča, konglomerata, pješčenjaka, siltita i lapora. Ovi slojevi mogu biti i znatno većih debljina (0,5–5 m), mjestimice i preko 10 m, imaju kompleksnu unutrašnju građu, a nastali su sedimentacijom iz debritnih i turbiditnih tokova. Takvi slojevi su karakteristični za stariji, donji dio bazenske ispune. Neki od njih brzo isklinjavaju, dok se neki mogu rasprostirati i više od 10 km (BERGANT i sur.,

2003). Ovakvi slojevi nazvani su „megaslojevi“, a osim u Istarskom bazenu, u flišu Vanjskih Dinarida mogu se naći još i u Friuli bazenu (TUNIS i VENTURINI, 1992) i u Srednjodalmatinskom bazenu (MARJANAC, 1991, 1993). Shematski prikaz klastičnog dijela paleogenskih naslaga Istre prikazan je na slici 8.



Slika 8. Shematski geološki stup slijeda Istarskog fliša s relativnim pozicijama istraženih megaslojeva. Debljina je preuzeta iz MARINČIĆ i sur. (1996). Prikaz stratigrafske podloge Istarskog fliša nije u mjerilu. Modificirano prema PETRINJAK i sur. (2021).

U tumaču geološke karte OGK 1:100 000, list Ilirska Bistrica (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975) paleogenski klastiti opisani su kao flišolike naslage koje pokrivaju područje Pazinskoga bazena, sinklinale Brkina i Rječine, a nalaze se i na jugozapadnom dijelu Ćićarije. U području Brkinske sinklinale ove naslage se nazivaju još uvijek flišom iako ondje postoje i elementi molase (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975) pa autori pojam „flišolik" smatraju ispravnijim. Flišolike naslage razvijene su u dva tipa: u Pazinskom bazenu veći je udio karbonata, a u sinklinalama Brkini i Rječine prevladava glinovita komponenta uz znatno veći udio kvarca. Flišolike naslage su sastavljene od breča, konglomerata, pješčenjaka, lapora, glinovitih lapora i glina. U Pazinskom bazenu bilo je moguće izdvojiti kalcirudite, biokalcirudite, biokalkarenite, kalkarenite i kvarckalkarenite, te biokalksiltite, kalcisiltite i kvarckalksiltite (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975).

Naslage Istarskog fliša su u tumaču OGK 1:100 000, list Labin (ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973) opisane kao flišolike naslage koje pripadaju gornjem dijelu srednjeg eocena s provodnom faunom *Hantkenina alabamensis* (indeks fosil). Postoji mogućnost da malim dijelom prelaze i u gornji eocen. Karakterizirane su opetovanom izmjenom lapora i kvarckalkarenita, biokalkarenita, kvarckalksiltita, kalcirudita i biokalcirudita. Kalcilutiti i kalciruditi sastoje se od valutica i kršja starijih stijena vezanih vapnenim ili glinovitim detritusom s ulomcima foraminifera, koralja i alga. Kredni blokovi imaju dimenzije i do 2 m^3. Biokalciruditi se uglavnom sastoje od pretaložene makroforaminiferske faune, ponajviše numulita, diskociklina i alga, a rjeđe i makrofaune. Navedeni klasti vezani su mikrozrnatim kalcitom, dijelom rekristaliziranim u srednjozrnati kalcit. Foraminifere su rekristalizirane u fibrozni kalcit sa sitnozrnatim kalcitom u šupljinama. Opća karakteristika breča je da se u bazi sastoje od krupnijeg kršja i da prema gore prelaze u Foraminiferske vapnence (ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973).

Paleogenske naslage u Istri su interpretirane kao naslage neispunjenog perifernog predgorskog bazena – *Underfilled peripheral basin* (SINCLAIR, 1997): Foraminiferski vapnenci predstavljaju donju jedinicu taloženu na karbonatnoj rampi koja se progresivno micala prema jugoistoku na distalnom dijelu *foredeep* taložne zone. Globigerinski lapori su srednja jedinica taložena u *foredeep* taložnoj zoni, a Istarski fliš je gornja jedinica, također sedimentirana u *foredeep* taložnoj zoni (SINCLAIR, 1997; OTONIČAR, 2007).

Prema MARINČIĆ (1981), Istarski fliš je taložen u izduženom koritu koje se prostiralo obalnom zonom Vanjskih Dinarida. Ovo korito je obuhvaćalo Julijski bazen u Sjevernoj Italiji i

Sloveniji, Vipavski i Brkinski bazen u Sloveniji, Istarski fliš (Pazinski i Labinski bazen), Ravne kotare, Srednju Dalmaciju (Kaštela–Split) i Južnu Dalmaciju kod Konavala (MARINČIĆ, 1981; BERGANT i sur., 2003). Taloženje fliša progresivno se kretalo od sjevera prema jugu pa su sedimenti u Friuli bazenu taloženi od mastrihta do ranog eocena (TUNIS i VENTURINI, 1992), u Vipava bazenu u paleocenu (DROBNE i PAVŠIĆ, 1991), u Istri od srednjeg luteta do bartona (BENIĆ, 1991), a u srednjoj Dalmaciji moguće čak i do oligocena (MARJANAC, 1991).

2. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA ISTARSKOG FLIŠA

U pregledu geoloških istraživanja su navedeni radovi koji obrađuju najvažnije sedimentološke, mineraloške i paleontološke aspekte Istarskog fliša.

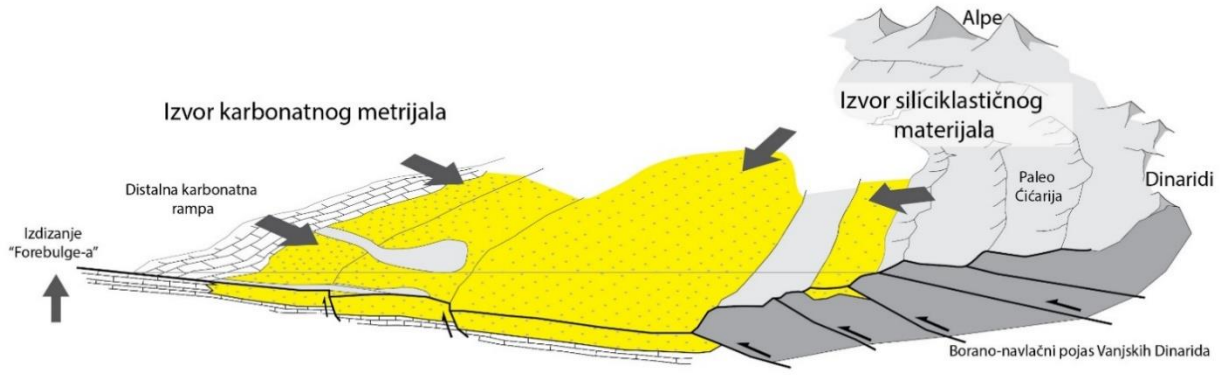
2.1. SEDIMENTACIJA I PODRIJETLO SEDIMENATA U ISTARSKOM FLIŠKOM BAZENU

Podjela pješčenjaka u flišu na kalkarenite i litoarenite opisana je u radovima MAGDALENIĆ (1972) te BABIĆ i ZUPANIČ (1996). MAGDALENIĆ (1972) pješčenjake Istarskog fliškog bazena dijeli na foraminiferske kalklitit-arenite i kvarc kalklitit-arenite. Foraminiferski kalklitit-areniti se pojavljuju u intervalu gradacije (Boumin interval Ta) fliških sekvencija i izgrađeni su od ljušturica pretaloženih foraminifera, grudica alga iz porodice Corallinaceae, fragmenata mikrita, itd. Sadržaj kalcij karbonata ($CaCO_3$) varira od 75 do 97 %. Gradacijom se postupno smanjuje sadržaj karbonatnog materijala. Prema MAGDALENIĆ (1972), foraminiferski kalklitit-areniti postupno prelaze u kvarc kalklitit-arenite. Kvarc kalkarenite opisuje kao: terigene karbonatne stijene koje predstavljaju prijelazne članove prema grauvaknim pješčenjacima, a pojavljuju se u intervalima donje paralelne laminacije (Tb), kose laminacije (Tc) i gornje paralelne laminacije (Td), a sadrže 31–75 % $CaCO_3$.

MARINČIĆ i sur. (1996) opisuju Istarski fliš kao sedimente dubokomorskog korita koje se rasprostiralo od Trsta, kroz Istru i Dalmaciju prema Boki Kotorskoj te zaključuju da je primarni smjer transporta bio iz smjera sjeverozapada prema jugoistoku (a sekundarni od sjevera prema jugu). Izdvojeni ihnofosili iz slojeva turbidita Istarskog fliša su pripisani zajednicama *Nereites* kojeg povezuju s distalnim turbiditnim lepezama, te stabilnim, dobro oksidiranim i srednje oligotrofičnim dubokomorksim okolišem.

BABIĆ i ZUPANIČ (1996) opisuju dva tipa sedimenta koja povezuju s dva smjera transporta. Jedan tip sedimenta ima longitudinalni smjer transporta prema istoku-jugoistoku (IJI), koje autori opisuju kao 10–40 cm debele pješčenjake s Tb–e Bouminim intervalima i koji su miješanog karbonatno-siliciklastičnog sastava. Ovi pješčenjaci odgovaraju „kvarc kalklitit-arenitima“ po MAGDALENIĆ (1972). Drugi tip pješčenjaka su slojevi sa smjerom transporta prema sjeveru-

sjeveroistoku (SSI), debljine uglavnom 5–50 cm, s vidljivim Bouminim sekvencijama Ta–e, Tb–e, Tc–e. Naslage opisuju kao lećasta tijela s naglim promjenama debljine sloja i koja su često vezana za debrite u podini. Ovi pješčenjaci odgovaraju „foraminiferskim kalklitit-arenitima“, po MAGDALENIĆ (1972). Istraživanjima paleotransporta utvrđeno je da je donos siliciklastičnog materijala bio od sjeverozapada prema jugoistoku, a karbonatnog materijala s ruba bazena na jugu prema sjeveru (MAGDALENIĆ, 1972; BABIĆ i ZUPANIČ, 1996; slika 9).



Slika 9. Shematski prikaz predgorskog bazena na području Istarskog poluotoka za vrijeme taloženja fliša s označenim smjerovima paleotransporta siliciklastičnog detritusa iz smjera Alpi i Dinarida, te karbonatnog detritusa iz smjera karbonatnih rampi (podaci o paleotransportu preuzeti od MAGDALENIĆ (1972), BABIĆ i ZUPANIČ (1996), te MARINČIĆ i sur. (1996).

U navedenom radu od MAGDALENIĆ (1972) u kojem je određivan smjer transporta, obrađen je i mineraloški sastav pješčenjaka (foraminferski kalklitit-arenit i kvarc kalklitit-arenit) te određen sastav teške mineralne frakcije. Za porijeklo minerala zaključuje se da siliciklastična komponenta potječe iz mezozojskog vulkano-sedimentnog kompleksa stijena, zatim iz stijena niskog i visokog stupnja metamorfizma, a u manjoj mjeri i iz eruptivnih stijena. Karbonatni detritični materijal vapnenačkih breča, foraminiferskih mikro-breča i pješčenjaka potječe iz starijih karbonatnih stijena ili istovremenih nekonsolidiranih sedimenata plitkoga mora (MAGDALENIĆ 1972).

Na temelju geokemije piroksena iz Istarskog fliša (lokacije uzorkovanja Koštabona i Koslovići u sjeverozapadnoj Istri), LENAZ (2009) zaključuje da su izvor bile subalkalne stijene i kao potencijalnu lokaciju navodi bazaltne andezite iz Ljubača (Sjeverna Dalmacija).

Na temelju geokemije Cr-spinela određeno je porijeklo minerala (LENAZ i sur., 2003). Autori zaključuju da u Istarskom flišu dominiraju peridotitski Cr-spineli, tj. da se prilikom taloženja fliša u Istarskom bazenu talože i lercolit-vezani spineli. Prema LENAZ i sur. (2003) detritus porijeklom iz Vanjskih Dinarida je zastupljen u Istarskom flišu.

MIKES i sur. (2006) na temelju geokemije pješčenjaka zaključuju da je u fronti Dinarida došlo do miješanja materijala različitih udjela i različitih izvorišta, poput felzične kristalinske podloge, platformskih karbonata i ofiolita. Pretpostavljaju da je primarno izvorište jurski ofiolitni kompleks u sjeverozapadnim unutrašnjim Dinaridima.

STAROST ISTARSKOG FLIŠA I DUBINA BAZENA

Starost Istarskog fliša prema tumačima OGK SFRJ M 1:100.000 je: Tumač lista Labin – srednji eocen s malim dijelom u gornjem eocenu (ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973), Tumač lista Ilirska Bistrica – gornji lutet, srednji eocen (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975), Tumač lista Cres – srednji i gornji eocen (MAGAŠ, 1965).

BENIĆ (1991) na temelju nanoplanktona utvrđuje nanoplanktonske zone NP16, NP17 i donji dio NO17 tj. srednji i gornji eocen (lutet, barton i priabon).

ŽIVKOVIĆ i BABIĆ (2003) osim što određuju dubinu taloženja fliških naslaga između 900 i 1200 m (lokacija Gračišće) na temelju odnosa planktonskih i bentičkih foraminifera, također definiraju srednje eocensku starost naslaga na temelju planktonskih foraminifera (zone P11–P13).

ŠPARICA i sur. (2005) istražuju fliške naslage u okolici Pićana i na temelju nanoplanktona, dinosporniskih cisti i velikih bentičkih foraminifera određuju gornjooligocensku starost.

BABIĆ i sur. (2007) određuju starost fliških naslaga u okolici Pićana i svrstavaju ih u kasni lutet i rani barton (srednji eocen).

ŽIVKOVIĆ i GLUMAC (2007) određuju srednje eocensku starost Istarskog fliša na temelju zajednica planktonskih foraminifera (zone P9–P13). Također, na temelju sastava zajednica bentičkih foraminifera (biofacijesa) određuju paleookolišne uvjete i opisuju promjenu okoliša iz

inicijalnog mezotrofičnog gornjeg batijala u više oligotrofičan srednji batijal, tj. povećanja dubine okoliša uslijed tektonskih procesa.

MIKES i sur. (2008) na temelju analize vapnenačkog nanoplanktona navode srednje miocensku starost Istarskog fliša.

Kao što je prikazano kroz navedene radove, starost Istarskog fliša još uvijek je predmet rasprava među znanstvenicima. Iako većina objavljenih radova navodi srednje do kasno eocensku starost (KRAŠENINNIKOV i sur., 1968; PICCOLI i PROTO DECIMA, 1969; MAGAŠ, 1973; POLŠAK i ŠIKIĆ, 1973; ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973; ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975; BENIĆ, 1991; ŽIVKOVIĆ i BABIĆ, 2003; BABIĆ i sur., 2007; ŽIVKOVIĆ i GLUMAC, 2007), neki autori smatraju da je gornjo oligocenske (ŠPARICA i sur., 2005) ili čak miocenske starosti (MIKES i sur. 2008). Jedan od ciljeva ovog istraživanja bilo je prikupiti nove stratigrafske podatke temeljene na analizama fosilnih zajednica planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona. Novo prikupljeni podaci će dati svoj doprinos našem znanju o vremenskom rasponu taloženja Istarskog fliša.

3. METODE

Metode istraživanja koje su korištene prilikom izrade disertacije mogu se podijeliti na: pripremne, terenske, laboratorijske te kabinetske.

U pripremnom dijelu istraživanja prikupljala se i detaljno proučavala postojeća literatura i dokumentacija o istraživanome području i temi doktorskoga rada te su se obradili svi dostupni relevantni podaci iz ranijih istraživanja, pri čemu je korištena i neobjavljena dokumentacija iz arhive Hrvatskoga geološkog instituta. Osim toga, detaljno su analizirani postojeći listovi i tumači Osnovne geološke karte SFRJ 1:100.000 Ilirska Bistrica (ŠIKIĆ i sur., 1972; ŠIKIĆ & PLENIČAR, 1975), Rovinj (POLŠAK i ŠIKIĆ, 1969, 1973), Trst (PLENIČAR i sur., 1969, 1973), Labin (ŠIKIĆ i sur., 1969; ŠIKIĆ & POLŠAK, 1973), Cres (MAGAŠ, 1968, 1973) te neobjavljeni arhivski materijali s projekta Osnovna geološka karta RH M 1:50 000 kao i s objavljenog lista Rovinj 2 (BERGANT i sur., 2020). Nakon pripremnih radnji i proučavanja navedene literature odabrani su lokaliteti za terenska istraživanja.

3.1. TERENSKE METODE I LOKALITETI

Terenske metode istraživanja uključivale su kartiranje fliških naslaga duž zadanih trasa geoloških profila, snimanje sedimentoloških stupova, uzorkovanje stijena za petrografske i paleontološke analize i detaljnu terensku klasifikaciju klastičnih naslaga.

3.1.1. Geološki profili

Preliminarni pregled područja i odabir pogodnih lokaliteta za terenska istraživanja baziran je na podacima sa satelitskih snimaka servisa Google Earth i orto-foto snimaka dostupnih na DGU web stranicama (https://geoportal.dgu.hr/), te uvidom u stručnu dokumentaciju iz arhive HGI-a. Trase geoloških profila pozicionirane su prema otvorenosti izdanaka te su odabrane četiri trase oko kojih je planirano terensko istraživanje i geološko kartiranje. Geološko kartiranje provedeno je u okviru HRZZ projekta GEOSEKVA kombinacijom metoda „geoloških profila“, „kartiranja površine“ te „praćenja geoloških granica“ (KORBAR i sur., 2012). Kartiranjem je obuhvaćena

površina od ukupno oko 20 km^2 na četiri različita poligona. Radne geološke karte konstruirane su na topografskim podlogama u mjerilu 1:25 000. Na temelju terenskog geološkog kartiranja i prikupljenih podataka, a konzultirajući i podatke iz arhivske građe HGI-a, konstruirane su geološke karte. Geološki profili izrađeni su na sljedećim područjima: Pićan, Ripenda, Koromačno i Katun.

3.1.2. Sedimentološki stupovi

Detaljno je snimljeno ukupno 10 sedimentoloških stupova, a osim toga detaljnije su obrađena četiri dodatna lokaliteta reprezentativna za istraživane naslage (Tablica 1). Dodatna tri stupa (Buzet, Šterna-I i dio stupa Šterna-II) te njihovi sedimentološko-petrografski podaci su preuzeti iz internih izvještaja Zavoda za geologiju iz arhiva Hrvatskoga geološkog instituta (BERGANT, 1996; HAJEK-TADESSE, 1996; i BENIĆ, 1996a i b).

Sedimentološki stupovi snimljeni su bilježenjem svih litoloških promjena, sloj po sloj, pri čemu su mjerene debljine i izdvajane grupe slojeva sličnih litoloških karakteristika. Zabilježeni su različiti sedimentološki parametri te su opisana strukturna i teksturna obilježja stijena. Izmjeren je položaj sloja, određena je debljina sloja i elementi unutrašnje slojevitosti (horizontala i kosa laminacija), karakter slojnih površina, pomoću lupe je determiniran granulometrijski, mineraloški i fosilni sastav te su izdvojeni tipični litofacijesi. Na svakoj litološkoj promjeni (ili vidljivoj promjeni fosilnog sadržaja) uzeti su uzorci za detaljnije petrografske te (mikro- i makro-) paleontološke analize. Mjereni su strukturni parametri za određivanje smjera paleotransporta (slika 10) i to: tragovi tečenja (*flute casts*), tragovi vučenja (*groove casts*) te položaja pružanja kresti asimetričnih riplova na gornjim slojnim površinama (DIMITRIJEVIĆ i sur., 1967). Ukupan broj mjerenja je 294, od čega je dio preuzet iz internih izvještaja iz arhive Hrvatskoga geološkog instituta (280). Prilikom opisa granulometrijskog sastava korištena je Wentworthova ljestvica (WENTWORTH, 1922).

Tablica 1. Popis snimljenih sedimentoloških stupova i odabranih lokaliteta u naslagama Istarskog fliša s prikazom njihovog položaja (prostorna referenca WGS 84).

Stup/lokalitet	X (lat)	Y (long)
Plomin	45° 8' 45.6612",	14° 10' 19.5198"
Ripenda	45° 6' 54.504"	14° 8' 50.352'
Hum	45° 21' 3.5706",	14° 2' 42.5466"
Buzet	45° 24' 20.0952"	13° 59' 24.3456"
Gračišće	45° 12' 59.6844",	14° 0' 29.7"
Kaldir	45° 18' 43.1598"	13° 51' 16.9056"
Katun-I	45° 10' 47.2044"	14° 10' 54.2208"
Katun-II	45° 10' 33.7764"	14° 11' 24.6876"
Koromačno	44 ° 58 '10.8366 "	14 ° 7' 53.94"
Pićan	45° 12' 44.8992"	14° 3' 6.5016"
Šublentica	45° 19' 2.3808",	13° 48' 29.8404"
Šterna-I	45° 24' 57.8952"	13° 48' 8.8236"
Šterna-II	45° 25' 7.0392"	13° 47' 36.2364"
Šćurak	45° 4' 45.20"	14° 7' 39,36"
Senari	45° 5' 31.69"	14° 8' 8,18"
Kožljak	45° 11' 40.79"	14° 11' 37,88"
Grimalda	45° 18' 59.57"	13° 58' 28,80"

3.1.3. Određivanje sastava breča

Za određivanje sastava breča na odabranim lokalitetima, reprezentativni dio izdanka je označen, a 200–300 klasta unutar označenog dijela je određeno i prebrojano (slika 11). Klasti su na terenu makroskopski određeni pomoću terenske lupe, a zatim su grupirani prema litološkim obilježjima te prema fosilnom sadržaju. Na taj način izdvojene su sljedeće stratigrafske i litološke grupe klasta: donjokredni vapnenci, gornjokredni vapnenci, neodređeni kredni vapnenci, Foraminiferski vapnenci, Prijelazne naslage (Naslage s rakovicama), lapor iz fliša, rodoliti i

neodređeni klasti. Klasti krednih vapnenaca su određeni prema sadržaju foraminifera, koristeći podjelu od VELIĆ (2007). Foraminiferski vapnenci su dalje bili podijeljeni prema dominantnom fosilnom sadržaju velikih bentičkih foraminifera na Miliolidne, Alveolinske, Numulitne i Diskociklinske vapnence (prema POLŠAK i ŠIKIĆ, 1973; ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973; ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975; VLAHOVIĆ i VELIĆ, 2009) te dodatni tip algalnih foraminiferskih vapnenaca. Velike bentičke foraminifere su određene kao rodovni alokemi prilikom terenskih istraživanja pomoću terenske lupe. U kategoriju algalnih foraminiferskih vapnenaca su izdvojeni klasti u kojima dominiraju fosili crvenih alga. Klasti koji nisu imali raspoznavajućih obilježja grupirani su u skupinu neodređeni klasti. Najzastupljeniji klasti u pojedinim slojevima breča su uzorkovani te su izrađeni mikroskopski preparati. Uzorci su klasificirani prema DUNHAM (1962) te EMBRY i KLOVAN (1971) klasifikacijama za karbonatne stijene.

Slika 10. Mjerenje orijentacije tragova tečenja (*flute casts*).u svrhu određivanja smjera paleotransporta.

Slika 11. Određivanje litologije i brojanje klasta u fliškoj breči.

3.2. LABORATORIJSKE METODE

Priprema mikroskopskih preparata napravljena je u laboratoriju za pripremu uzoraka Zavoda za geologiju Hrvatskoga geološkog instituta. Mikroskopski preparati izrađeni su za potrebe određivanja sedimentoloških karakteristika i litološkog sastava, a analizirani su na mikroskopu Leica Laborlux 12 POL S u prolaznom svijetlu. Napravljena su ukupno 232 petrografska izbruska debljine 0,02–-0,03 mm na objektnom stakalcu u imerzijskom sredstvu kanada balzam indeksa loma n= 1,54. Od ukupno 232 izbruska, 49 je iskorišteno za određivanje litološkog sastava klasta u fliškim brečama, 41 za određivanje kvantitativnog sastava karbonatnih slojeva, sedam za opis miješanih siliciklastično-karbonantih slojeva i sedam za određivanje teških minerala. Ostali uzorci i izbrusci iskorišteni su za određivanje sedimentnih facijesa te različitih litotipova, što je uvelike pomoglo kod prepoznavanja naslaga prilikom geološkog kartiranja.

3.2.1. Kalcimetrija

Analize su rađene iz reprezentativnog uzorka dobivenog četvrtanjem početne količine materijala. Reprezentativni uzorci su usitnjeni u ahatnom mlinu Retsch RM 200. Pripremljeno je šest uzoraka. Prije početka rada određena je vlaga na 105° C koja je potrebna za konačni izračun sadržaja kalcijevog karbonata ($CaCO_3$) u uzorku. Iz 2,00 g suhog uzorka određen je sadržaj kalcijeva karbonata (% $CaCO_3$) na instrumentu SCM1 Calcimeter prema Scheiblerovoj metodi. Kalibracija je napravljena s kalcijevim karbonatom ($CaCO_3$). U Erlenmeyerovu tikvicu je dodan izvagan uzorak, destilirana voda te klorovodična kiselina (4 mol/L HCl p.a.). Nakon reakcije klorovodične kiseline s uzorkom nastaje ugljikov(IV) oksid (CO_2), plin koji istiskuje vodu iz birete. Na temelju očitanja istisnutog volumena vode izračunat je postotak kalcijeva karbonata (% $CaCO_3$) u uzorku. Analize su odrađene u laboratoriju Hrvatskoga geološkog instituta sa svrhom određivanja ukupne karbonatne komponente u miješanim siliciklastično-karbonantnim slojevima.

3.2.2. Šlemanje – izdvajanje planktonskih foraminifera

Šlemanje se koristilo za izdvajanje planktonskih foraminifera iz uzoraka lapora. Uzorci lapora težine oko 300 g su usitnjeni čekićem na veličinu oko 2 mm. Nakon usitnjavanja uzorak je stavljen u posudu s oko 1000 ml kipuće vode. Na natopljeni uzorak dodano je oko 150 ml vodikovog peroksida (H_2O_2 – 30 %) i jedna žlica natrijevog bikarbonata (soda bikarbona – $NaHCO_3$) te je uzorak ostavljen do sljedećeg dana kako bi se odvila kemijska reakcija. Uzorak u zdjeli je potom osušen na ugrijanoj ploči. Nakon sušenja postupak s vodikovim peroksidom i natrijevim bikarbonatom je ponovljen. Nakon ponovne reakcije s peroksidom i bikarbonatom uzorak je stavljen u ultrazvučnu kupelj na 2–15 minuta, a zatim je prosijan kroz seriju sita s otvorima veličine 63 µm, 125 µm, 160 µm, 250 µm, 300 µm i 630 µm te potom osušen. Planktonske foraminifere su izdvojene korištenjem iglice i stereo lupe.

3.2.3. SEM analiza

Kao nadopuna mikropaleontološkoj analizi planktonskih foraminifera korišten je JEOL JSM-35 skenirajući elektronski mikroskop Hrvatskoga geološkog instituta za fotografiranje izdvojenih primjeraka planktonskih foraminifera. Uzorci za fotografiranje su odabrani korištenjem lupe, a potom su zalijepljeni na nosač dvostranom ljepljivom trakom. Da bi se postigla vodljivost površine uzorka kao nužan preduvjet za SEM analizu, svi su uzorci napareni filmom zlata (debljine 25 nm). Za snimanje je korišten detektor sekundarnih elektrona (SE), a napon pri skeniranju je iznosio 20 kV.

3.3. KABINETSKE METODE

U kabinetske metode spadaju obrada podataka prikupljenih na terenu i mikroskopske analize.

3.3.1. Obrada podataka prikupljenih na terenu

Na temelju geološkog kartiranja i prikupljenih podataka, a konzultirajući podatke iz arhivske građe HGI-a, konstruirane su geološke karte. Digitalizacija radnih geoloških karata napravljena je u programima QGIS i ArcMap te Adobe Illustrator (prostorna referenca WGS84). Isječci radnih karata u zoni širine 1000 metara oko zadanih profilnih linija korišteni su za konstrukciju geoloških profila. Za potrebe izrade profila na području Pićana korištene su radne litostratigrafske karte Zavoda za geologiju Hrvatskoga geološkog instituta u mjerilu 1:25 000. Profili su konstruirani korištenjem programskih alata Qgis (QProf) i Adobe Illustrator. U računalnom programu Adobe Illustrator izrađeni su i grafički prikazi snimljenih geoloških stupova te grafički prikazi odabranih izdanaka (Šćurak).

Rješavanje ovakve geološki vrlo kompleksne problematike koja uključuje i izradu nekoliko segmenata geoloških karata različitih dijelova Istre, kao i konstrukciju geoloških profila na tim izdvojenim područjima, zahtjeva multidisciplinaran pristup istraživanju, tako da je u radu sudjelovala ekipa sastavljena od više specijalista iz Hrvatskoga geološkog instituta. Od istraživača koji su sudjelovali u terenskom istraživanju naveo bih strukturne geologe i tektoničare dr. sc.

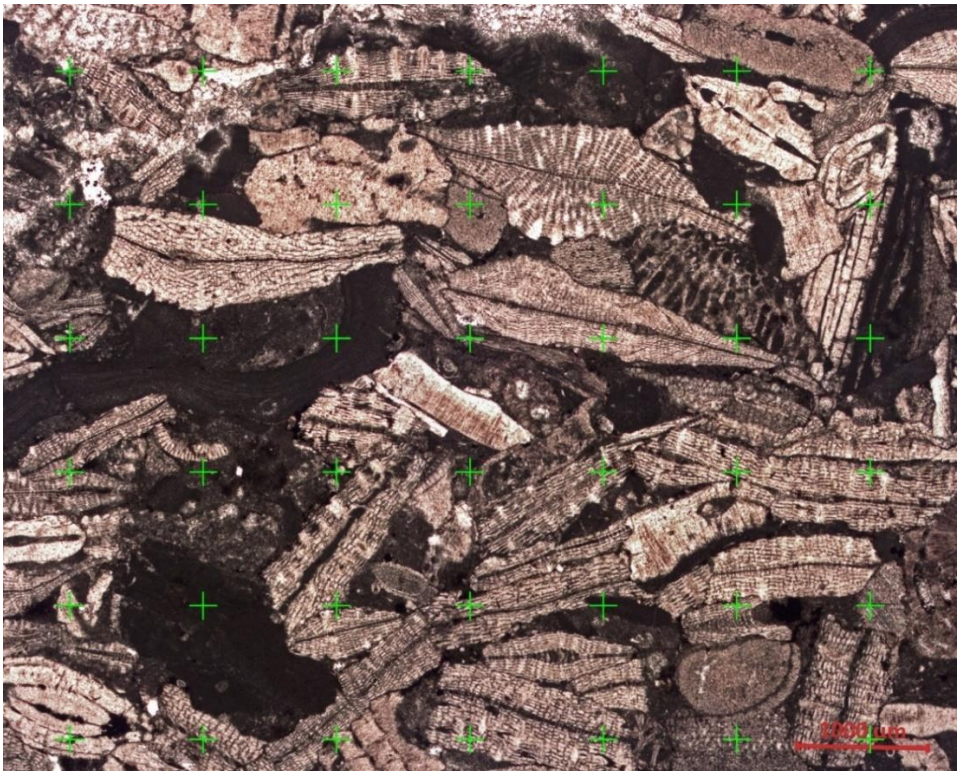
Tvrtka Korbara i dr. sc. Damira Palenika, stručnjaka za stratigrafiju krede Ladislava Fučeka, dipl. ing. geol. te stručnjaka za paleogenske klastite Stanislava Berganta, dipl. ing. geol.

3.3.2. **Određivanje kvantitativnog sastava karbonatnih turbidita**

Kvantitativni modalni sastav karbonatnih turbidita određen je na kalkruditima i kalkarenitima (karbonatnim turbiditima) u svrhu određivanja sastava, varijacija u sastavu te provenijencije karbonatnog detritusa. Modalni sastav određen je „*point-counting*“ metodom (slika 12) opisanom u CHAYES (1956), FLÜGEL (2004) i REIJMER i sur. (2015). Analizirani su uzorci veličine zrna od 1 do 4 mm. *Point-counting* analiza se sastoji od pravilne kvadratne mreže točaka s definiranom udaljenosti između točaka i između redova (d). Udaljenost između točaka je proporcionalna s veličinom zrna. Ako se povećava udaljenost između točaka, povećava se i površina potrebna za adekvatan broj analiziranih zrna (300). Zbog ograničene površine koja se analizira površina preparata je 40x25 mm. S ciljem da se postigne željena količina od 300 točaka, udaljenost između pojedine točke ne smije biti veća od 2 mm. Pošto je površina preparata koji se analizira ograničena, preparati s većim zrnima od 2 mm nisu pogodni za *point-counting* analizu. U svrhu brojanja do 324 točke s razmakom od 2 mm, potrebna je površina preparata od 36x36 mm koja je granica dostupne površine mikroskopskog preparata. Na uzorcima s promjerom zrna do 4 mm napravljen je kompromis te su analizirani s razmakom d= 2 mm.

S druge strane, ako su zrna manja od 1 mm, nije moguće odrediti fosilnu pripadnost bioklasta. Bioklasti u manjim frakcijama su fragmentirani i neprepoznatljivi te vizualnom determinacijom pomoću mikroskopa nije moguće odrediti njihovu pripadnost jer građa karakteristična za svaki tip fosila nije prepoznatljiva.

Određeni su glavni konstituenti – litoklasti i bioklasti koju su raspodijeljeni u grupe. Udio pojedinih grupa iskazan je u postotcima.



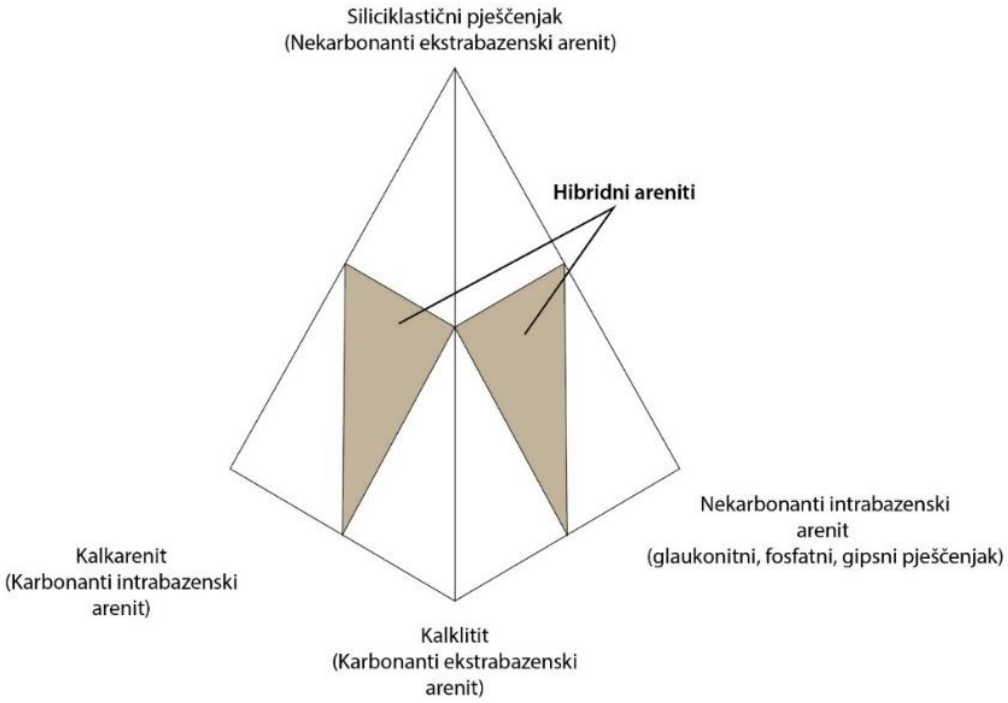
Slika 12. Preparat kalkrudita na kojem je mreža točaka napravljen za potrebe određivanja sastava karbonatnih turbidita pomoću *point-counting* metode.

3.3.3. Petrografska analiza siliciklastično-karbonatnih turbidita

Opća petrografska svojstva (veličina, sklop i vrsta zrna) određena su na mikroskopu Leica Laborlux 12 POL S u prolaznom svijetlu.

Areniti iz skupine miješanih siliciklastično-karbonantih klastita klasificirani su prema udjelu i porijeklu karbonatne i siliciklastične komponente prema ZUFFA (1980, 1985) i FOLK (1980). Udio komponenata je procijenjen semikvantitativno korištenjem komparativnih dijagrama (TERRY & CHILINGAR, 1955). Komponente karbonantnog i siliciklastičnog detritusa se dijele na intra- i ekstrabazenske i njihov se udio prikazuje u trokomponentnom dijagramu kojem su na vrhovima: karbonanta intrabazenska, karbonatna ekstrabazenska i siliciklastična zrna (sva siliciklastična zrna se smatraju ekstrabazenskima). Karbonantna intrabazenska zrna su: bioklasti, ooidi, peloidi, intraklasti i sl., dok su karbonantna ekstrabazenska zrna litoklasti nastali trošenjem starijih karbonantnih stijena. U navedenoj klasifikaciji pješčenjaci s polovicom karbonatne i siliciklastične komponente nazivaju se hibridnim pješčenjacima. Pješčenjaci s više od 50 %

karbonatne komponente koja je intrabazenska (bioklasti) su karbonatni intrabazenski areniti ili biokalkareniti (prema FOLK, 1980). Pješčenjaci s više od 50 % karbonatne komponente u kojoj dominiraju karbonatni litoklasti su karbonatni ekstrabazenski areniti ili kalklititi (prema FOLK, 1980). Pješčenjaci s više od 50 % siliciklastične komponente su siliciklastični pješčenjaci (slika 13).



Slika 13. Definicija hibridnih pješčenjaka i klasifikacija prema ZUFFA (1980).

3.3.4. Analiza teških minerala

Sastav teške mineralne frakcije miješanih siliciklastično-karbonatnih turbidita utvrđen je pomoću metode opisane u MANGE i MAURER (1992). Analizirano je sedam uzoraka srednjezrnatih arenita. Uzorci su nakon četvrtanja tretirani s 4 % HCl kako bi se otopila karbonatna komponenta, a potom je napravljena separacija teške mineralne frakcije. Separacija je načinjena pomoću SPT (*sodium polytungstate*) tekućine čija gustoća iznosi 2,9 g/cm^3. Iz izdvojenih frakcija izrađeni su mikroskopski preparati. Za analizu modalnog sastava korištena je frakcija između

0,063 mm i 0,16 mm. Kvalitativni i kvantitativni sastav teške mineralne frakcije određen je metodom trake na 300 zrna u obje frakcije (MANGE i MAURER, 1992). Za prikaz kvantitativnog udjela pojedinih mineralnih vrsta u teškoj mineralnoj frakciji posebno su kao grupe izdvojeni opâki minerali, klorit, biotit i prozirni teški minerali.

3.4. PALEONTOLOŠKE I BIOSTRATIGRAFSKE ANALIZE

Paleontološke analize rađene su sa svrhom određivanja starosti fliških naslaga i napravljene su na vapnenačkom nanoplanktonu i planktonskim foraminiferama. Analizirana su ukupno 34 uzorka. Uzorci za analizu planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona uzeti su iz hemipelagičkih lapora. Prilikom uzorkovanja vodilo se računa da nisu dio turbiditnog, tj. pretaloženog intervala. Gotovo sva priprema uzoraka je napravljena u laboratoriju Hrvatskoga geološkog instituta, osim uzoraka za određivanje vapnenačkog nanoplanktona koja je rađena u GBA (*Geologische Bundesanstalt für Österreich*) u Beču, kod dr. sc. Stjepana Ćorića koji je i odradio analizu. Analiza starosti na temelju zajednica planktonskih foraminifera rađena je u INA- i kod dr. sc. Vlaste Premec-Fućek.

3.4.1. Odredba planktonskih foraminifera

Analize su rađene na frakcijama 63 μm, 125 μm, 160 μm, 250 μm i 300 μm. Biostratigrafska interpretacija se temeljila na standardnoj zonaciji planktonskih foraminifera za eocen prema BERGGREN i sur. (1995) za stare P zone i prema BERGGREN & PEARSON (2005), PEARSON i sur. (2006) te WADE i sur. (2011) za nove E zone. Izdvajanje pojedinih zona određeno je prema prisustvu provodnih fosila, prema prvom ili zadnjem pojavljivanju određenog zonskog markera, ali i prema sastavu cjelokupne zajednice planktonskih foraminifera, kao i prema učestalosti pojedinih vrsta u zajednici. Determinacija pojedinih rodova i vrsta određena je prema PEARSON i sur. (2006).

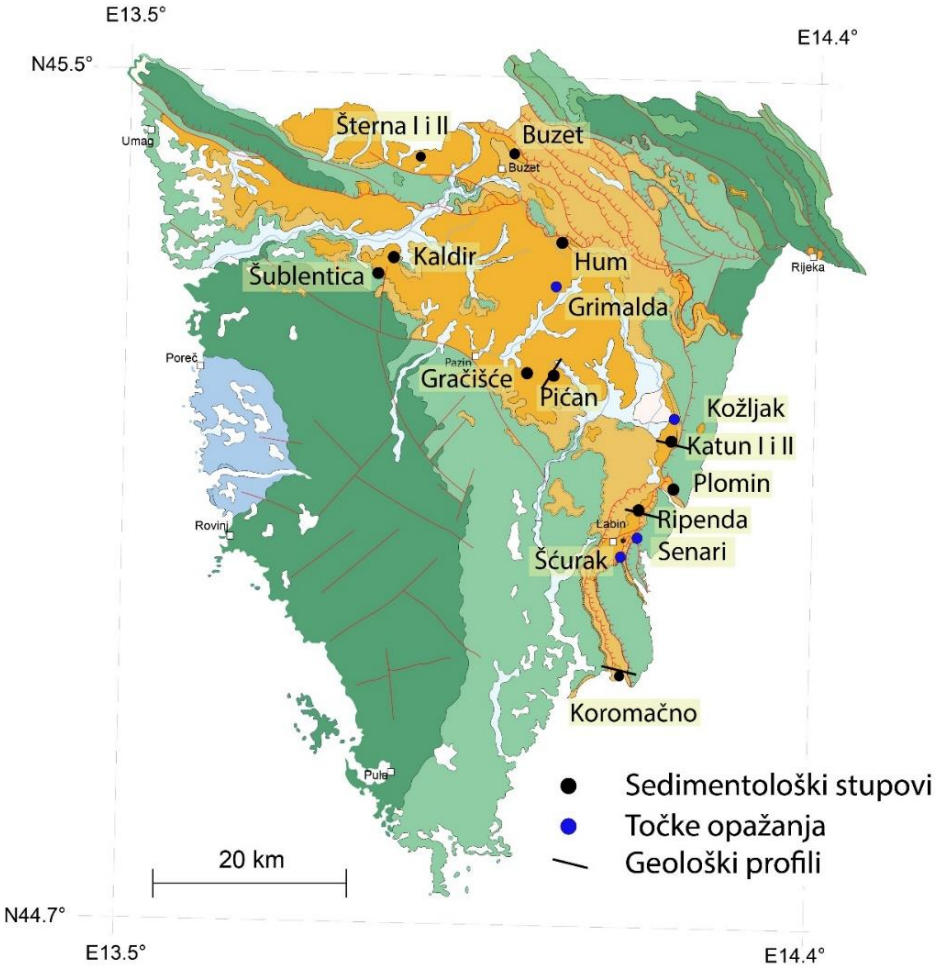
3.4.2. Odredba vapnenačkog nanoplanktona

Uzorci za analizu vapnenačkog nanoplanktona prikupljeni su iz hemipelagičkih lapora sedimenata. Prilikom uzorkovanja vodilo se računa da nisu dio turbiditnog, tj.pretaloženog intervala.

Mikroskopski preparati za proučavanje vapnenačkog nanoplanktona su načinjeni po modificaranoj standardnoj metodi opisanoj u PERCH-NIELSEN (1985). Manja količina sedimenta (do $1cm^3$) je nekoliko sekundi tretirana u pH neutralnoj vodi u ultrazvučnoj kupki. Nekoliko kapljica tako dobivene suspenzije je nanesena na staklo (nosač). Koristeći kanadski balzam preko nosača zalijepljeno je pokrovno staklo. Tako dobiveni preparati su analizirani uz pomoć optičkog mikroskopa (Leica DMLP) s uvećanjem od 1000X s paralelnim i ukriženim nikolima. Za definiranje starosti korištene su standardna NP zonacija MARTINI (1971) i CNE zonacija opisana u AGNINI et al. (2014).

4. REZULTATI

Ukupno je snimljeno 13 sedimentoloških stupova i 4 točke opažanja na kojima je izdvojeno osam sedimentoloških facijesa. Dodatno su korišteni podaci i snimljeni stupovi iz arhive Hrvatskoga geološkog instituta (Šterna I i II, te Buzet). Na odabranim lokalitetima su izrađeni geološki profili radi prikaza strukturne pozicije fliških naslaga. Geografski smještaj istraživanih lokaliteta i izrađenih geoloških profila je prikazan na geološkoj karti (slika 14).



Slika 14. Istraživane lokacije u Istri. Snimljeni sedimentološki stupovi (na slici označeni crnim točkama): 1. Plomin, 2. Ripenda, 3. Hum, 4. Buzet, 5. Gračišće, 6. Kaldir, 7. Katun-I, 8. Katun-II, 9. Koromačno, 10. Pićan, 11. Šublentica, 12. Šterna-I i 13. Šterna-II. Točke opažanja (na slici označene plavim točkama): Šćurak, Grimalda, Kožljak-gradina i Senari. Lokacije su prikazane na Geološkoj karti Istre u mjerilu 1:300.000 (HGI, 2009). Tumač strukturnih elemenata i izdvojenih jedinica je prikazan na karti na slici 5.

Na istraživanim profilima i stupovima izdvojeno je sedam klastičnih sedimentnih facijesa i jedan karbonatni. Stratigrafska podloga je izgrađena od krednih i paleogenskih vapnenaca te glinovitih vapnenaca Prijelaznih naslaga. Kredni vapnenci zastupljeni su samo na lokalitetu Šublentica na kojoj čine podinu fliških naslaga. U podini, u kontaktu s fliškim naslagama kredni vapnenci su raspucani i rekristalizirani (krupnokristalinični) vapnenci, ali u bližoj okolici kontakta vidljivi su slojevi debljine od nekoliko desetaka cm do 1 m.

Paleogenski Foraminiferski vapnenci i glinoviti vapnenci zastupljeni su na profilima i stupovima Ripenda, Katun-I, Pićan, Šterna-I i Buzet na kojima čine podlogu fliškim naslagama. Paleogenski vapnenci su slaboslojeviti, sivkasti vapnenci s obiljem velikih bentičkih foraminifera. Makroskopski uočljive su ortofragmine, numuliti, koralinaceje i bioklasti (foraminiferski vekston). Mjestimično se vide i tamna zrna vjerojatno glaukonita. Opisani slojevi su pripisani jedinici Numulitni vapnenci prema Tumačima lista OGK SFRJ M 1:100.000 Labin (ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973) i Ilirska Bistrica (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975). Prema ĆOSOVIĆ i sur. (2004) ove naslage odgovaraju opisima mikrofacijesa II (numulitino i ortofragminski vekston/pekston s malim rotalidnim foraminiferama) i mikrofacijesa III. Prema VELIĆ i sur. (2003) te VLAHOVIĆ i VELIĆ (2009) ove naslage pripadaju tzv. Diskociklinskim vapnencima. Prema modelima iz literature HALLOCK i GLENN (1986), ĆOSOVIĆ i sur. (2004) i BASSI (2005), navedena foraminiferska zajednica ukazuje na taloženje na distalnoj (vanjskoj) karbonatnoj rampi.

Na foraminiferskim vapnencima pojavljuju se glinoviti vapnenci. Na lokalitetima Pićan, Buzet i Šterna-I opisan je postupni porast udjela glinovite komponente u glinovitim vapnencima i kontinuiran prijelaz iz Foraminiferskih vapnenaca u Globigerinske lapore. Glinoviti vapnenci na lokalitetu Šterna-I sadrže fosile rakovica te su poistovjećeni s jedinicom Slojevi (Naslage) s rakovicama (Prijelazne naslage) iz OGK SFRJ M 1:100.000 lista Rovinj (POLŠAK i ŠIKIĆ, 1973). Mikrofacijes glinovitih vapnenaca opisan je na lokalitetu Pićan na uzorku Pić-I 13 i određen je kao vekston s obiljem planktonskih foraminifera i fragmentiranih manjih ortofragmina. Prema ĆOSOVIĆ i sur. (2004) ove naslage odgovaraju opisima mikrofacijesa IV (vekston s fragmentiranim ortofragminama).

4.1. **SEDIMENTNI FACIJESI**

Istražene klastične naslage podijeljene su u sedam klastičnih litofacijesa te je izdvojen jedan karbonatni litofacijes koji je opisan na stupu Pićan. Nazivi facijesa su prikazani u tablici 2.

Tablica 2. Prikaz određenih sedimentnih facijesa.

Klastični facijesi
1. **Facijes F1** - Olistoliti
2. **Facijes F2** - Megaslojevi
3. **Facijes F3** - Ruditni turbiditi
4. **Facijes F4** - Arenitni turbiditi
5. **Facijes F5** - Lapor s rijetkim slojevima arenita
6. **Facijes F6** - Masivni lapori
7. **Facijes F7** - Slampovi i klizišta
Karbonatni facijes
8. **Facijes F8** - Foraminiferski vekston.

4.1.1. Facijes F1 – Olistoliti

Facijes F1 izdvojen je samo na lokalitetu Šćurak, a čini ga izolirani blok vapnenca čiju podinu i krovinu čine lapori, kalkareniti i areniti s vidljivim kompresijskim deformacijima (reversno rasjedanje i boranje). Blok je plosnatog oblika, visok 1 m i dugačak preko 10 m. Litološkom odredbom utvrđeno je da je blok građen od Diskociklinskog vapnenca.

Interpretacija

Izolirani blok interpretiran je kao olistolit, tj. kao fragment ekstrabazenskog porijekla unutar intrabazenskih naslaga. Takvi blokovi mogu nastati odlamanjem rubova bazena koji su građeni od starijih karbonatnih naslaga. Na rubovima bazena mogu nastati tektonski strmci i s njih se mogu odlamati blokovi. Odlamanje blokova je posljedica jačih tektonskih poremećaja. Inicijalno odlomljeni blokovi ekstabazenskog materijala transportirani su gravitacijskim procesima klizanja ili podmorskih odrona (*rockfall*) u bazen (ABBATE i sur., 1970). U sjevernodalmatinskom *wedge-top* bazenu (Promina naslage) pojava olistolita vezana je za antiklinale nastale na sustavima slijepih rasjeda u frontama orogenetskog klina (GOBO i sur., 2021).

4.1.2. Facijes F2 – Megaslojevi

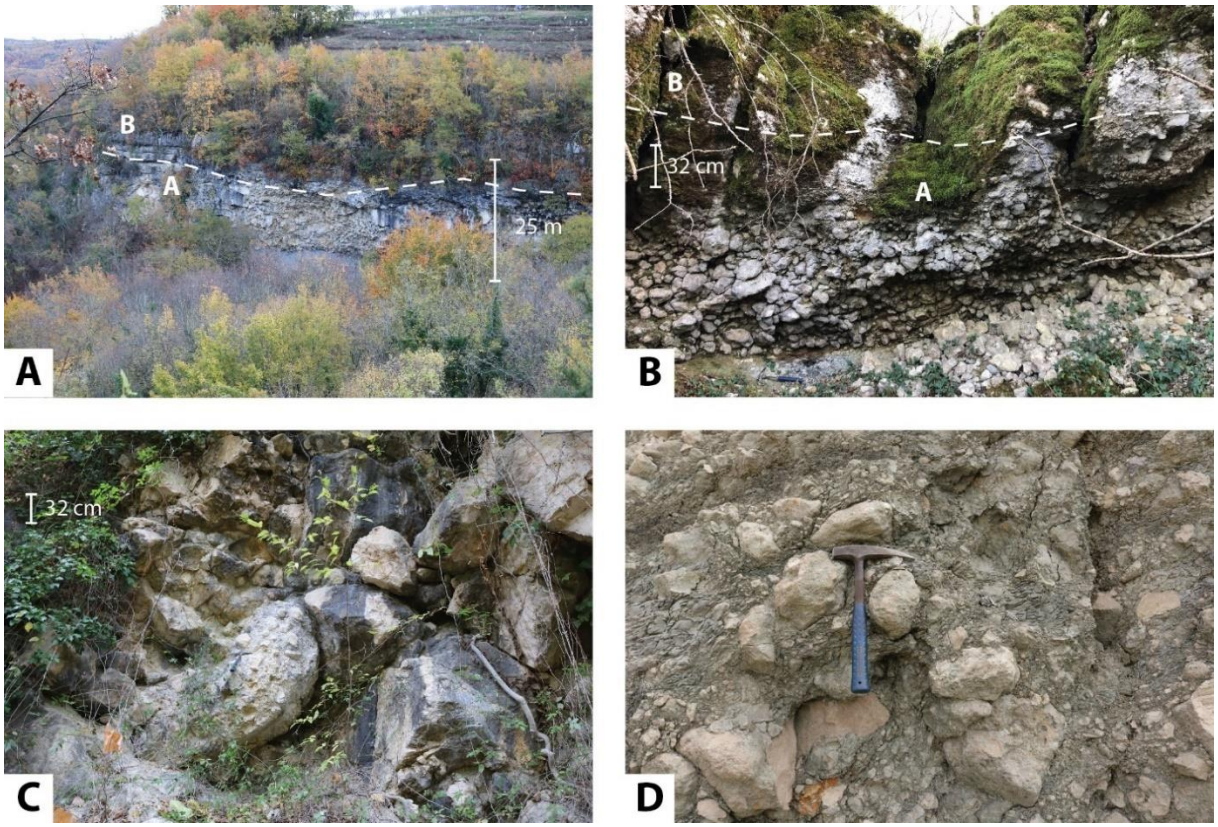
Facijes F2 čine kompleksni slojevi građeni od donje, kaotične i krupnozrnate karbonante breče u donjem dijelu (dalje u tekstu divizija I) i od normalno gradiranog kalkrudita i kalkarenita u donjem dijelu (divizija II – slike 15A i B). Debljina divizije I je kod svakog kompleksnog sloja različita te iznosi od 4 m na stupovima Hum i Ripenda pa do 25 m na stupu Gračišće. Na megasloju Kaldir unutar divizije I opažena je i normalna gradacija (slika 15A). Opažena razlika u građi donjih dijelova je u sastavu, veličini i zaobljenosti klasta te u količini matriksa i krajnji varijeteti su s jedne strane klastnopotporna breča s uglatim blokovima do 10x5 metara vidljivih dimenzija (Kaldir), dok je druga krajnost matriks potporna breča sa zaobljenim klastima veličine do 0,5 m (Gračišće i Koromačno – slike 15C i D). Gornji dio (divizija II) sastoji se od normalno gradiranog kalkrudita i kalkarenita, a sastoji se od karbonantnog biogenog detritusa, veličine do 4–5 centimetara. Ukupna debljina divizje II može biti i 14 m (npr. Plomin). Biogeni detritus čine uglavnom velike bentičke foraminifere – ortofragmine i numuliti te alge koralinaceje i u manjoj mjeri litoklasti. Uvijek je izražena normalna gradacija te prelazak u kalkarenite. Na korodiranim površinama mjestimice su vidljive teksture horizontalne i valovite laminacije (npr. Hum i Plomin). Na normalno gradiranom kalkarenitu dolazi interval lapora. Najveća izmjerena debljina ukupnog sloja facijesa F2 je na lokalitetu Gračišće – 40 m, a mogu imati i znatno rasprostiranje (7 km, kao npr. megalsoj Kaldir). Facijes kompleksnih slojeva izdvojen je na lokalitetima Plomin, Ripenda, Hum, Gračišće, Kaldir, Koromačno i Šublentica.

Interpretacija

Kompleksni slojevi je termin preuzet iz rada MARJANAC (1996) u kojem je opisana građa megaslojeva u Srednjodalmatinskom fliškom bazenu. U navedenom radu autor definira četiri tipa megaslojeva: 1) megaturbiditi (debeli turbiditi s Ta–e Bouminom sekvencijom); 2) reflektirani turbiditi (slojevi taloženi iz reflektiranih i preusmjerenih tokova); 3) kompozitni turbiditi (slojevi od nekoliko spojenih taložnih događaja) i 4) kompleksni slojevi – slojevi s dvodijelnom građom koji se sastoje od donjeg debritnog i gornjeg turbiditnog dijela s kontinuiranim prijelazom između navedenih dijelova. Kompleksni slojevi smatraju se jednim sedimentacijskim događajem, a kompleksna struktura slojeva ukazuje i na kompleksne mehanizme transporta detritusa. Postupan

prijelaz iz debritnih dijelova (divizije I) u gornje turbidite (divizija II) ukazuju da se radi o postupnoj transformaciji inicijalnog debritnog toka u turbiditni. Ove transformacije su opisane u radovima HAMPTON (1972), FALLGATTER i sur., (2017), FESTA i sur., (2019) te OGATA i sur., (2020). Jednom pokrenuta masa sedimenata se kretala niz padinu i prerađivala prethodno istaložene fliške i hemipelagičke sedimente. Početni tok je bio visoke gustoće i koncentracije krupnoklastičnog sedimenta koji se miješao s morskom vodom i na taj način je smanjivao koncentraciju i režim toka, iz koncentriranog i kohezijskog, u turbulentni. Lapori, koji se nalaze na vrhu sloja taloženi su iz repa turbiditne struje.

Prema različitom udjelu laporovitog veziva (matriksa) razlikujemo klastnopotporne (slika 15C) i matriksnopotporne breče (slika 15D). Klastnopotporne breče su taložene u proksimalnijim dijelovima prije nego što se prerađeni lapor inkorporirao kao vezivo u breču. Martiksnopotporne breče su taložene u distalnom dijelu bazena. Ovu tvrdnju potkrepljuje i veličina klasta koja je u klastnopotpornim debritima veća (što može ukazivati na blizinu izvorišta). Prema tome razlika u građi upućuje na taloženje iz različitih faza debritnih tokova (LOWE, 1982), tj. na duljinu transporta i evoluciju toka iz kojeg su se taložili ovakvi sedimenti.



Slika 15. Fotografije megaslojeva - facijes F2. **A)** izdanak s 25 m debelim megaslojem Kaldir. S oznakom A označen je divizija I, a s oznakom B divizija II; **B)** megasloj kod mjesta Ripenda, debljine oko 5 m. Sa slovomA označena je divizija I, a s B divizija II; **C)** divizija I – klastnopotporna breča taložena iz podmorskog odrona, megasloj Kaldir; **D)** divizija I - matriksnopotporna breča taložena iz matriksom bogatog debritnog toka.

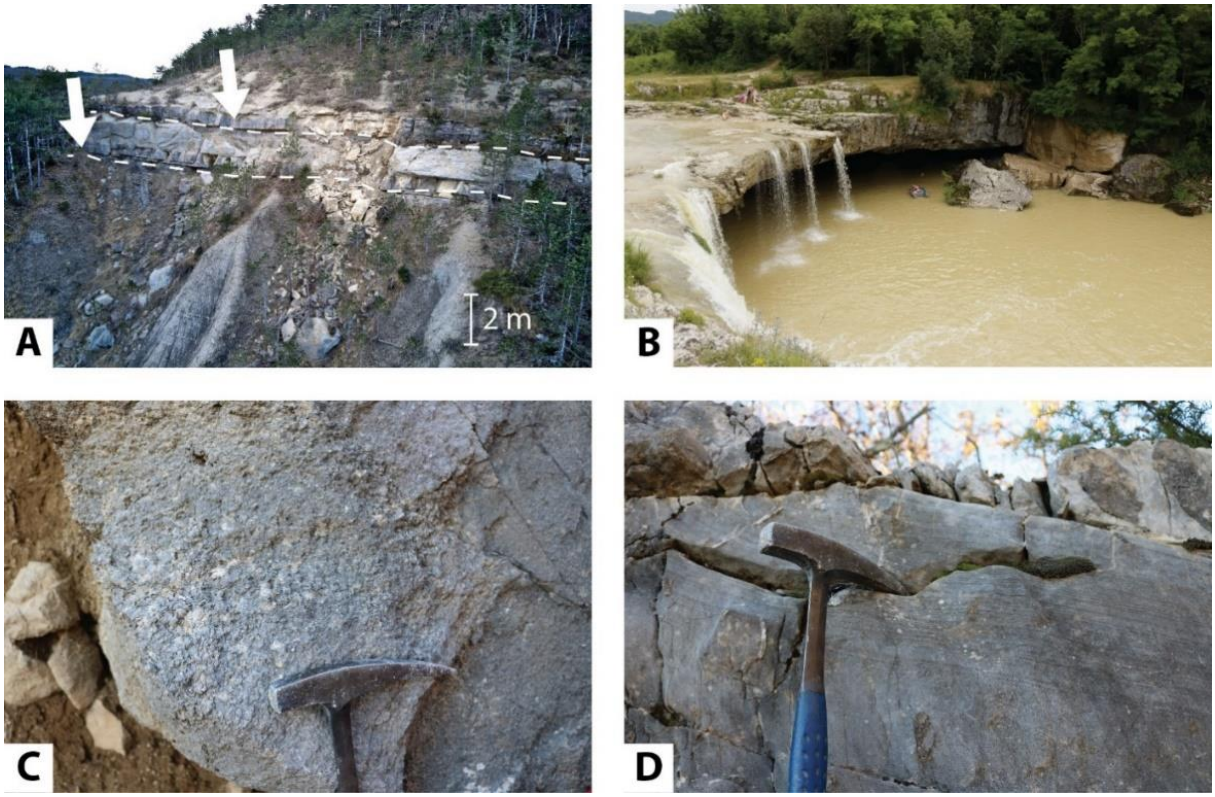
4.1.3. Facijes F3 – Ruditni turbiditi

Facijesu F3 pripadaju slojevi građeni od normalno gradiranog rudita i arenita, te lapora (slike 16A i B). Facijes je nazvan po najvećoj zapaženoj veličini klasta. Ovi slojevi su prepoznatljivi po svojoj debljini i sivkastoj boji koja je posljedica karbonatnog sastava (slika 16A). Najveća zabilježena debljina ruditnog i arenitnog dijela sloja ovog facijesa je 6 m (Buzet-I). Najkrupniji detritus nalazi se na samom dnu sloja, veličine je do 4–5 centimetara, a čine ga kućice velikih bentičkih foraminifera – ortofragmina i numulita te fragmenti koralinaceja, a u manjoj mjeri i litoklasti (slika 16C). Na korodiranim površinama vidljive su teksture horizontalne i valovite laminacije (slika 16D). U sitnijoj frakciji, zastupljenoj u gornjim dijelovima slojeva, nalazi se

detritus veličine pijeska i silta, a pretpostavka je da je većina tog materijala nastala mehaničkim drobljenjem biogenog karbonantog detritusa prilikom transporta. Nakon arenitnog intervala pojavljuju se lapori koji su dio istog sedimentog događaja. Donje slojne površine su oštre i erozijske (češće), mogu biti ravne (rjeđe), ali mogu se vidjeti i erozijska udubljenja (Grimalda), tragovi vučenja (*groove casts*) i tečenja (*flute casts*). Slojevi ovog facijesa su još zabilježeni i na lokalitetima Ripenda, Hum, Buzet, Katun-I, Koromačno, Šublentica, Šterna-I i Šterna-II.

Interpretacija

Slojevi normalno gradiranog rudita i arenita su nastali taloženjem iz mutnih struja visoke gustoće (LOWE, 1982) i zajedno s laporom u krovini predstavljaju jedan taložni događaj – ruditni (krupnozrnati) turbidit. Krupni, ruditni dio sloja, koji se nalazi u podini odgovara Loweovim R1–R3 intervalima, iako obrnuta gradacija nije zapažena. Ovaj krupnoklastični, ruditni dio bio je većinom transportiran vučenjem detritusa (*traction carpet*) i u suspenziji (kad se vidi normalna gradacija). Arenitni intervali su u potpunosti bili taloženi iz suspenzije i često se vide karakteristične teksture horizontalne i kose laminacije interpretirane kao S1–S3 intervali (prema LOWE, 1982). Ovaj dio sloja je taložen iz razrijeđene početne turbiditne struje velike gustoće. Lapori koji se nalaze u krovini ovih slojeva taloženi su iz repova turbiditnih struja.



Slika 16. Fotografije slojeva facijesa F3 – ruditni turbiditi. **A)** izdanak s dva sloja ruditnih turbidita debljine oko 2 m, s donjim slojnim površinama koje su naglašene crtkanim bijelim linijama. U podini donjeg sloja se vide slojevi facijesa F4. Slika ilustrira razliku u debljini slojeva facijesa F3 i F4. Izdanak se nalazi nedaleko od Buzeta; **B)** sloj facijesa F3 kod lokaliteta Zarečki krov na rijeci Pazinčici kod Pazina. Sloj debljine oko 2 m, čini barijeru na kojoj je nastao slap; **C)** donji dio s kalkruditnim detritusom u sloju facijesa F3, lokalitet Šterna-II; **D)** horizontalna laminacija je često izražena u gornjim dijelovima sloja (Boumin Td interval), lokalitet Šterna-II.

4.1.4. Facijes F4 – Arenitni turbiditi

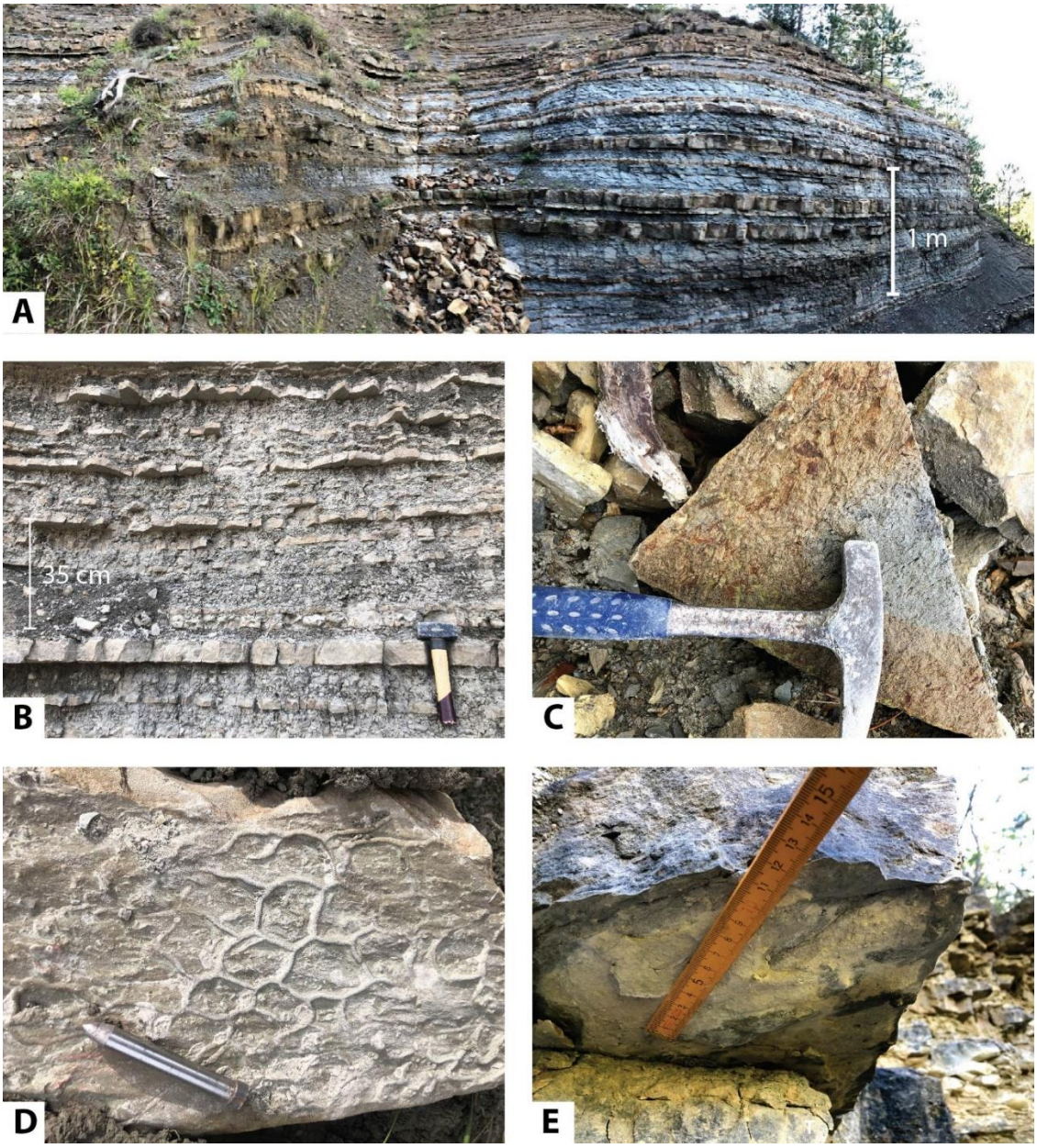
Slojevi ovog facijesa izdvojeni su na lokalitetima Plomin, Katun-I, Katun-II, Šterna-I, Šterna-II, Buzet i Koromačno. Za razliku od slojeva ruditnih turbidita, u slojevima arenitnih turbidita najveća zrna su veličine arenita te su uglavnom miješanog siliciklastično-karbonatnog sastava, debljine od 1 do 75 cm. Na pojedinim slojevima je zapažena normalna gradacija te su često vidljive teksture horizontalne i valovite laminacije. Često se i ne vide teksture te areninti interval djeluje masivno. Najkrupniji detritus je veličine krupnozrnatog arenita i nalazi se u donjem dijelu sloja. Slojevi su tabularnog oblika i imaju veliko pružanje bez promjene debljine (slika 17A). Intervali

lapora najčešće imaju veću debljinu od intervala arenita (slika 17B), iako razlika u debljini arenitnih i laporovitih intervala nije značajna kao u slojevima facijesa F5 (lapor s rijetkim slojevima arenita). Slojevi ovog facijesa izdvojeni su na stratigrafski višim dijelovima istraživanih profila, a najbolje su sačuvani na lokaciji Katun-I gdje se sastoje od izmjene 1 do 75 cm debelih slojeva arenita i nešto debljih slojeva lapora. Rijetko se mogu naći i fragmenti biljnog trunja (slika 17C) i ihnofosili (slika 17D). Na donjim slojnim površinama često se nalaze različiti ihnofosili (primjer ihnofoslila *Paleodictyon* koji je dio *Nereites* ihnofacijesa je prikazan na donjoj slojnoj površini na sloju kod mjesta Sv. Donat, slika 17D). Osim ihnofosila mogu se naći i bioturbacije te diskretni tragovi tečenja i vučenja (slika 17E). Iako je granica erozijska, nisu zabilježena značajna erozijska udubljenja ili kanali kao u ruditnim turbiditima. Gornje slojne površine mogu biti i postupne i oštre.

Interpretacija

Na temelju opaženih tekstura slojevi arenita zajedno s laporom u krovini interpretirani su kao turbiditi i nastali su taloženjem iz turbiditnih struja male gustoće – *Low density turbidity currents* (LOWE, 1982; MUTTI, 1992). Opažene teksture normalne gradacije te horizontalne i valovite laminacije interpretirane su kao Boumini intervali. Boumine sekvencije mogu biti kompletne (Ta–e), ali češće su nepotpune (podsječene), npr. Tb–e, Tb–c i slično. Slojevi s opaženim razlikama u sekvencijama, Ta–e ili Tb–e naspram Tc–e, mogu ukazivati na različite taložne događaje s promjenjivim inicijalnim volumenom transportiranog materijala. Turbiditi koji se talože u distalnom dijelu imaju karakteristične nepotpune Boumine sekvencije i mogu biti prerađeni pridnenim strujama. Prema STANLEY (1988) i MARJANAC (1989), slojevi arenita s oštrim gornjim granicama mogu nastati prerađivanjem turbidita pridnenim strujama i takvi sedimenti se nazivaju „pometeni“ (*winnowed*) turbiditi ili konturiti. Oni nastaju tako da dio istaloženog turbiditnog detritusa bude odnesen pridnenim strujama i na taj način nastaje oštra granica između arenitskog dijela i lapora, tj. nedostaje postupni prijelaz u sitniju frakciju. U slučaju postupnog prijelaza iz arenita u lapore, interval lapora je taložen iz repa turbiditne struje. Naslage karakteristične za turbiditne (podmorske) kanale nisu opisane pa se naslage ovog facijesa smatraju sedimentima bazenske ravnice ili distalnim dijelovima turbiditnih lepeza – prema MUTTI i RICCI LUCHI (1972). Prema MARINČIĆ i sur. (1996) zajednica ihnofosila unutar Istarskog fliša je

izrazito raznolika i usporediva je s *Nereites* ihnozajednicom te ukazuje na ekološki stabilan i kisikom bogat okoliš. *Nereites* zajednica je karakteristična za dubokomorske okoliše.



Slika 17. Fotografije slojeva arenitnih turbidita (facijes F4). **A)** slojevi arenitnih turbidita na lokalitetu Šterna-I, slojevi imaju tabularni oblik i konstatnu debljinu sloja; **B)** facijes turbidita u Istarskom flišu na ogolini kod mjesta Sv. Donat u središnjoj Istri, južno od Buzeta. Slojevi su debljine do 10 cm i imaju podsječene Boumine sekvencije Tb-e.; **C)** donji dio s kalkruditnim detritusom u sloju facijesa F3, stup Štertna-II; **D)** ihnofosil *Paleodictyon* koji je dio Nereites ihnofacijesa na donjoj slojnoj površini turbidita i ukazuje na dubokomorski okoliš; **E)** tragovi vučenja i tečenja na donjoj slojnoj površini na sloju arenitnog turbidita, lokacija Katun-I**.**

4.1.5. Facijes F5 – Lapor s rijetkim slojevima arenita

Slojevi facijesa F5 su izdvojeni od slojeva facijesa F4 na temelju: 1) razlike u debljini laporovitog intervala, 2) sastava arenita i 3) pojave u stratigrafiji fliša. Debljina laporovitog intervala u slojevima ovog facijesa je znatno veća u odnosu na intervale lapora u slojevima facijesa F3 pa intervali lapora mogu biti i više od 10 m debljine (Pićan). U laporu se nazire horizontalna laminacija. Sastav arenita je dominantno karbonanti (kalkareniti), dok su u slojevima facijesa F4 miješano siliciklastično-karbonanti. Ovaj facijes izdvojen je na lokalitetima Pićan, Katun-I, Katun-II, Šterna-I i Šterna-II gdje je izdvojen u donjim dijelovima fliškog slijeda, nakon intervala masivnog lapora (Globigerinskog lapora). Ovaj facijes je često asociran sa slojevima facijesa F3 (Katun-I).

Interpretacija

Slojevi arenita su taloženi iz turbiditnih tokova koji su prenosili karbonatni detritus. Također, dio lapora je istaložen iz repova turbiditne struje (Te interval). Pošto je debljina laporovitog intervala značajna, pretpostavka je da se dio lapora istaložio čistom hemipelagičkom sedimentacijom, ali makroskopski nije moguće razlikovati turbiditni od hemipelagičkog lapora. Prema navedenom, ovi sedimenti su taloženi iz dva procesa (turbiditni tok i hemipelagičko taloženje) te ih možemo smatrati i asocijacijom facijesa. MARJANAC (1989) interpretira znatno deblje intervale lapora iznad arenita kao sedimente taložene iz prostorno ograničenog repa mutne struje koji nije raspršen po cijelom bazenu nego je lokaliziran paleotopografskim preprekama i na taj način je postignuta značajna debljina. Okoliš taloženja je bazenska ravnica ili distalni (vanjski) dio turbiditne lepeze (MUTTI i RICCI LUCCHI, 1972; STOW 1986). Slojevi ovog facijesa nalaze se stratigrafski u donjem dijelu fliškog slijeda, nakon masivnih lapora. Na temelju toga često je pripadnost ovih slojeva određena kao gornji dio jedinice Globigerinski lapori pa u opisu te jedinice na listu OGK SFRJ M 1:100.000 Rovinj (POLŠAK i ŠIKIĆ, 1973) stoji da su Globigeriski lapori naslage koje se sastoje od lapora, ali u gornjem dijelu su interkalirani slojevima pješčenjaka debljine od 1 do 20 cm.

4.1.6. Facijes F6 – Masivni lapori

Masivni lapor se pojavljuje na glinovitim vapnencima te se može opaziti kontinuirani prijelaz iz čistih vapnenaca u lapore (profil i stup Pićan te stup Šterna-I). Katkada su u njima vidljivi intervali različite čvrstoće. Na lokalitetima Pićan, Buzet i Šterna-I smatraju se prvim klastičnim intervalom te odgovaraju jedinici Globigerinski lapori (POLŠAK i ŠIKIĆ, 1973; ŠIKIĆ i POLŠAK, 1973; ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975). Najdeblji interval masivnog lapora izmjeren je na lokalitetu Buzet i izosi 160 m. U laporu se mogu zamijetiti izmjena intervala različitih otpornosti na trošenje koji su nabolje vidljivi na trošenim strmcima na ogolinama. Izmjena takvih intervala tvori (paralelnu) laminaciju. Ipak, češće se pojavljuju samo masivni lapori bez laminacija i zato su nazvani masivnim. Ovi lapori su bogati planktonskim foraminiferama i nanoplanktonom.

Interpretacija

Prema STOW i PIPER (1984) masivni lapori, homogene građe i bez tekstura smatraju se hemipelagičkim sedimentom. Laminirani lapori taloženi su iz repova turbiditnih struja kao najsitnija frakcija (Boumin Te interval) ili preradom turbidita u konturite (STOW i PIPER, 1984). Kod mjesta Pićan ove pojave su pripisane cikličkim klimatskim promjenama i promjenama razdoblja suhe i vlažne klime koji su utjecali na salinitet i donos terestričkog (organskog) materijala u bazen (LUŽAR-OBERITER i sur., 2010). Prema STOW i PIPER (1984) ovo su sedimenti bazenske ravnice. Prema SINCLAIR (1997) ove naslage tvore srednju jedinicu neispunjenog predgorskog bazena (*Underfilled peripheral basin*) koja se taloži na „kratonskom“ rubu, nakon preplavljivanja (tonjenja) karbonatne rampe, te često može i označavati sedimente koji su se taložili za vrijeme najveće batimetrijske dubine bazena.

4.1.7. Facijes F7 - Slampovi i klizišta

Facijes F7 je izdvojen na lokalitetima Katun-I, Katun-II i Šterna-II. Interval ovog facijesa čine slojevi arenita i lapora u koji su deformirani (borani i rasjedani), ali se može raspoznati primarni raspored i odnos slojeva. Najćešće se prepoznaje kao interval u kojem geometrija slojeva odskače od ostalog dijela slijeda kao posljedica boranja pa tako slojevi ispod i iznad ove zone imaju istu geometriju i orijentaciju (položaj sloja). Debljina ovog facijesa varira od jednog (lokalitet Katun-II) do desetak metara (lokalitet Katun-I).

Interpretacija

Ova pojava predstavlja slamp, tj. koherentni poremećaj u kojem su slojevi gotovo neporemećeni klizali po određenoj površini i, uglavnom, se kompresijski deformirali. Prilikom klizanja i kretanja dolazi do naguravanja, rasjedanja i boranja. Prema STOW (1986) ove deformacije se mogu pojaviti na padinama s kutem većim od 0,5° i pokrenute su raznim procesima te se progresivno mogu razviti od puzanja (*creep*).

4.1.8. Facijes F8 - Foraminiferski vekston

Sloj ovog facijesa opisan je samo na lokalitetu Pićan. Sloj je najveće debljine 18 m i sastoji se od homogenog vapnenca. Petrografski je sloj homogen, određen kao vekston s bioklastima numulita, ortofragmina i koralinaceja pa je na temelju toga izdvojen kao zasebni karbonatni facijes unutar klastične fliške sukcesije.

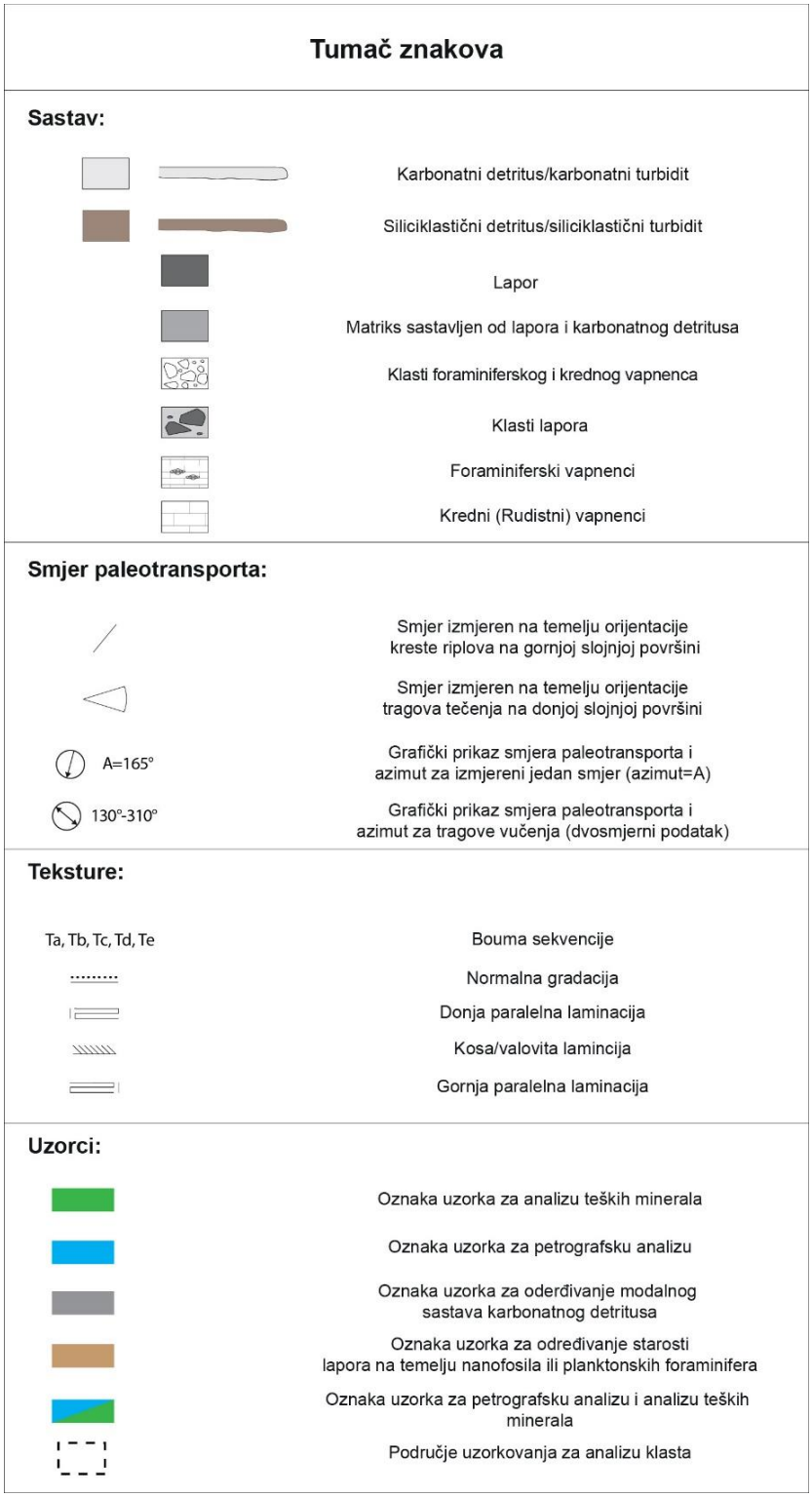
Interpretacija

Mikrofacijes Pićanskog sloja je sličan kao i mikrofacijes Foraminiferskih vapnenaca (Diskociklinski vapnenci, ĆOSOVIĆ i sur., 2004) te je vjerojatno nastao sličnim mehanizmima kao Diskociklinski vapnenci na vanjskom dijelu karbonatne rampe.

Tablica 3. Usporedni prikaz glavnih karakteristika izdvojenih sedimentnih facijesa.

Facijes	Litologija	Debljina (m)	Geometrija sloja	Sedimentne teksture	Interpretacija mehanizma taloženja	Taložni okoliš
F1 - Olistoliti	monoblok vapnenca	nekoliko m	nema oblik sloja		blok odlomljen od ustrmljenog dijela ruba bazena, klizanje ili kotrljanje	rub padine
F2 - Megaslojevi	breča s klastima veličine blokova, normalno gradirani kalkrudit i kalkarenit, lapor	do 40 m (gračišće)	lećasti	gradacija, horizontalna i kosa slojevitost u gonjem dijelu sloja (loweove sekvence)	debritni tok i kogenetski turbiditni tok velike gustoće	rub padine, proksimalni dio bazenske ravnice
F3 - Ruditni turbiditi	normalno gradirani kalkrudit i kalkarenit, lapor	od nekoliko desetaka cm do 10 m (sloj sv. križ, buzet)	lećasti, tabularni	gradacija, horizontalna i kosa slojevitost (loweove sekvence)	turbiditni tok velike gustoće	rub padine, proksimalni dio bazenske ravnice
F4 - Arenitni turbiditi	normalno gradirani arenit miješano siliciklastično-karbonantog sastava, lapor	do 0,5 m debljine arenitnog intervala, laporoviti intervali do nekoliko m	tabularni	bouma sekvence (gradacija, horizontalna i kosa slojevitost)	turbiditini tok	bazenska ravnica, vanjski dio turbiditne lepeze
F5 - Lapor sa slojevima arenita	lapor i normalno gradirani arenit (uglavnom kalkarenit)	0,1 m debljine arenitnog intervala, lapor znatno deblji	tabularni	horizontalna laminacija	hemipelagički lapori i turbiditni tok	bazenska ravnica
F6 - Masivni lapor	lapor	do nekoliko 10-aka m	tabularni	masivan i laminiran	hemipelagičko taloženje	bazenska ravnica
F7 - Slampovi i klizišta	slojevi arenita, kalkarenita i lapora s vidljivim sinsedimentacijskim deformacijama	do nekoliko 10-aka m (katun-i)	nepravilan oblik	bouma sekvence (gradacija, horizontalna i kosa slojevitost)	deformiranje uslijed klizanja i slampiranja.	rub padine, proksimalni dio bazenske ravnice

4.2. LITOLOŠKE ZNAČAJKE ISTRAŽIVANIH LOKALITETA



Slika 18. Tumač znakova koji se nalaze na prikazanim stupovima.

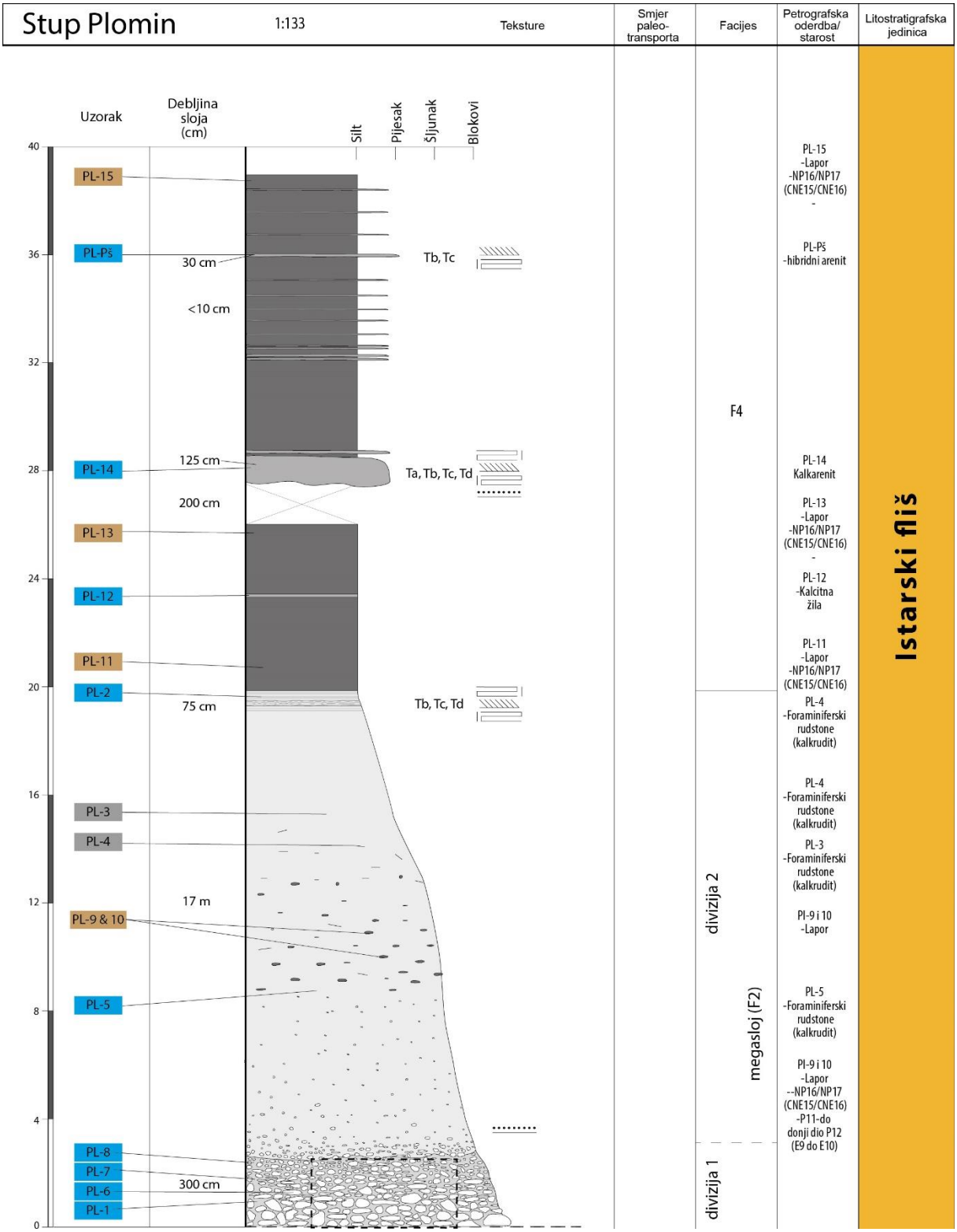
4.2.1. Plomin

Lokalitet Plomin nalazi se na cesti Plomin–Vozilići (WGS84 lat 45° 8' 45.6612", long 14° 10' 19.5198", slika 14). Snimljeni slijed se sastoji od 20 m debelog kompleksnog megasloja (facijes F2) i 20 m izmjene lapora i arenita (facijes F4) u krovini (slika 19). Interval je tektonski poremećen (zapadno od izdanka je rasjed pružanja S–-J) i cijeli slijed ima smjer i kut nagiba 150/40, a kompleksni sloj je relativno razlomljen i donja granica je prekrivena. Istraživani interval završava sa slojem fliške breče koja je intenzivno tektonizirana te nije jasan strukturni i sedimentološki odnos s istraživanim intervalom pa nije dokumentirana na stupu Plomin.

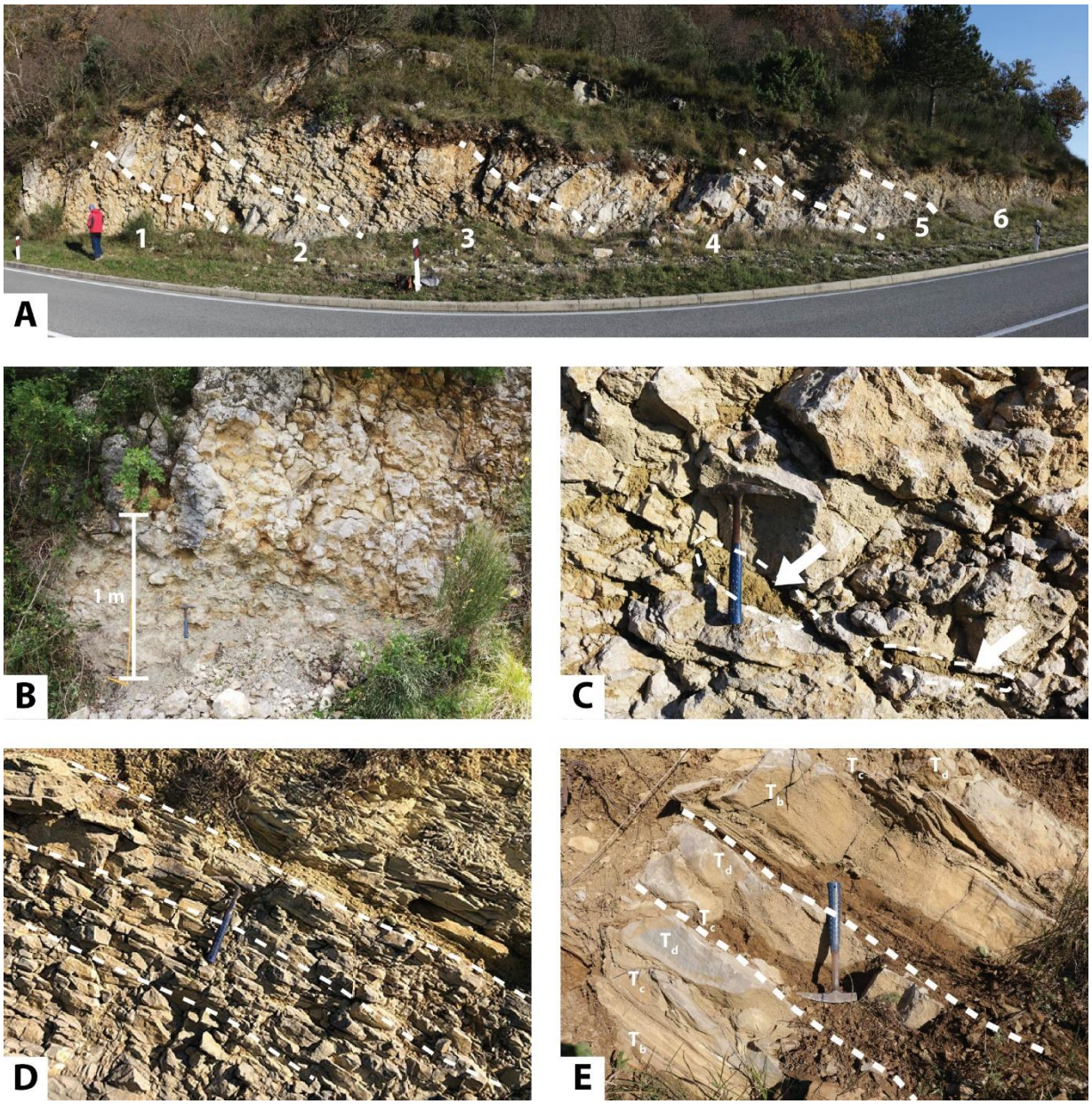
U megasloju se raspoznaju dvije cjeline (slika 20): u donjem dijelu nalazi se kaotična, klastnopotporna breča (divizija I, prikazana na slici 20B), a u gornjem normalno gradirani kalkrudit i kalkarenit (divizija II, prikazano na slikama 20C i D). Breča u donjem dijelu je debela oko 3 metra, sastavljena je od klasta blokovskih dimenzija, srednje veličine oko 12 cm u promjeru, dok najveći klasti imaju promjer i do 50 cm. Litološka kompozicija klasta je: Foraminiferski vapnenci 93 %, Prijelazne naslage 2 %, klasti lapora 2 %,a ima i oko 3 % neodredivih klasta. Sastav breče je prikazan u poglavlju 4.3. Matriks je sastavljen od lapora i bioklasta velikih bentičkih foraminifera i rodolita. Prijelaz iz donjeg u gornji dio je postupan, nije jasna sama granica već je opaženo smanjivanje udjela laporovitog matriksa i pojava kompaktnog kalcitnog cementa među klastima, koji označava početak intervala divizije II. Ovaj interval je sačinjen od normalno gradiranog i klastnopotpornog kalkrudita i kalkarenita. Najveći klasti, veličine 10 cm u promjeru nalaze se na granici s kaotičnom brečom iz podine i istog su litološkog sastava. Sastav kalkrudita je određivan na sitnijoj frakciji *point-counting* metodom i najčešći konstituenti su ortofragmine (35 %), numuliti (27–33 %), litoklasti (11–12 %) i crvene alge – koralinaceje (7–18 %). U sredini divizije II pojavljuje se interval s izduženim klastima lapora (slika 20C). Veličina zrna se smanjuje naviše te postupno prelazi u kalkarenite i kalksiltite s paralelnom i valovitom laminacijom (slika 20D). U gornjem dijelu je 6 metara debeo interval masivnog lapora s proslojkom sparitnog vapnenca (debljine manje od 10 cm). Stratigrafski gledano, nakon intervala lapora koji pripada vršnom dijelu megasloja, dolazi do izmjene lapora i arenita, tj. slojeva facijesa turbidita (F4). Ovaj interval započinje sa slojem pješčenjaka označenim s oznakom PL-14 na stupu Plomin (pozicija sloja označena je na slici 19, a fotografija na slici 20E). Taj sloj je debljine 125 cm, a sastoji se od nekoliko ponavljanja intervala horizontalne i kose laminacije (Tb–d/Tc–d/Tb–c). Uzorak sloja PL-14 je u mikroskopskom preparatu određen kao slabo sortiran kalkarenit čiji detritus čine uglavnom

kršje planktonskih foraminifera te razlomljeni bioklasti ortofragmina i crvenih alga te poluzaobljena zrna kvarca, limonitizirana crvenkasta i opaka zrna. Uzorak je određen kao biokalkarenit.

Miješani siliciklatično-karbonatni sloj s oznakom PL-Pš (slika 19) je određen kao hibridni arenitni pječenjak, kojem glavninu siliciklastične komponente čine uglata zrna kvarca i opaki minerali, dok su ostali minerali rijetki. Karbonatnu komponentu čine planktonske foraminifere te fragmenti mikrita u mikritnom matriksu.



Slika 19. Geološki stup Plomin s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 10 cm nije navedena.

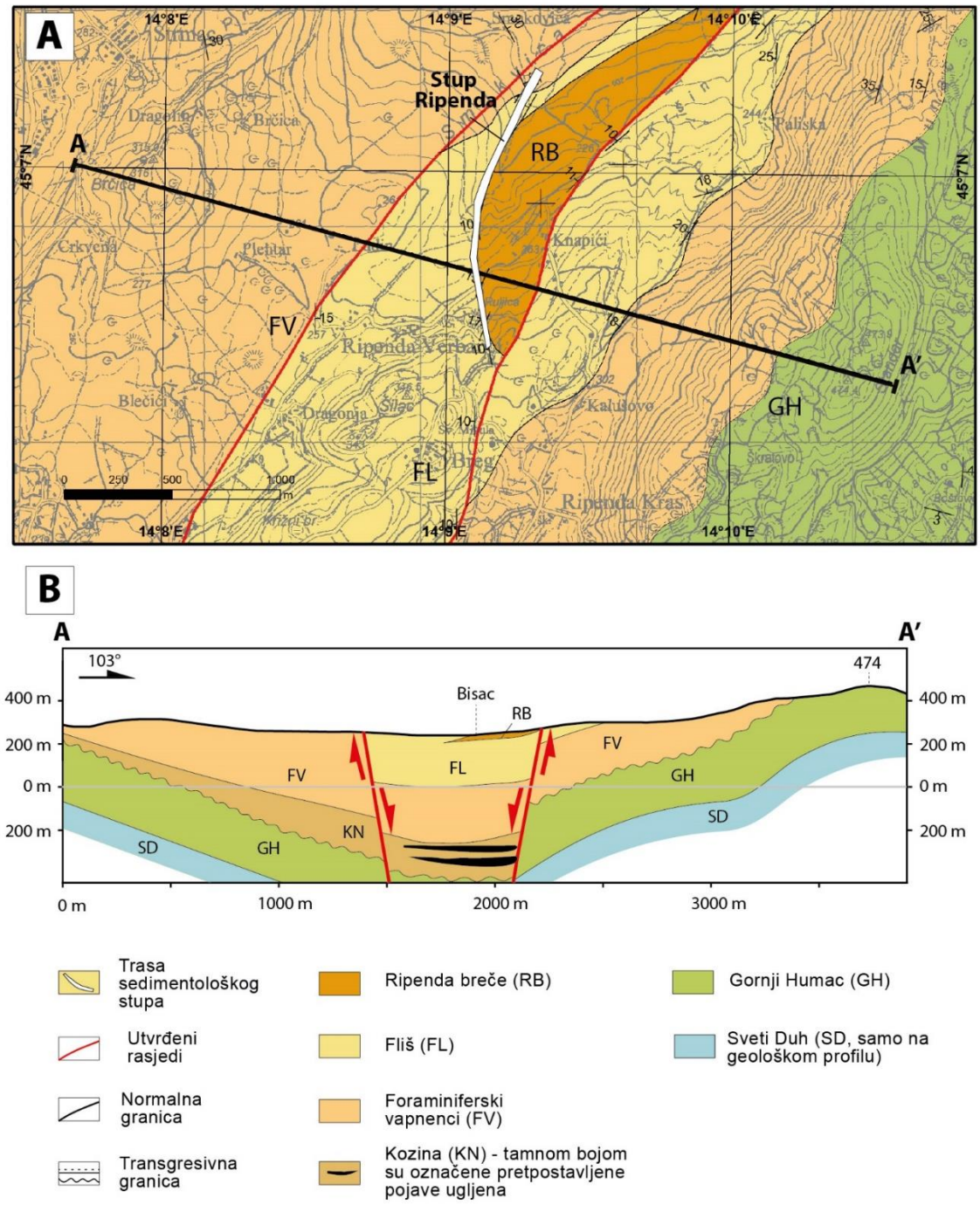


Slika 20. Fotografije istraživanog lokaliteta Plomin prikazanog na stupu na slici 19: **A)** izdanak s 20 metara debelim kompleksnim megaslojem (facijes F2) na kojoj su s brojevima od 1 do 6 označeni dijelovi sloja: 1 – klastnopotporna breča (Divizija I); 2 – normalno gradirani kalkrudit; 3 – interval s klastima lapora; 4 – normalno gradirani kalkrudit i kalkarenit; 5 – kalkarenit i kalksiltit s horizontalnom i valovitom laminacijom; 6 – interval lapora i krovina kompleksnog sloja; **B)** krupni snimak klastnopotporne breče (divizija I) i postupni prijelaz u kalkrudite prema gornjem desnom kutu fotografije; **C)** interval s izduženim klastima lapora (*rip-up* klasti); **D)** detalj gornjeg dijela megasloja – normalno gradirani kalkarenit i kalksiltit s horizontalnom i valovitom laminacijom; **E)** sloj s oznakom PL-14, debljine 125 cm sastoji od nekoliko ponavljanja intervala horizontalne i kose laminacije (Tb–d/Tc–d/Tb–c).

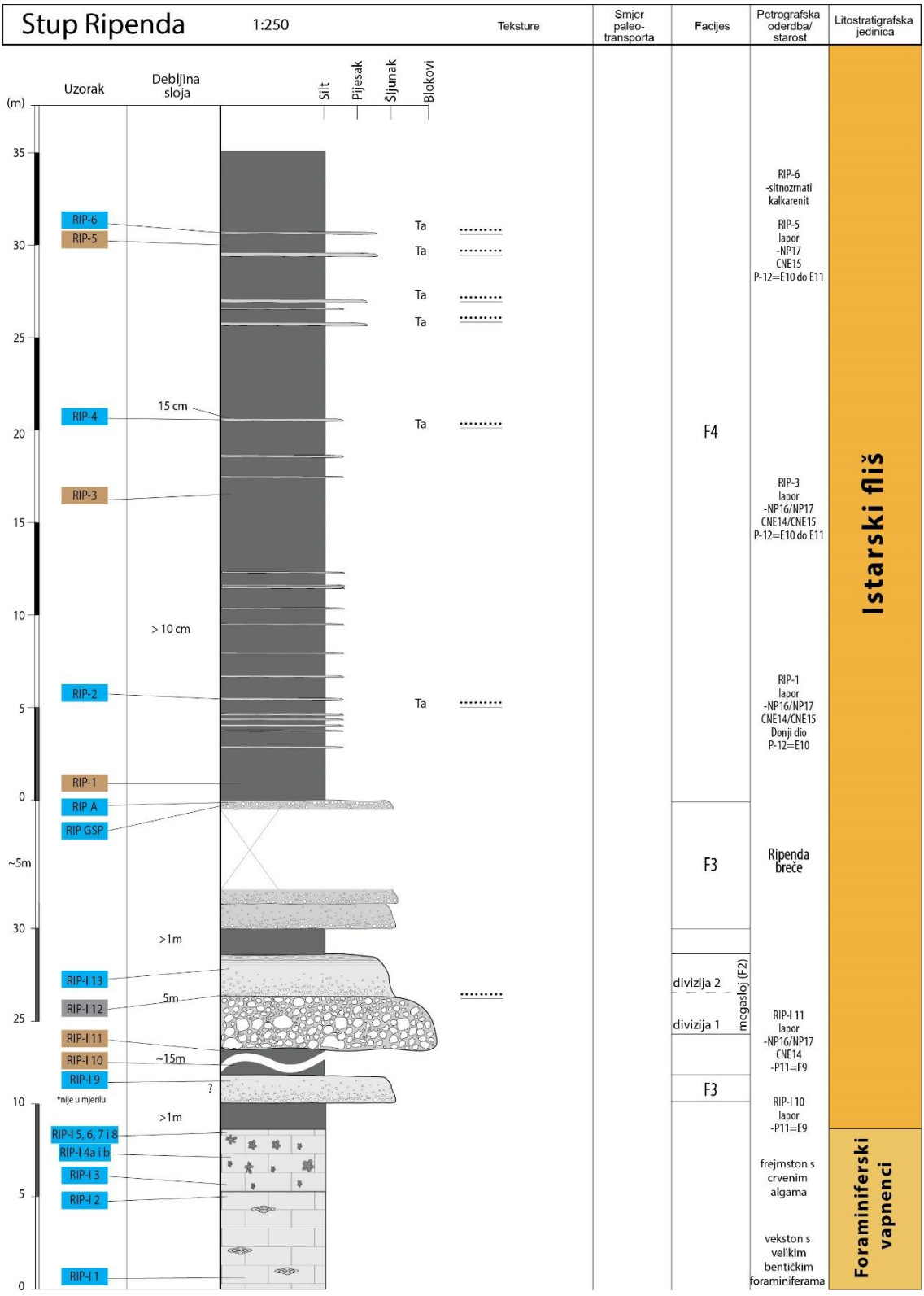
4.2.2. Ripenda

Snimljeni interval fliša nalazi se zapadno od Labina na lokaciji 45.11514 N, 14.14732 E (slike 14 i 21). Na stupu Ripenda izdvojeni su vapnenci svrstani u litostratigrafsku jedinicu Foraminiferskih vapnenanca (dva facijesa) te Istarski fliš (slika 22). Foraminiferski vapnenci su zastupljeni: 1) vapnencima s velikim bentičkim foraminiferama (vekston s numulitima i ortofragminama, te serpulidima) i 2) intervalom vapnenaca s crvenim algama i velikim bentičkim foraminiferama (frejmston s crvenim algama) izmjerene debljine oko 2 m. Kontakt Foraminiferskih vapnenaca i fliša je prekriven vegetacijom. Sam donji dio fliškog intervala je također pokriven vegetacijom te nije bilo moguće odrediti debljinu i granice pojedinih slojeva, ali dokumentirani su litofacijesi i sedimentološki razvoj naslaga. Sukcesija fliša započinje s relativno tankim lapornim intervalom (<1 m) na kojem je sloj facijesa ruditnih turbidita (F3) koji se sastoji od normalno gradiranog kalkrudita. Nakon sloja kalkrudita slijedi masivni interval lapora od 15 m na kojem leži oko 4 m debeo kompleksni megasloj (facijes F2) koji se sastoji od klastnopotporne breče u podini i normalno gradiranog kalkrudita/kalkarenita u gornjem dijelu (slika 23A). Breču čine slabo zaobljeni klasti veličine od 5 do 40 cm u promjeru te je opažena diskretna normalna gradacija (divizija I). Klaste čine Foraminiferski vapnenaci s različitim sastavom velikih bentičkih foraminifera pa izdvajamo: miliolidni, alveolinski i numulitni vapnenac u klastima. Matriks je lapor, a donja granica je oštra i erozijska. Navedeni dio klastnopotporne breče postupno prelazi u normalno gradirani kalkrudit koji je cementiran karbonatnim cementom, a debljine je 2 m. Prijelaz je postupan, sastav klasta je isti te samo opada zastupljenost lapora kao osnove, a povećava se udio karbonatnog cementa. U gornjem dijelu vidljiva je paralelna i valovita laminacija. Na sloju je relativno tanak (<1 m) interval lapora te nekoliko slojeva facijesa ruditnih turbidita (F3). Ova zona je također razmjerno tanka, ali je pokrivena pa je debljina kalkrudita određena na temelju hipsometrije te je na karti označena kao Ripenda breče. Nakon kalkruditnog intervala slijedi 35 m debeo interval izmjene lapora i tankih slojeva arenita (facijes F4) koji je prikazan na slici 23B. Ovaj interval sastoji se od izmjene slojeva arenita debljine do 15 cm i znatno debljih lapora. Areniti su karbonantnog sastava. Opažen je i 15 cm debeo sloj (RIP-4) koji se sastoji od 5 cm normalno gradirane breče – kalkrudita, koji gradira u kalkarenite, a pri vrhu ima proslojke lapora. Na sloju je vidljiva neravna donja slojna površina i erozijski kanali (slika 23D).

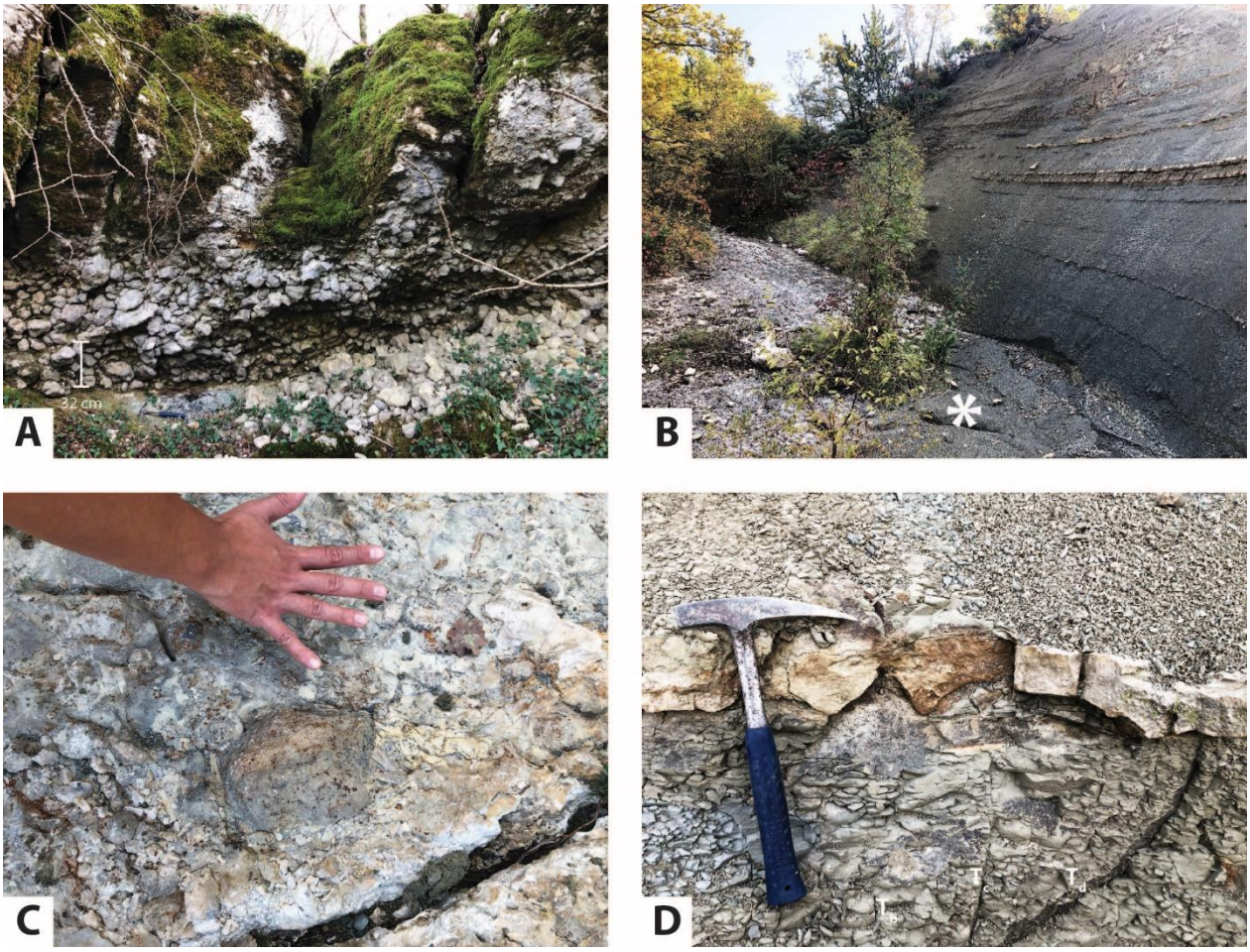
Interval fliša koji se sastoji od Ripenda breča tj. krupnoklastičnih karbonatnih slojeva, facijesa ruditnih turbidita (F3) te nagle pojave debljih intervala lapora i tanjih kalkarenita, može ukazivati na seljenje i udaljavanje izvorišta karbonatnog detritusa (karbonatne rampe) te produbljivanje okoliša (deblji intervali lapora). Sastav karbonatnog detritusa za uzorke RIP-2 prikazan je u poglavlju 5.4. Taloženje Ripenda breča je vjerojatno vezano za rasjed prikazan na slikama 21A i B.



Slika 21. A) geološka karta dijela Labinštine, odnosno šireg područja Ripende (istočna Istra) na kojoj je označena i trasa snimljenog sedimentološkog stupa Ripenda; **B)** geološki profil A–A'. Podaci za konstrukciju profila su, osim geološkog kartiranja površine terena, djelomično preuzeti i reinterpretirani iz rudarskih elaborata ugljenokopa Plomin (FABETA, 1957).



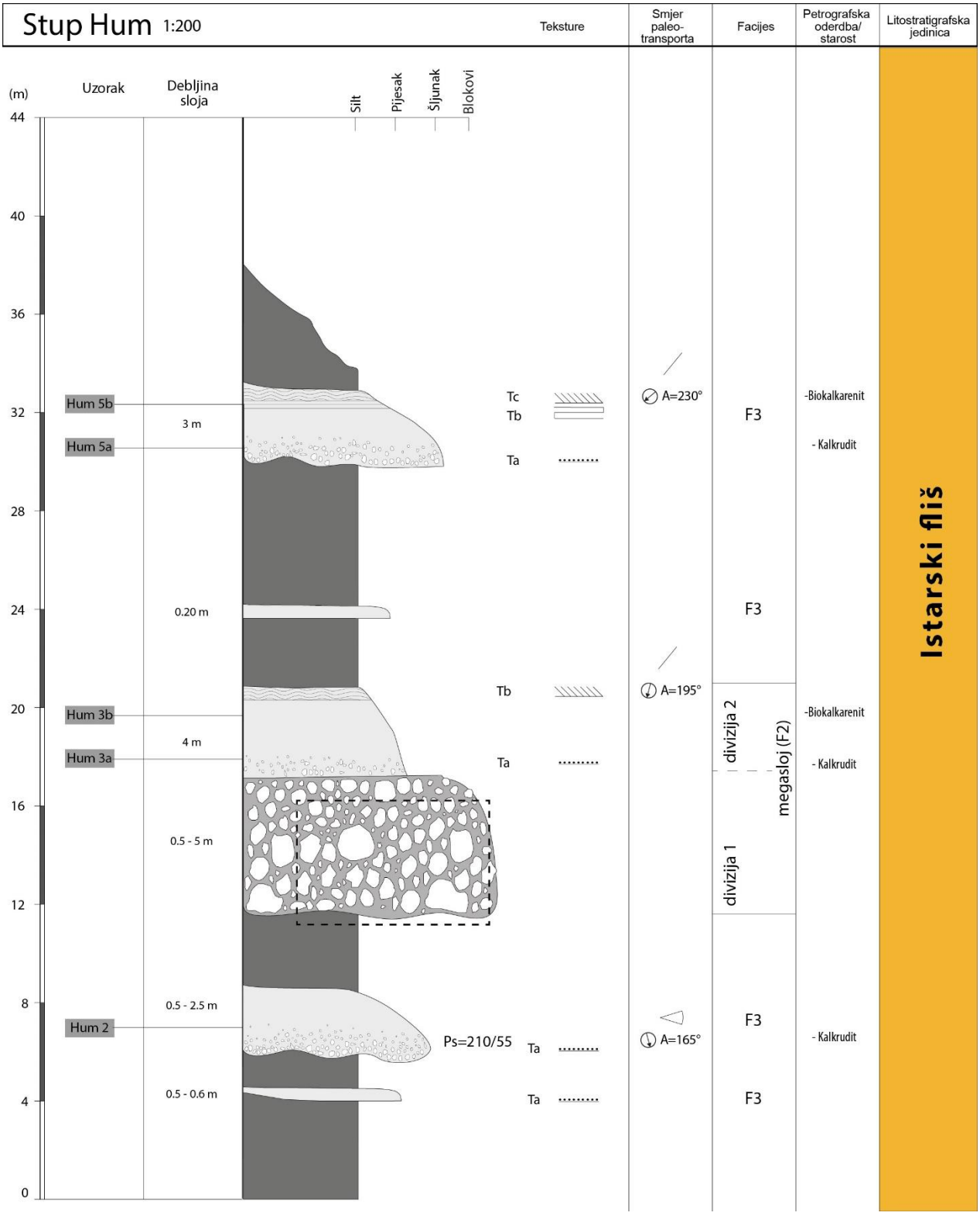
Slika 22. Geološki stup Ripenda s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 10 cm nije navedena.



Slika 23. Fotografije istraživanoga lokaliteta Ripenda. **A)** izdanak megasloja koji se sastoji od klastnopotporne breče/konglomerata u podini i normalno gradiranog kalkrudita/kalkarenita u gornjem dijelu (facijes F2). Ukupna debljina sloja je oko 4 m; **B)** i **C)** gornja slojna površina kalkruditnog intervala s klastima veličine 10 cm u promjeru. Zvjezdica na slici B označava poziciju fotografije slike C. Iznad gornje slojne površine kalkarenita na fotografiji su prikazani i slojevi facijesa F4; **D)** neravna donja slojna površina i erozijski kanali na sloju normalno gradiranog kalkrudita i kalkarenita.

4.2.3. Hum

Na lokaciji Hum (WGS84: 45° 21' 3.5706" N, 14° 2' 42.5466" E) snimljeno je ukupno 40 m slijeda fliških naslaga koji se sastoji od izmjene slojeva karbonatnih klastita i lapora (slika 24). Prvi sloj je krupnozrnati (ruditni) turbidit debljine od 0,5 do 0,6 m (facijes F3). Donja i gornja slojna površina su glatke i ravne, tj. bez izraženih struktura i tekstura. Drugi karbonatni sloj predstavlja normalno gradirani kalkarenit (F3) s valovitom erozijskom donjom slojnom plohom na kojoj se jasno vide tragovi tečenja (A= 165°) – slika 25A. Na profilu se vidi isklinjavanje sloja pa njegova mjerena debljina varira između 0,5 i 2,5 m. Zrna su veličine krupnozrnatog pijeska (2 mm) u donjem dijelu, postupno se smanjuju (normalna gradacija) i prelazi u interval lapora. Karbonatni detritus čine uglavnom bioklasti velikih bentičkih foraminifera (Hum 2). Treći karbonatni sloj je megasloj (facijes F2) koji se sastoji od karbonatne breče u donjem dijelu (divizija I) i normalno gradiranog kalkrudita u gornjem dijelu (divizija II). Donji dio čini breča koja u najdebljem dijelu ima 5 m, a u najtanjem 0,5 m (slike 25A i B). Breča je klastnopotporna, kaotična i nesortirana, klasti su veličine od nekoliko cm do 60 cm, a najveći ima 1 m u promjeru (slika 30C). Klasti su i uglati i slabo zaobljeni. Donja granica je neravna i erozijska. Oskudan matriks breče je lapor. Klasti su većinom kredni vapnenci (88 %), a u manjoj mjeri Foraminiferski vapnenci (9 %) te ima klasta kojima nije mogla biti određena pripadnost (3 %). Granica između intervala breče i kalkrudita je postupna te je glavna razlika u veličini klasta i količini laporovitog matriksa i stupnju kompakcije. Interval kalkrudita (divizija II) je normalno gradiran te prelazi u kalkarenit, a sastoji se od biogenog detritusa i skeleta bentičkih foraminifera: ortofragmine (32–54 %), numuliti (6–26 %) te koralinaceja (9–13 %) i drugih. Pri vrhu intervala kalkarenita izražena je blaga kosa slojevitost te su na gornjoj slojnoj površini uočene kreste asimetričnih riplova (slika 25D), a na njima je izmjerena orijentacija i dobiven smjer paleotransporta (A= 195°). Nakon ovog sloja slijedi do 3 metra debeli interval lapora i sloj kalkarenita debljine 20 cm. Nakon još jednog intervala lapora od 6 m, nalazi se još jedan sloj ruditnog turbidita (facijes F3, slika 25E). Sloj je kompaktan i sastoji se od biogenog detritusa i skeleta bentičkih foraminifera (Hum 5A i 5B). Donja slojna površina je valovita – erozijska, a debljina sloja iznosi 3 m. Na gornjoj slojnoj površini kalkarenita vidljive su kreste riplova (smjer paleotransporta A= 230°) – slika 25F.



Slika 24. Geološki stup Hum s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama.

2
3
A

3
B

C

D

E

F

Slika 25. Fotografije istraživanog lokaliteta Hum. **A)** sloj facijesa ruditnog turbidita (facijes F3) označen brojem 2 i megasloj (facijes F2) označen brojem 3 na stupu Hum (slika 24); **B)** donja slojna površina i debritni dio (divizija I) kompleksnog megasloja Hum 3; **C)** Klastnopotporna breča i mjesto na kojem je određivan litološki sastav klasta; **D)** gornja slojna površina divizije II sloja Hum 3 s vidljivim krestama riplova na kojima je izmjeren smjer paleotransporta; **E)** ruditni turbidit (facijes F3) oznake Hum-5 s izraženom horizontalnom i valovitom laminacijom pri vrhu; **F)** gornja slojna površina sloja Hum-5 s krestama riplova.

4.2.4. Buzet

Stup Buzet je snimljen za potrebe izrade Osnovne geološke karte Republike Hrvatske (OGK RH) M 1:50 000 na zadatku „Fliš Jadrana“ te je dio informacija nadopunjen podacima iz arhive Geološkog zavoda Hrvatskoga geološkog instituta (BERGANT, 1996).

Na stupu Buzet-I (slika 26) paleogenske naslage zastupljene su karbonatima i klastitima. U donjem dijelu stupa nalaze se Foraminiferski vapnenci. Debljina ovih naslaga na stupu Buzet-I je 24 m, međutim nije zahvaćena donja granica jedinice. Vapnenci su klasificirani kao rekristalizirani biomikrit – veksto n s velikim bentičkim foraminiferama (numulitima i ortofragminama), planktonskim foraminiferama i koralinacejskim algama, koji stratigrafski pripadaju gornjem dijelu Foraminiferskih vapnenaca. Veličina fosilnog detritusa je 0,1–0,7 mm, a rjeđe i do 3 mm. Debljina slojeva je oko 40 cm. U gornjem dijelu pojavljuju se zrnca glaukonita.

Na Foraminiferskim vapnencima u krovini se nalazi 6 m debeli slijed glinovitih vapnenaca interpretiranih kao Prijelazne naslage (Naslage s rakovicama). Ovu stratigrafsku zonu karakterizira postupno povećanje udjela glinovite komponente. Glinoviti vapnenci Prijelaznih naslaga na površini imaju gomoljasti habitus, a unutar njih se uočavaju i glinoviti proslojci (slika 27A). U ovim naslagama pojavljuju se fosili ježinaca i rakovica. Gornja granica Prijelaznih naslaga je također karakterizirana povećanim udjelom glinovite komponente i postupnim prijelazom u sive masivne lapore.

Serija klastita započinje s 144 m debelim masivnim laporima (slika 27B). Sadržaj $CaCO_3$ izmjeren na 5 uzoraka je u rasponu od 29,60 do 43,36 %. Lapori sadrže obilje planktonskih foraminifera. Treba napomenuti da je lokacija ovog stupa vrlo blizu, odnosno u kontaktu s prvom ljuskom Ćićarijske ljuskave strukture pa je vrlo vjerojatno debljina jedinice Globigerinski lapor na

ovom mjestu tektonski uvećana. Pretpostavlja se da je do multipliciranja debljine došlo zbog reversnog rasjedanja, tj. navlačenja i naguravanja lapora na lapore.

Na Globigerinskim laporima slijede slojevi izmjene arenita i lapora. U ovom intervalu, debljine 148 m, izdvojeni su slojevi facijesa F3 (ruditni turbiditi), F4 (arenitni turbiditi) i F5 (lapori s rijetkim slojevima arenita). Slojevi arenita se mogu podijeliti u dvije skupine prema udjelu karbonatne komponente, a te skupine su prikazane na slici 26 različitom bojom:

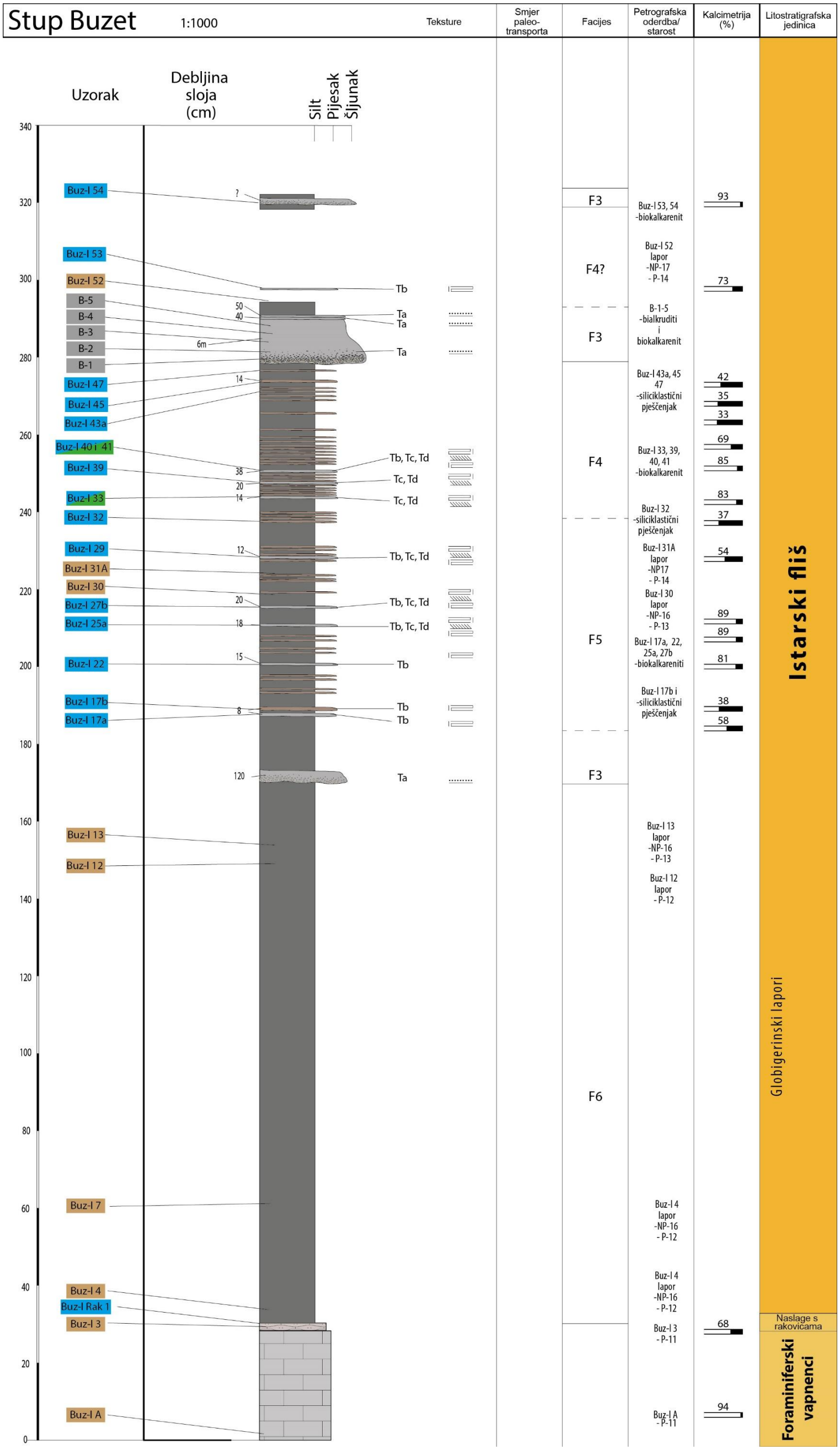
a) Karbonatni slojevi (označeni sivom bojom);

b) Miješani karbonatno-siliciklastični slojevi (označeni smeđom bojom).

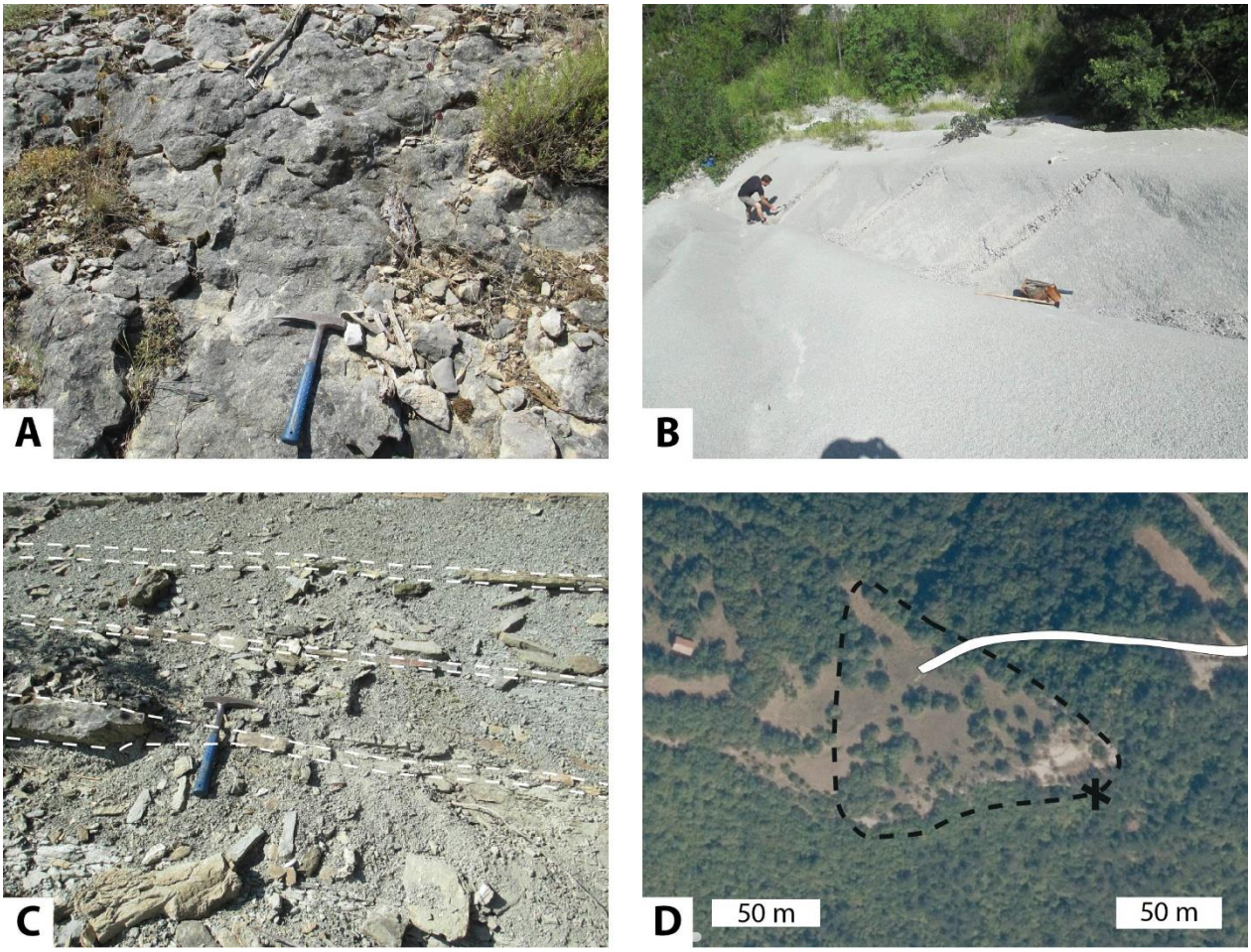
Slojevi s dominantnom karbonatnom komponentom su uglavnom deblji, klasti su krupniji i u njima možemo vidjeti gradaciju u bazi te horizontalnu, kosu i valovitu laminaciju. Svi karbonatni slojevi su tipa kalkarenit, a građeni su od dominantno intrabazenskog fosilnog detritusa (razlomljenih skeleta bentičkih foraminifera, planktonskih foraminifera, koralinacejskih alga i bodljikaša). U gornjem dijelu slijeda uočava se postupno pokrupnjavanje i podebljavanje arenitnih slojeva, veći udio siliciklastične komponente u arenitima, a intervali lapora postaju tanji (prijelaz iz facijesa F5 u F4). Na temelju navedene pojave možemo izdvojiti donje i gornje fliške naslage (prema MARINČIĆ i sur., 1996). Granica između navedena dva paketa se može približno pozicionirati na 245-om metru stupa.

Na 281 m stupa nalazi se sloj Sv. Križ – ruditni turbidit – facijes F3 (slike 27D i 28) debljine 6 m koji se sastoji od normalno gradiranog kalkrudita koji postupno prelazi u kalkarenit. Na trasi sedimentološkog stupa Buzet, sloj Sv. Križ je djelomično prekriven pa je na drugoj lokaciji snimljen detaljniji sedimentološki stup samog sloja (slika 28A). Na lokaciji 50 m južnije sloj tvori liticu (slika 28B) i otvoren je za detaljnije uzorkovanje i praćenje (lokacija označena na slici 28D) te je tamo određen sastav karbonatnog detritusa (uzorci B-1, B-2, B-3, B-4 i B-5). Donji dio čini interval bioklastičnog detritusa sastavljenog od velikih kućica ortofragmina, numulita te fragmenti makrofosila (pronađeni su još i fragmenti kućica puževa i ljuštura školjkaša), veličine do 4 cm. Interval je loše sortiran i ima obilje matriksa od laporovitog kalcita, a završava oštrom granicom nakon koje dolazi dobro sortiran i cementiran normalno gradirani kalkrudit i kalkrenit (slika 28D i E). Ovaj interval je debljine 5 metara i u gornjem dijelu je vidljiva horizontalna laminacija (slika 28C).

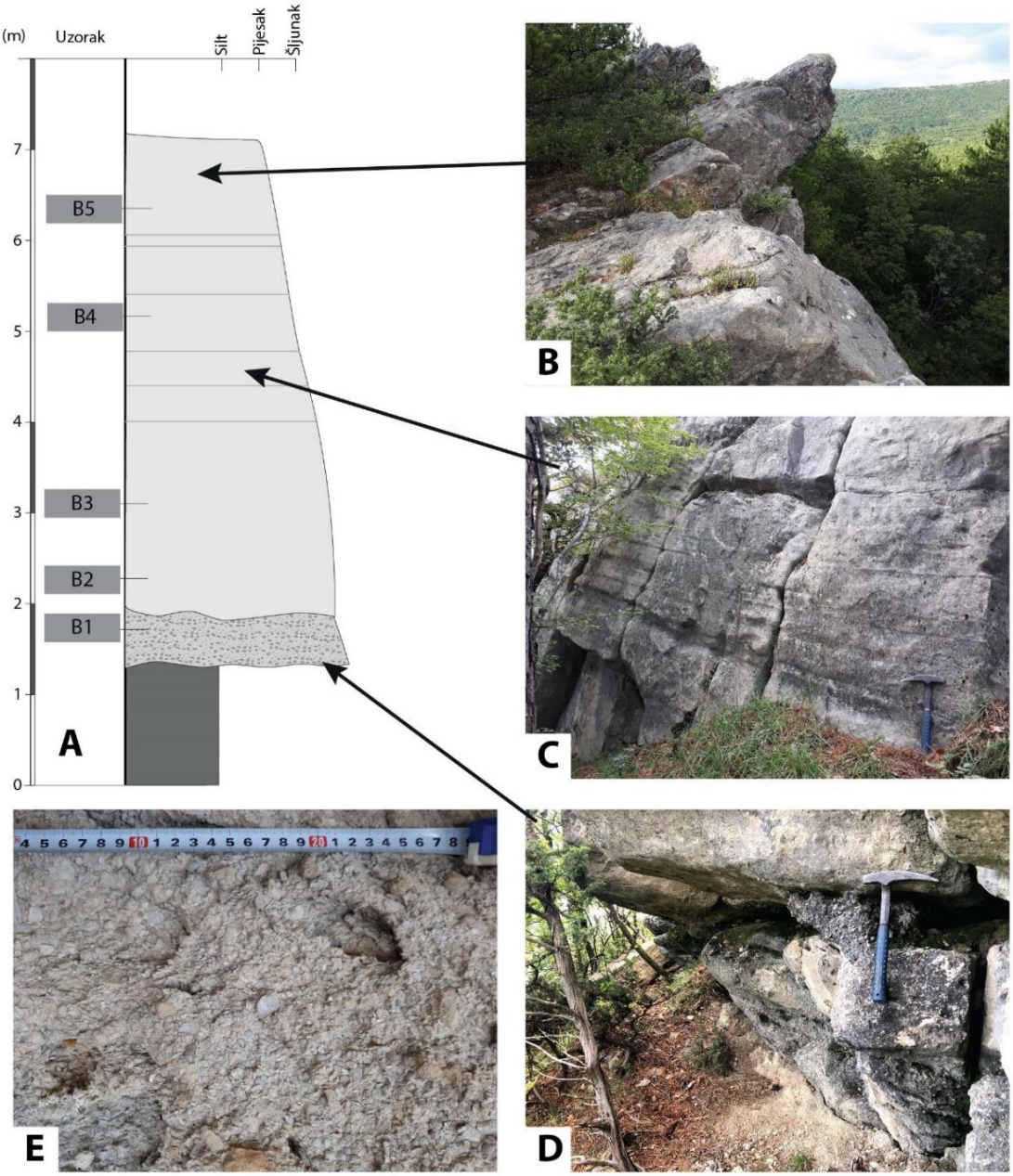
Slojevi turbidita miješanog siliciklastično–karbonatnog sastava su debljine od 0,5 do 20 cm, a njihov sastav opisan je na uzorcima 17a, 17b, 22, 25a, 27b, 29, 32, 39, 41, 43a, 45, 47, čije su pozicije naznačene na stupu (slika 26). Prema sastavu detritusa ti areniti su određeni kao siliciklastični pješčenjaci (>50 % siliciklastične komponente), hibridni areniti (=50 % siliciklastične komponente) ili kalkareniti (prema ZUFFA, 1980, 1985). Glavninu siliciklastične komponente čine zrna kvarca, koja mogu biti svježa, ponegdje s uklopcima (moguće vulkanskog porijekla), ili zamućena i zaobljena te zrna sa sa unduloznim potamnjenjem. Sporadično se pronalaze plagioklas, muskovit, biotit i glaukonit, a akcesorno klorit, granat i epidot. Od fragmenata stijena zastupljeni su odlomci kvarcita, agregati kvarca i tinjaca s često uočljivom škriljavosti, rožnjaka i devitrificiranog stakla. Vapnenački detritus zastupljen je poluzaobljenim biomikritnim, mikritnim do mikrosparitnim klastima i uglatim do poluuglatim klastima kristaliničnog kalcita. Od fosilnog detritusa su zastupljeni fragmentirani bioklasti planktonskih foraminifera i alga koralinaceja. Vezivo je mikrosparitsko do sparitsko. U nekim uzorcima zrna pirita su raspršena po preparatu.



Slika 26. Geološki stup Buzet s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 10 cm nije navedena.



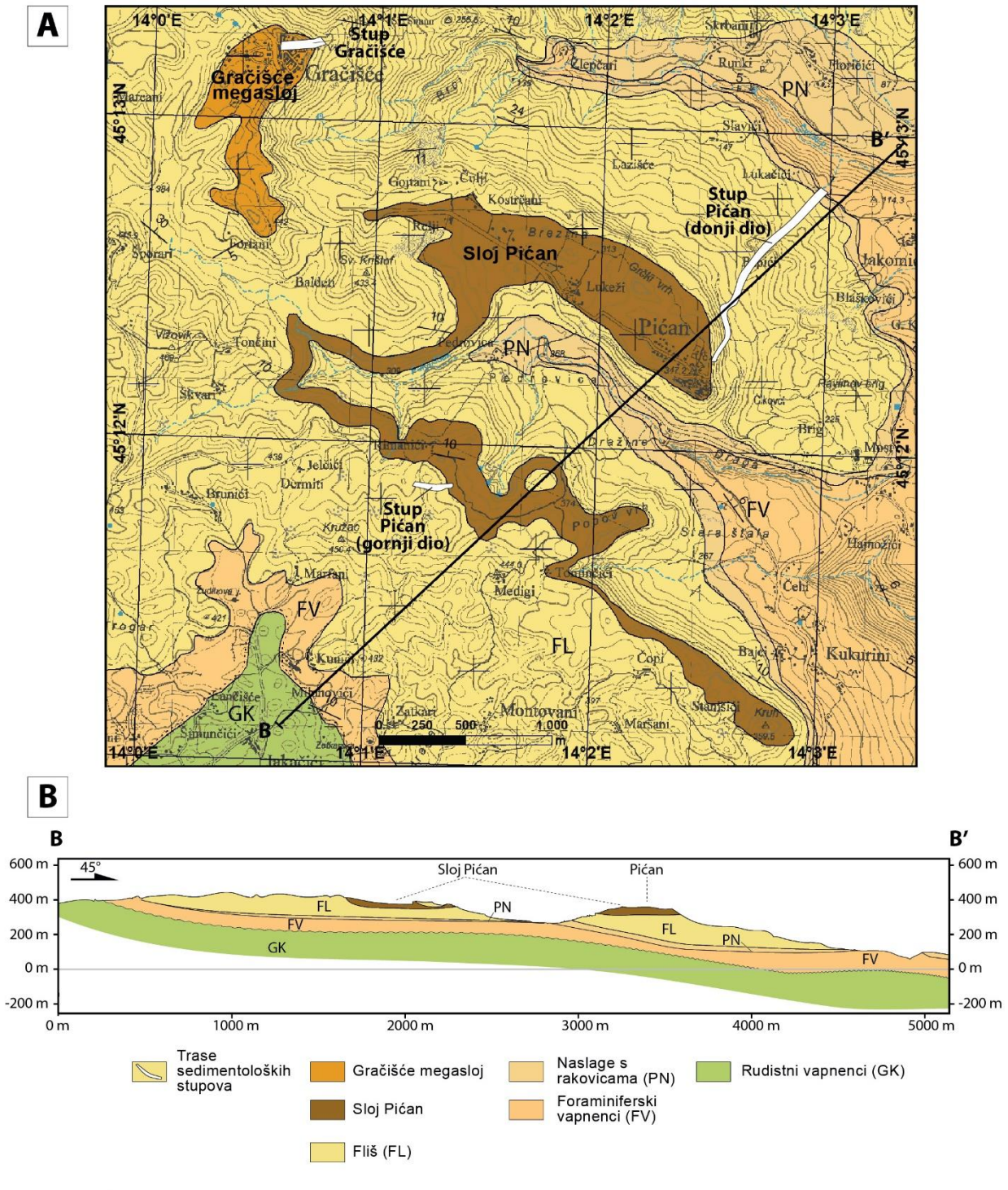
Slika 27. Fotografije istraživanog lokaliteta Buzet. **A)** gornja slojna površina gomoljastih vapnenaca jednice Naslage s rakovicama u bazi stupa Buzet; **B)** masivni lapori (facijes F6) koji pripadaju jedinici Globigerinski lapori; **C)** izmjena lapora i trošnih slojeva arenita (turbiditi facijesa 4) na području stupa Buzet; **D)** ortofoto snimak (preuzet s geoportal.dgu.hr) na kojem je označena trasa stupa Buzet (bijelom punom linijom), rasprostiranje karbonantog sloja Sv. Križ (označeno crnom crtkanom linijom), a crnom oznakom X je označeno mjesto snimanja detaljnog stupa sloja Sv. Križ prikazanog na slici 28.



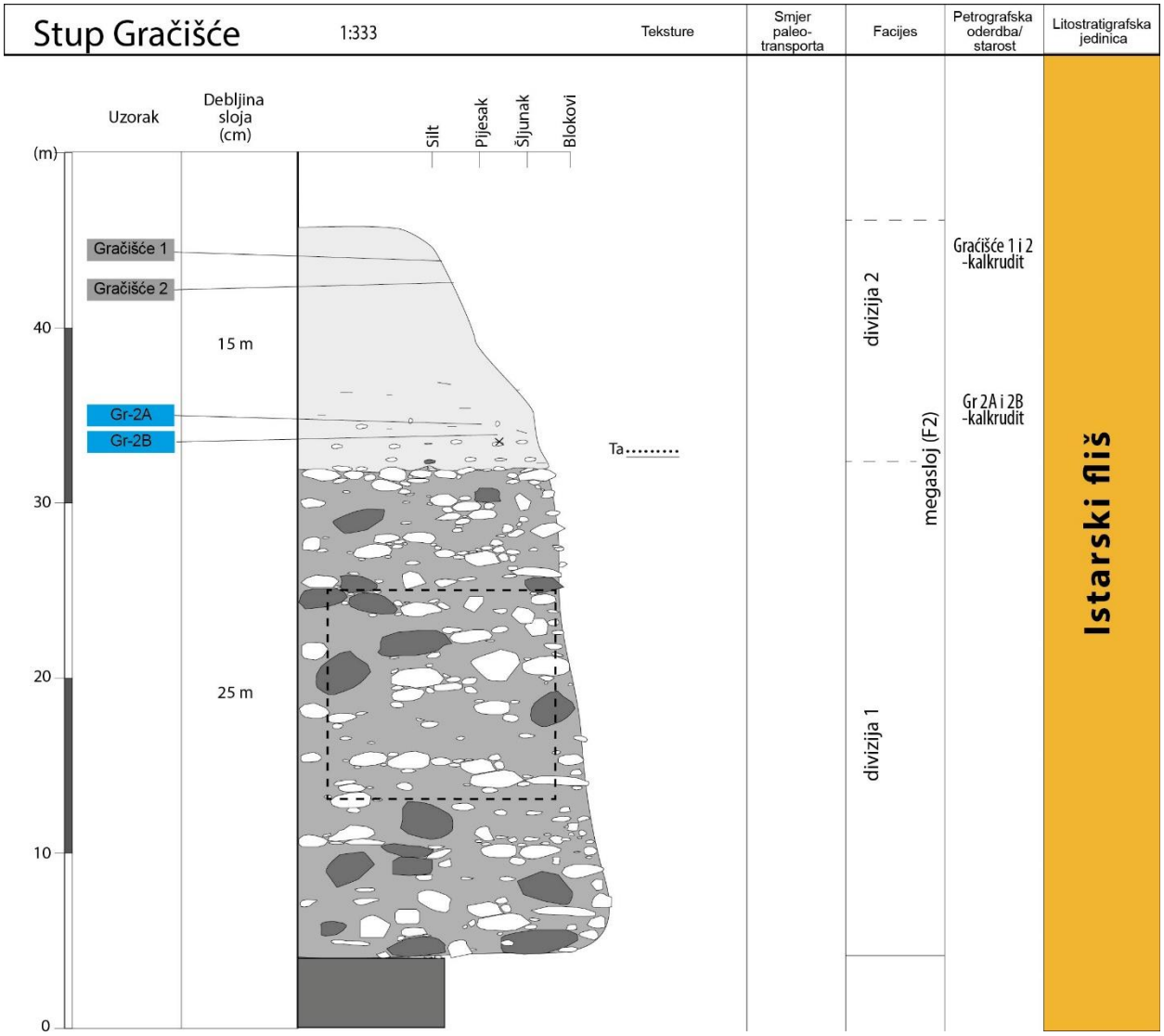
Slika 28. Stup i fotografije sloja ruditnog turbidita Sv. Križ (facijes F3, normalno gradirani kalkruditi i kalkarenit ukupne debljine 6 m). **A)** sedimentološki stup s pozicijama uzorkovanja; **B)** gornja slojna površina (PS= 290/17) i litice; **C)** horizontalna laminacija u srednjem i gornjem dijelu sloja; **D)** detalj u donjem dijelu sloja s intervalom intrabazenskih bioklasta; **E)** makrofotografija donjeg dijela na kojoj vidimo „numulitnu breču“ koja čini donji dio sloja.

4.2.5. Gračišće

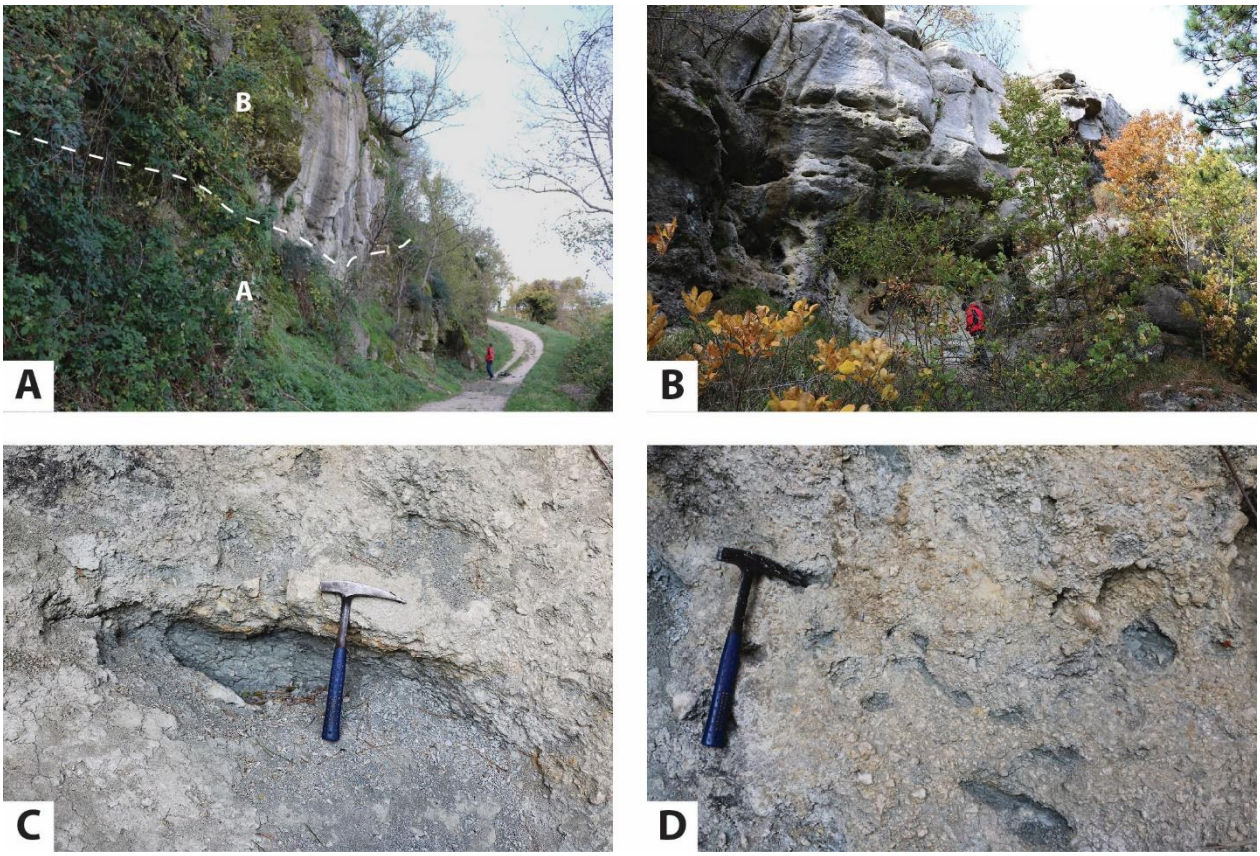
Kod mjesta Gračišće opisan je kompleksni megasloj facijesa F2 (slika 29A, WGS84 koordinate donje granice sloja: 45° 12' 59.6844" N, 14° 0' 29.7" N). Donja granica sloja nije vidljiva, ali izmjerena ukupna debljina sloja je oko 40 m (slike 30 i 31). Sloj se sastoji od dvije cjeline: kaotične breče u podini i normalno gradiranog kalkrudita u krovini (divizija II). Donji interval kaotične breče debeo je 25 metara, a sastoji se od vapnenačkih klasta čija je srednja veličina oko 10 cm i osnove koja se sastoji od lapora, velikih bentičkih foraminifera i fragmenata rodolita. Osim vapnenačkih klasta koji rijetko mogu imati nekoliko desetaka cm u promjeru, pojavljuju se i klasti lapora većih dimenzija (do 50 cm u promjeru, slike 31C i D). Litološki sastav klasta je: Foraminiferski vapnenci (75 %), klasti lapora (17 %), rodoliti (5 %), gornjokredni vapnenci (2 %), neodredivi kredni vapnenci (1 %), Prijelazne naslage (vapnenci s glaukonitom, 1 %) i neodredivi klasti (1 %). Granica između intervala breče (divizija I) i intervala kalkrudita (divizija II) je postupna te je glavna razlika u veličini klasta i količini laporovitog matriksa kojeg u kalkruditima nema. Interval kalkrudita (divizija II) je normalno gradiran te prelazi u kalkarenit, a sastoji se od biogenog detritusa određenog na uzorcima Gračišće-1 i Gračišće-2. Sastav je sljedeći: ortofragmine (31–35 %), numuliti (11–25 %) te crvene alge (17–20 %) i litoklasti (8–16 %).



Slika 29. A) geološka karta okolice Gračišća i Pićana (središnja Istra) na kojoj su označene lokacije i trase snimljenih sedimentoloških stupova Gračišće i Pićan. Karta je preuzeta iz arhive Hrvatskog geološkog instituta te je rađena za potrebe izrade Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000; **B)** geološki profil B–B'.



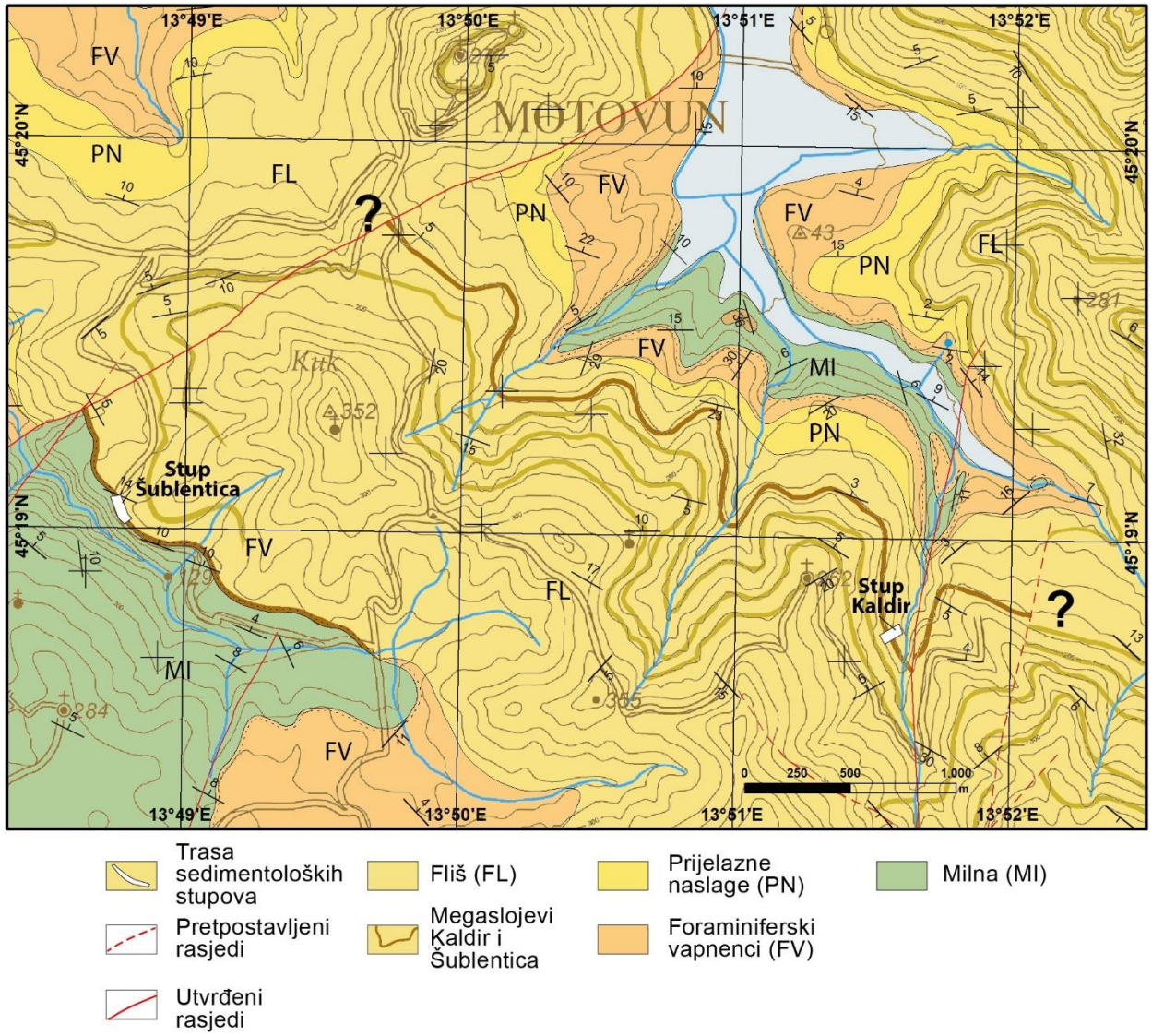
Slika 30. Geološki stup Gračišće s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama



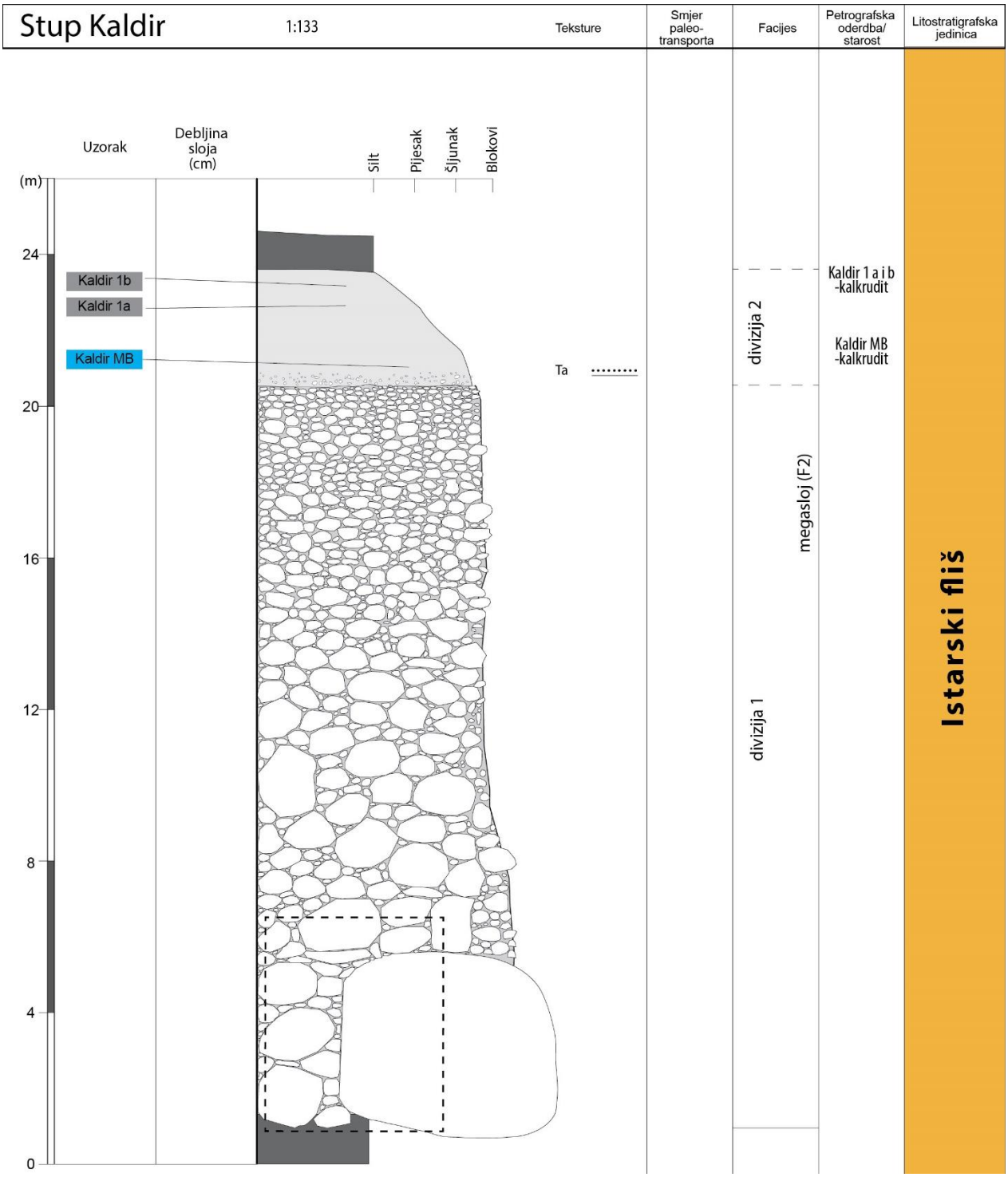
Slika 31. Fotografije istraživanog sloja Gračišće. **A)** fotografija izdanka megasloja Gračišće (facijes F2) na kojoj je označen donji, debritni dio (A) i gornji turbiditni (B); **B)** fotografija izdanka sloja na kojoj je određivan litološki sastav klasta; **C)** klast lapora vidljive površine 50x20 cm; **D)** matriksno potporna breča – debrit sa sekundarnim karbonatnim cementom na površini. Jasno su uočljivi sivkasti klasti lapora koji su većih dimenzija od ostalih klasta.

4.2.6. Kaldir

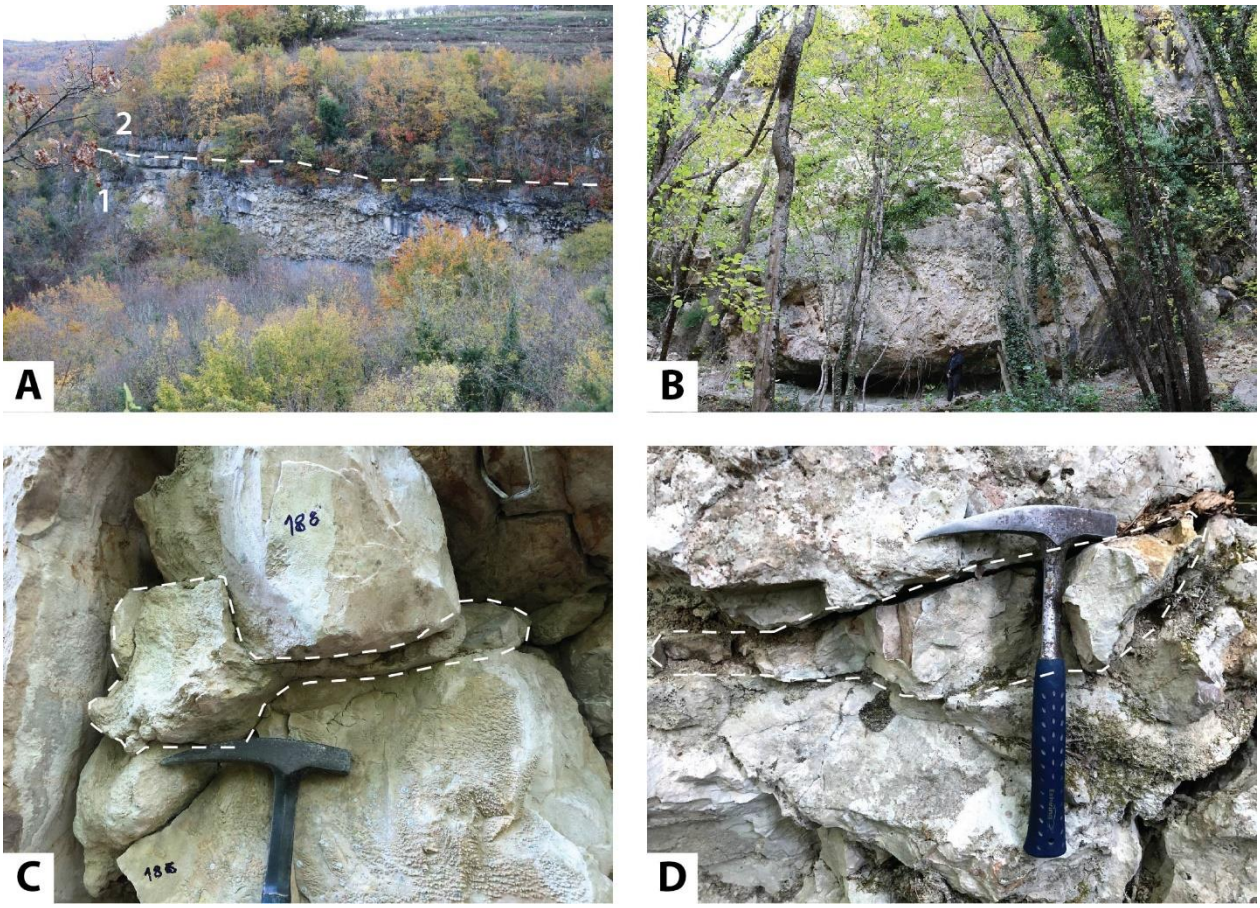
Istraživani izdanak Kaldir (slika 32) nalazi se blizu istoimenog mjesta (WGS84 koordinate: lat 45° 18' 43.1598", long 13° 51' 16.9056"). Na stupu Kaldir prikazan je megasloj (facijes F2) debljine 25 m (slika 33). U podini sloja je interval lapora vidljive debljine od 1 m, no ukupna debljina cijelog intervala lapora nije vidljiva. Kompleksni sloj se sastoji od vapnenačke breče – olistostroma u donjem dijelu (divizija I) i normalno gradiranog kalkrudita (divizija II) u gornjem dijelu (slika 34A). Donja granica sloja je oštra i erozijska. Breča koja čini diviziju 1 je klastnopotporna, s rijetkim sitnozrnatim vezivom. Klasti su uglati, slabo cementirani i dimenzija do nekoliko metara. Najveća zabilježena površina klasta gornjokrednog vapnenca je u bazi izdanka i to 5x10 m (slika 34B). Prema vrhu megasloja zabilježena je normalna gradacija. Litološki sastav klasta je: Gornjokredni vapnenci (90 %), Foraminiferski vapnenci (9 %) i neodredivi klasti (1 %). Većina klasta Foraminiferskih vapnenca je određena prema najzastupljenoj fosilnoj skupini velikih bentičkih foraminiferaje (ortofragmine) kao Diskociklinski vapnenci, a pojavljuju se kao plastično deformirani klasti koji su utisnuti između klasta Gornjokrednih vapnenaca većih dimenzija (slika 34C i D). Ovaj fenomen ukazuje da klasti Diskociklinkih vapnenaca nisu bili u potpunosti litificirani u vrijeme taloženja breče. Breča postupno prelazi u dobro cementirane i kompaktne kalkrudite koji čine interval debeo oko 3 m. Kalkrudit je sastavljen od biogenog detritusa određenog na uzorcima Kaldir-1A i 1B koji su sljedećeg sastava: bentičke foraminifere ortofragmine (35–41 %), crvene alge (23–24 %) te fragmenti kućica foraminifera s perforatnim stijenkama (14 %). Uspoređujući istraživane megaslojeve (facijes F2), megasloj Kaldir se ističe po zabilježenim klastima najvećih dimenzija i uglatog oblika te odsutnosti laporovitog veziva. Na temelju tih svojstva možemo zaključiti da je to sloj s najkraćom duljinom transporta.



Slika 32. Isječak iz geološke karte okolice Motovuna (sjeverna Istra) na kojoj je prikazano rasprostiranje megaslojeva Šublentica i Kaldir (preuzeto iz BERGANT i sur., 2020). Na karti su prikazane i lokacije trasa snimljenih sedimentoloških stupova megaslojeva.



Slika 33. Geološki stup Kaldir s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama.

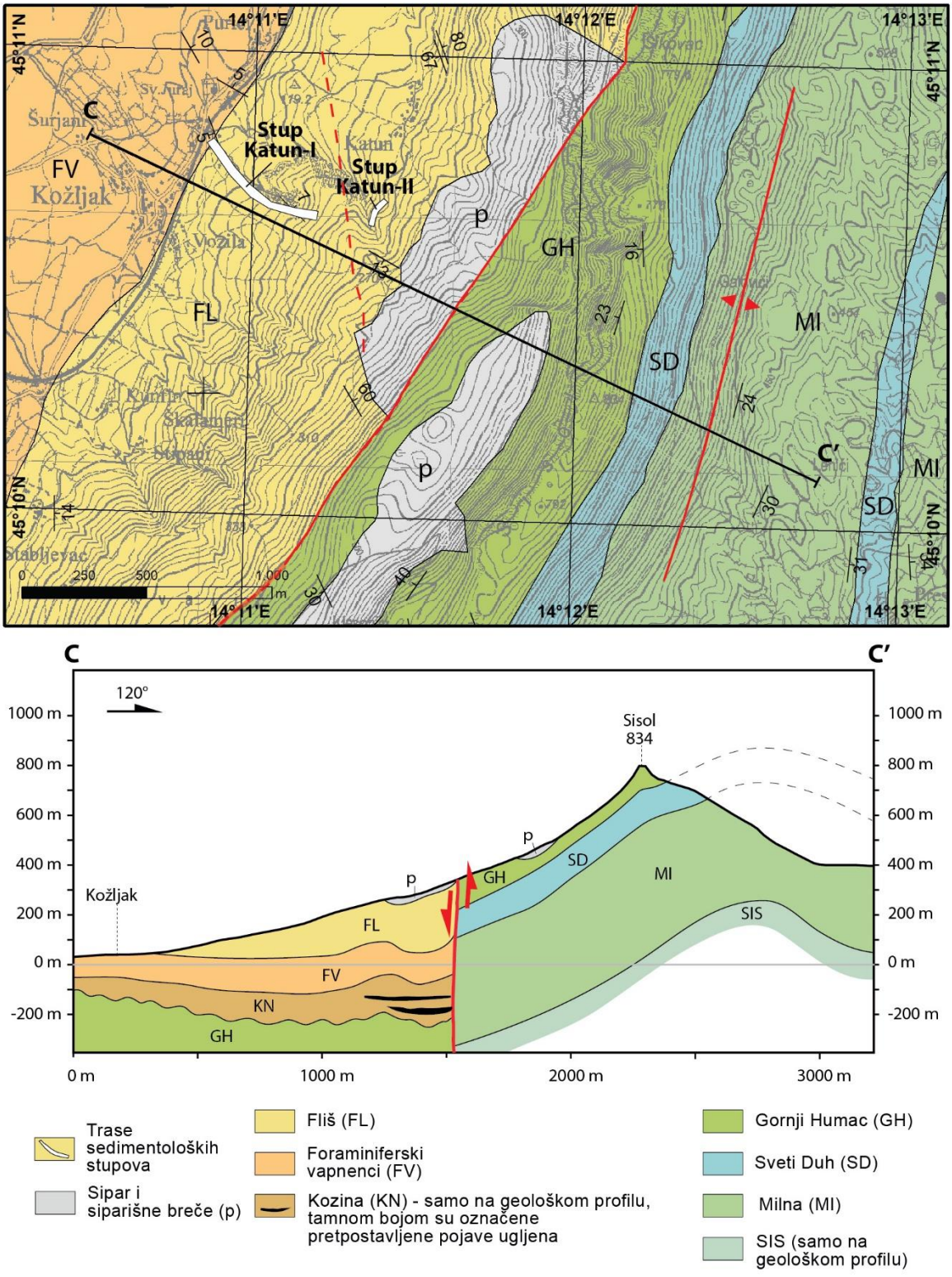


Slika 34. Fotografije istraživanog megasloja Kaldir na kojoj je označen donji, debritni dio (1) i gornji turbiditni (2). **A)** kompleksni megasloj Kaldir; **B)** izdanak sloja na kojem je određivan litološki sastav klasta i blok (olistolit) gornjokrednog vapnenca površine 5x10 m; **C)** i **D)** klasti Diskociklinskih vapnenca (označeni crtkanom linijom) koji su plastično deformirani između klasta gornjokrednih vapnenaca većih dimenzija. Ova deformacija ukazuje da klasti Diskociklinskih vapnenaca nisu bili u potpunosti litificirani u vrijeme taloženja breče.

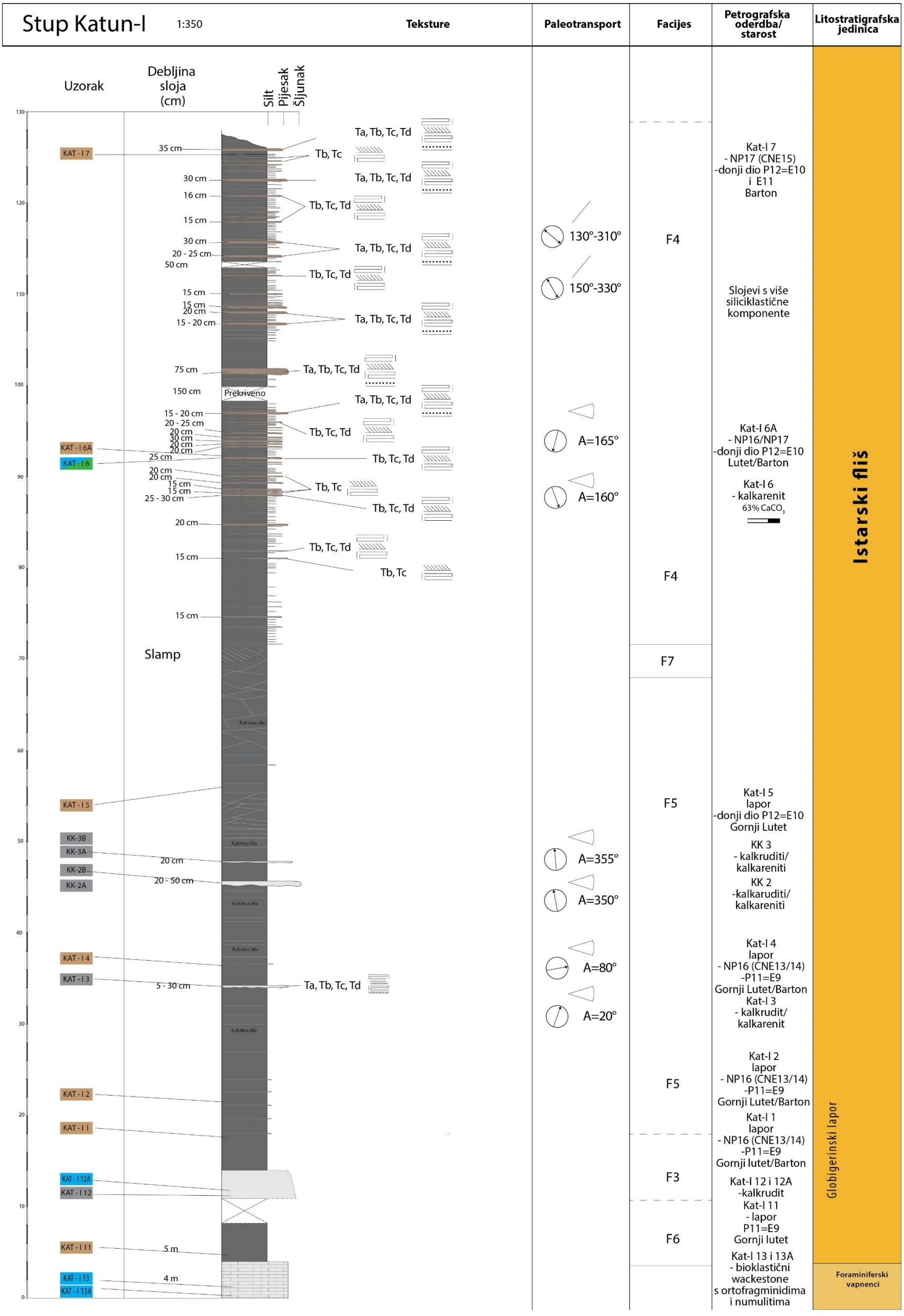
4.2.7. Katun-I

Stup Katun (slike 35 i 36) je snimljen na zapadnim obroncima Učke (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 10' 47.2044"N, long 14° 10' 54.2208" E). Istražen je slijed od oko 130 m paleogenskih naslaga, koji započinje s oko 4 m Foraminiferskih vapnenaca na koje naliježe interval lapora. Sam kontakt lapora i Foraminiferskih vapnenaca je pokriven na samoj trasi stupa, ali na izdancima vidljivim u okolici se prati postupni prijelaz glinovitih vapnenaca u lapore (slika 37A). Nakon 5 m intevala lapora slijedi oko 5 m debeo sloj normalno gradiranog kalkrudita, tj. ruditnog turbidita (facijes F3) čiji je kontakt s podinskim laporom prekriven. Ovaj sloj je također razmjerno prekriven vegetacijom te je njegova debljina izračunata na temelju razlike u hipsometriji. Na kalkruditnom sloju otvara se ogolina na kojoj možemo pratiti oko 100 m razvoja 40-ak m debele fliške sukcesije koja započinje s intervalom masivnih lapora s rijetkim slojevima i proslojcima arenita (slojevi facijesa F5). U ovom intervalu su učestale kalcitne žile nasumične orijentacije (slika 37B). Slojevi arenita su interpretirani kao krupnozrnati karbonanti turbiditi (facijes F3) zbog kalkruditnih dimenzija klasta u bazi na kojima je izmjeren smjer paleotransporta pomoću tragova tečenja vidljivim na donjim slojnim površinama (smjerovi paleotransporta su prema SI i SZ – slika 37D). Sastav karbonatnog detritusa određen je na uzorcima Kat-I 3, KK 2A i 2B, KK3A i 3B u poglavlju 4.4. Na oko 70 m visine stupa zabilježena je zona slampa (facijes F7). Ova zona je dosta trošena i pokrivena pa nije ustanovljen smjer klizanja, ali zonom dominiraju poremećeni, kosi slojevi zahvaćeni boranjem unutar zone slampa. Zona slampa završava horizontalnim slojevima koji presijecaju zakošene slojeve zahvaćene procesima slampiranja (erozijska granica, slika 38A) te se na njima opažaju manji reversni rasjedi s pomakom oko 10 cm (slika 38B). Na ovoj zoni dolazi do promjene facijesa te se iz zone lapora s rijetkim slojevima arenita (facijes F5) prelazi u sedimente facijesa turbidita (F4). Također je uočena i promjena u satavu te su turbiditi miješanog, siliciklastično-karbonatnog sastava. Na njima je određen smjer paleotransporta pomoću tragova tečenja i vučenja koji ima drugačiji smjer (prema JI) nego kod slojeva s karbonatnim detritusom iz donjeg dijela stupa. Arenitni dio turbidita ima debljinu od 10 do 75 cm. Laporni intervali su tek neznatno deblji, a u njima su prisutni i sitniji centimetarski proslojci siltita i sitnoga pijeska. Slojevi turbidita uglavnom sadrže srednjezrnati arenit te mjestimično imaju izražene Boumine sekvencije (Tb i Tc), vidljive na korodiranim površinama.

Na uzorku Kat-I 6 (slike 36, 37E i 38C) je opisan preliminarni sastav siliciklastične komponente te je određen sastav teških minerala. Uzorak je opisan kao dobro sortiran karbonatno-siliciklastiči sitnozrnati pješčenjak. Glavninu siliciklastične komponente čine uglata zrna kvarca. Karbonatni detritus čine rijetka zrna mikritnih litoklasta, monokristali kalcita s vidljivom kalavosti te rijetke planktonske foraminifere. Bioklasti su rijetki. Većina karbonatne komponente je vjerojatno sadržana u matriksu. Klasti su veličine do 0,4 mm. Uzorak je određen kao kalkarenit s udjelom $CaCO_3$ od 61 %. Opažena veća učestalost pojave arenitnih slojeva može ukazivati na zatrpavanje bazena i približavanje izvorišta materijala. Ovaj interval je interpretiran kao sekvencija pokrupnjavanja naviše. Nakon dijela stupa prekrivenog vegetacijom kojeg presijeca pretpostavljeni rasjed snimljen je stup Katun-II.



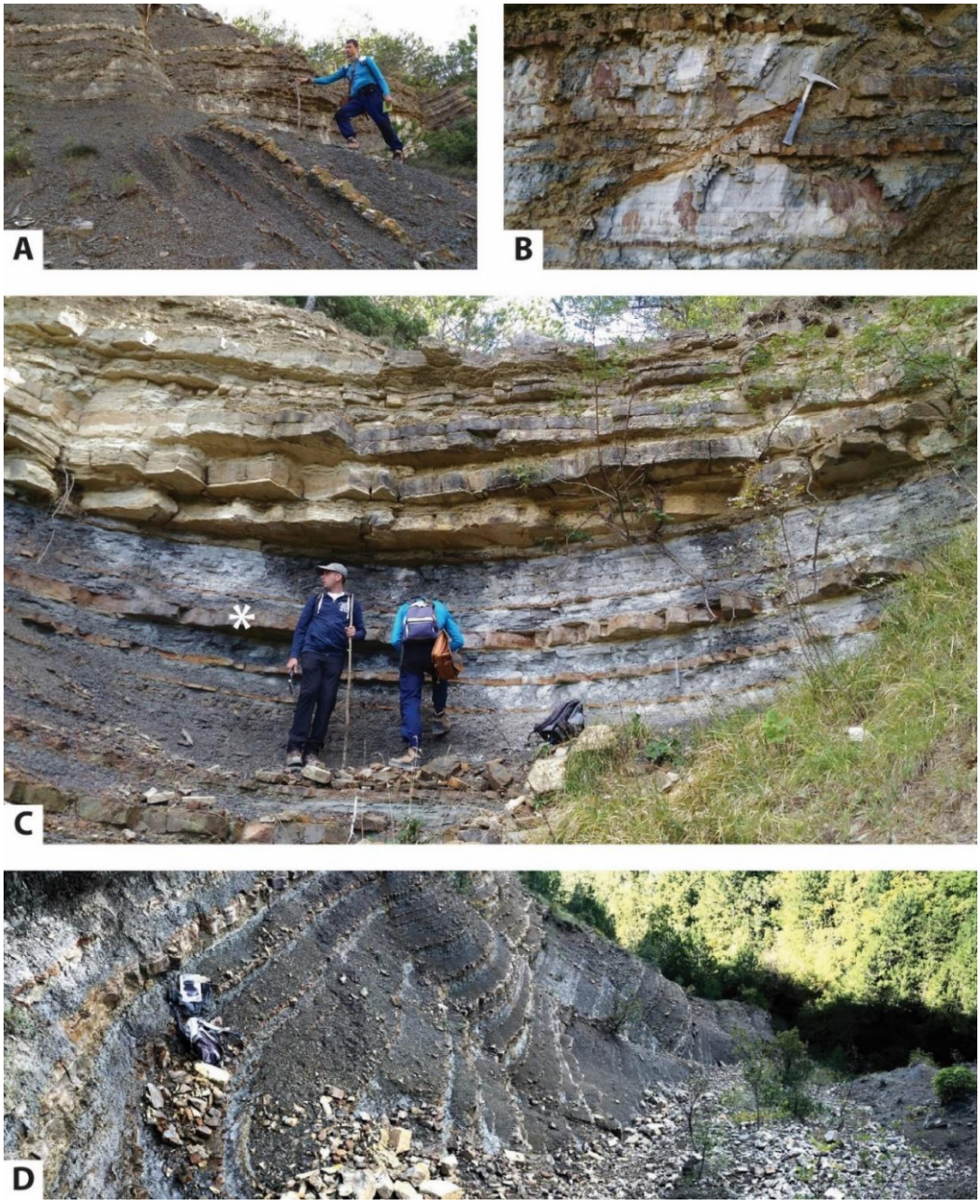
Slika 35. A) geološka karta dijela zapadne Učke, šire okolice naslja Kožljak (istočna Istra) na kojoj su označene lokacije i trase snimljenih sedimentoloških stupova Katun-I i Katun-II; **B)** geološki profil C–C'.



Slika 36. Geološki stup Katun-I s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 10 cm nije navedena.

.

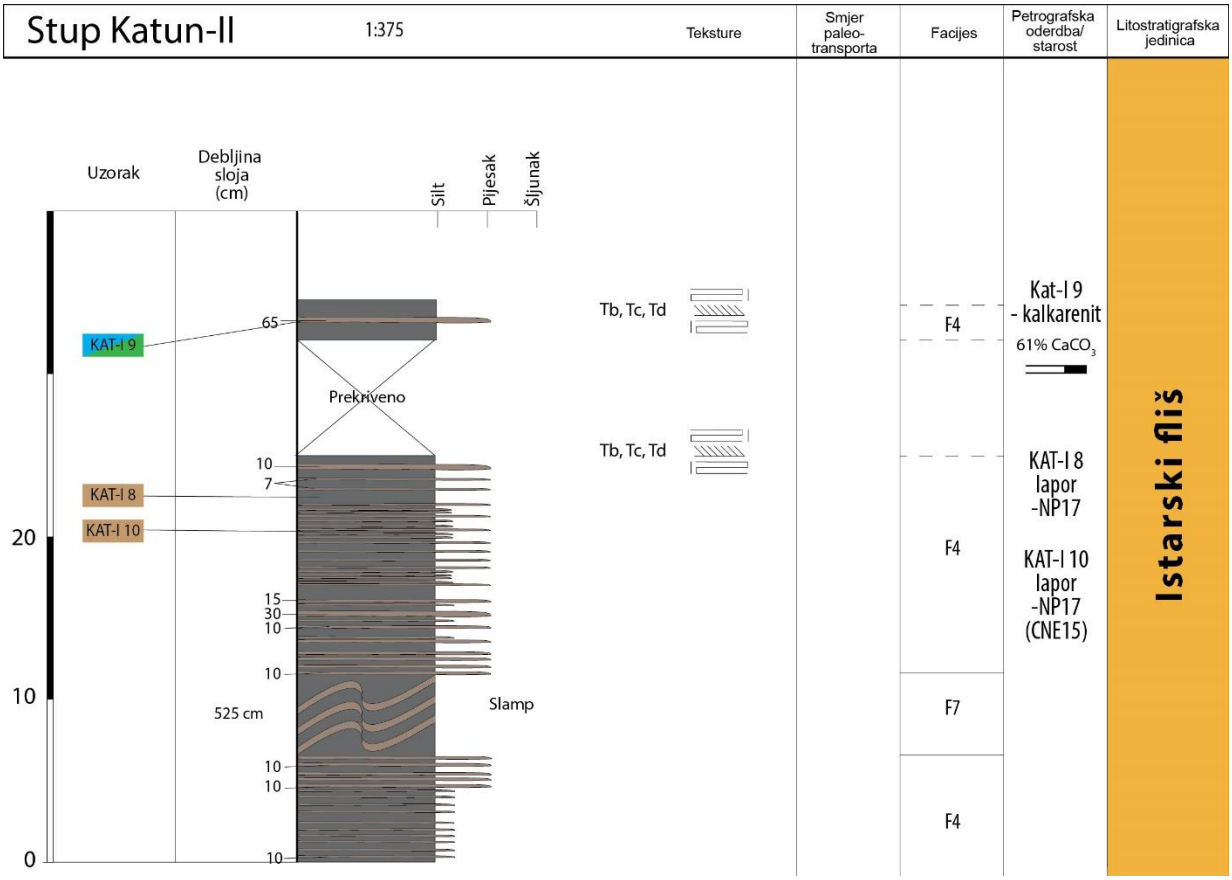
Slika 37. Fotografije istraživanog lokaliteta Katun-I. **A)** undulirajuća gornja slojna površina Foraminiferskih vapnenca; **B)** kalcitne žile sa strijama unutar masivnih lapora; **C)** sloj normalno gradiranog kalkrudita–kalkarenita s promjenjivom debljinom označen na stupu s oznakom KK-2 (slika 41). Na donjoj slojnoj površini je mjeren smjer paleotransporta; **D)** tragovi tečenja i bioturbacije na donjoj slojnoj površini sloja KK-2; **E)** diskretni tragovi tečenja na donjoj slojnoj površini na sloju s oznakom Kat-I 6 (slika 41).



Slika 38. Fotografije istraživanog lokaliteta Katun-I. **A)** granica slampirane zone s nagnutim slojevima i neporemećene zone s horizontalnim slojevima koji čine kutnu diskordanciju; **B)** reversni rasjed sa skokom oko 10 cm; **C)** fotografija slojeva facijesa F4 na stupu Katun-I prikazuje sekvenciju pokrupnjavanja i podebljavanja naviše u gornjem dijelu stupa. Debljina arenitnog (žućkaste boje) i laporovitog intervala (sivkaste boje) je približno jednaka, što je bitna razlika u odnosu na slojeve facijesa F5, u kojim je debljina intervala lapora znatno veća.Sloj Kat-I 6 na kojem je mjeren smjer paleotransporta je označen oznakom *; **D)** prikaz slojeva facijesa F4 (turbiditi) u gornjem dijelu stupa Katun-I.

4.2.8. Katun-II

Stup Katun-II je snimljen nedaleko od stupa Katun-I (slika 35A) te se nalazi na hipsometrijski višem dijelu (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 10' 33.7764" N, long 14° 11' 24.6876" E). Stup prikazuje oko 20 m slijeda naslaga (slika 39) u kojem su izdvojeni facijesi arenitnih turbidita (F4) i zona slampa (F5). Turbiditi se sastoje od izmjene tankih slojeva arenita, siltita i lapora. Slampirani interval je debljine 5 m te ga čine razlomljene i borane naslage istih slojeva arenita, siltita i lapora koji su zastupljeni u ovom slijedu (slika 40). Slojevi arenita su razmjerno tanki, debljine 10–35 cm, a teksture Bouminih sekvencija su vidljive tek na nekoliko slojeva veće debljine (preko 20 cm). Na uzorku Kat-I 9 (slika 39) opisan je sastav siliciklastično-karbonatnog detritusa te je napravljena analiza sastava teških minerala. Sam uzorak je opisan kao karbonatno-siliciklastični sitnozrnati pješčenjak – kalkarenit s 63 % $CaCO_3$. Glavninu siliciklastične komponente tekođer čine uglata zrna kvarca. Karbonatnu komponentu čine zrna planktonskih foraminifera, kristali kalcita te karbonatno vezivo.



Slika 39. Geološki stup Katun-II s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 7 cm nije navedena.

Slika 40. Fotografije detalja slampirane zone na lokalitetu Katun-II. **A)** reversni rasjed unutar slijeda lapora i arenita s pojavom kalcitne žile u nastaloj pukotini (paraklazi); **B)** bora u slampiranom sloju arenita.

4.2.9. Koromačno

Profil Koromačno nalazi se na vrhu istoimenog poluotoka unutar kamenoloma tvrtke Holcim Hrvatska, na gornjoj etaži (WGS84 koordinate: lat 44 ° 58 '10.8366 ", long 14 ° 7' 53.94", slika 41A). Profil je dio paleogenske sinklinalne strukture u tektonski poremećenom slijedu naslaga, a stup obuhvaća 50 m debeo sedimentološki slijed unutar Istarskog fliša (slika 41A i B). Istraživani fliški interval je u rasjednom kontaktu s izdvojenom jedinicom tektonskog ili sedimentnog melanža koji nije ovom prilikom istraživan, ali je izdvojen na karti (slika 41A). Slijed započinje intervalom lapora i slojem breče debljine 10 m. Breča ima matriksnu potporu i klaste veličine od 1 do 30 cm u promjeru, uglavnom Foraminiferskih vapnenca. Matriks je karbonatni. Opisana breča je interpretirana kao sediment taložen iz debritnog toka (debrit). Na breči leži interval izmjene lapora i slojeva kalkarenita i kalkrudita, debljina od 5 do 100 cm (slojevi facijesa F3 i F4). Na slojevima kalkrudita se opaža normalna gradacija te kalkruditi prelaze pri vrhu sloja u kalkarenite. Zbog ruditnog intervala ovi slojevi su svrstani u facijes F3.

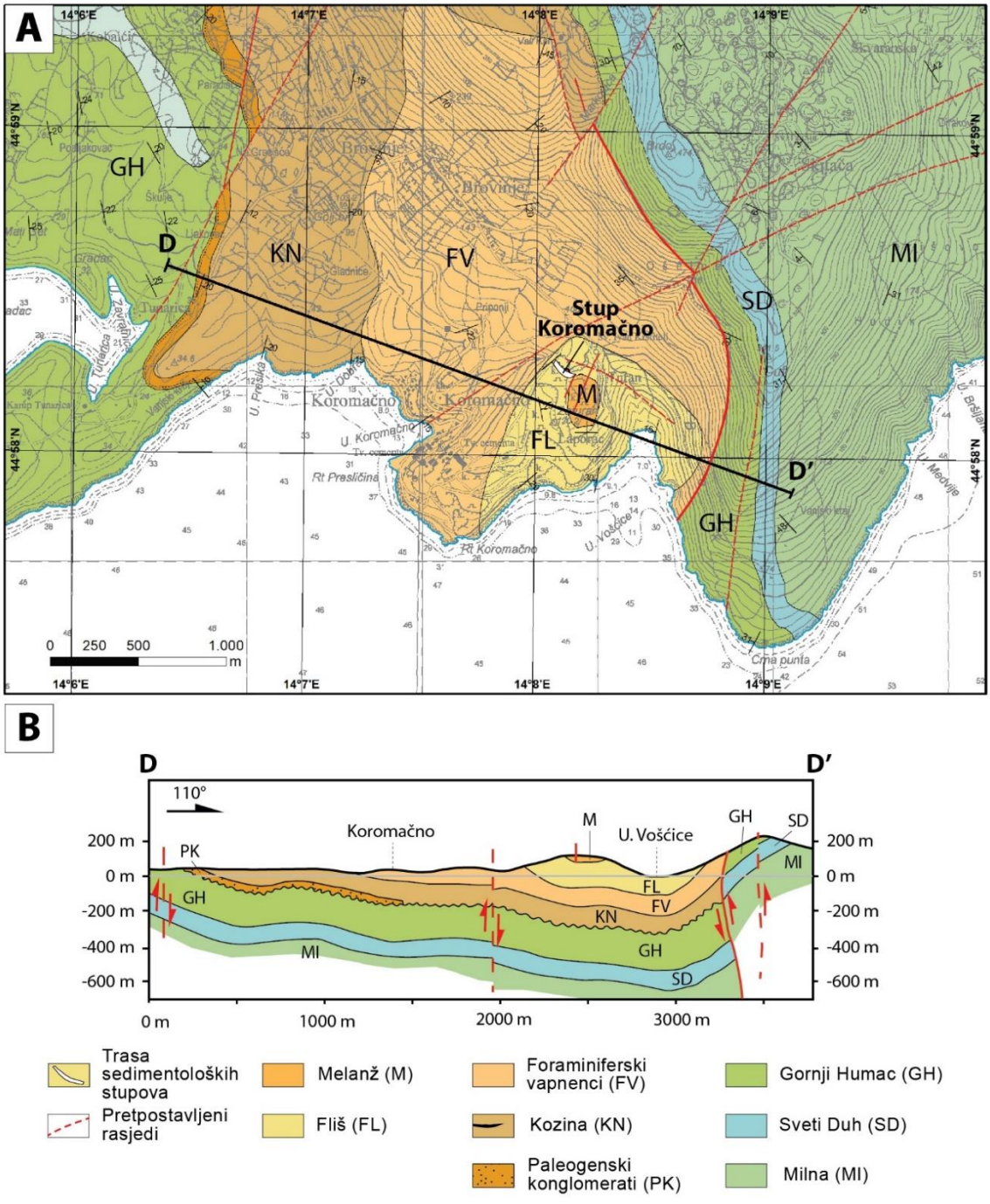
U gornjem dijelu slijeda nalazi se megasloj (facijes F2) debljine oko 18 m. Donja granica i početak sloja je prekriven, ali se mogu izdvojiti tri superpozicijske zone:

1) Prvu zonu čini matriksnopotporna breča, s matriksom od lapora, velikih bentičkih foraminifera i rodolita te klasta vapnenaca i lapora veličine blokova (divizija I). Ova zona je prikazana na slici 43B oznakom 1. Litološki sastav klasta je određen u donjoj zoni (divizija I kompleksnog sloja), a sastav klasta je sljedeći: Foraminiferski vapnenci 80 %, Prijelazne naslage 3 %, lapor 16 % i 1 % klasta koji se nisu mogli odrediti.

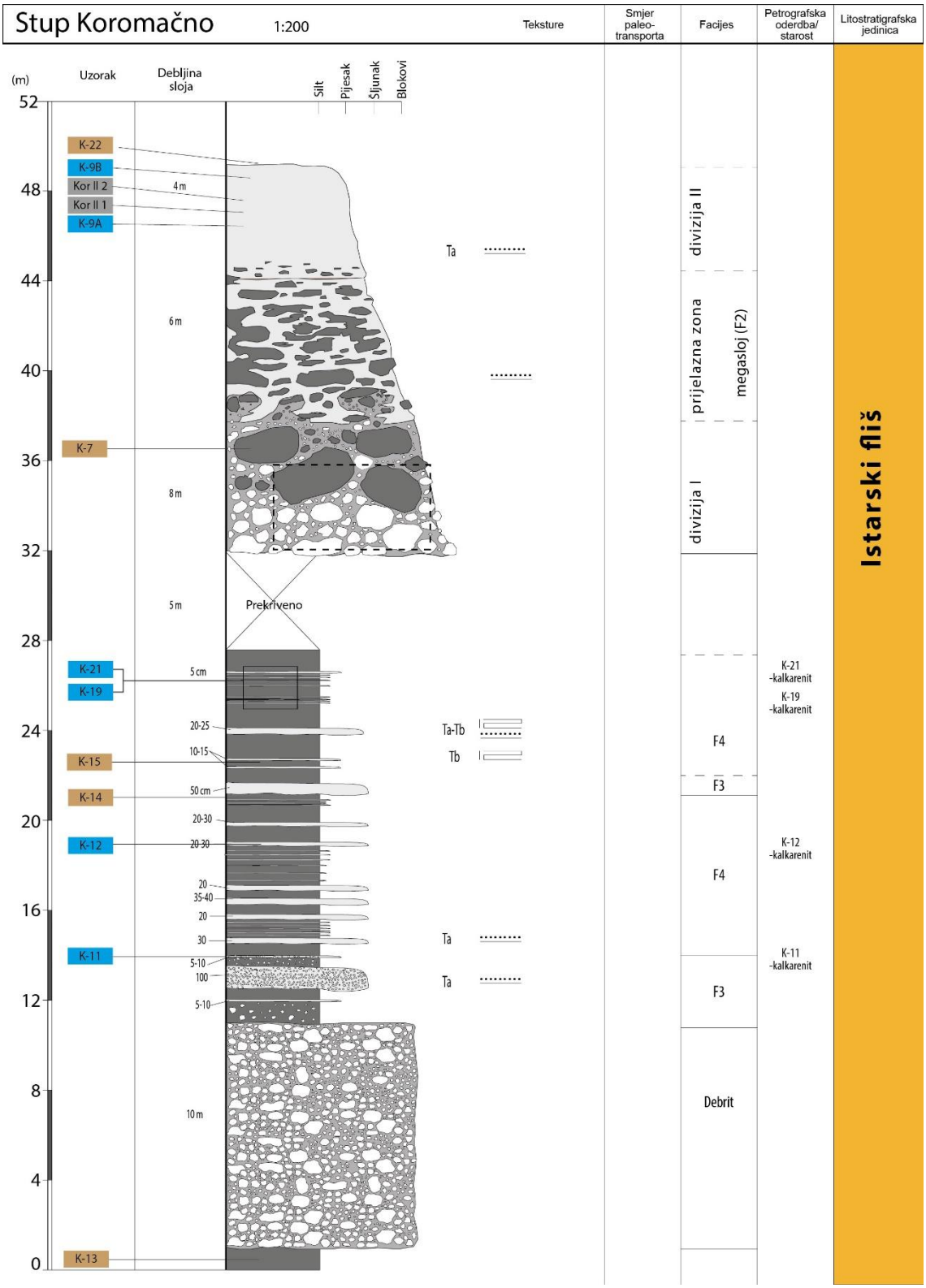
2) Druga izdvojena zona je prijelazna zona sastavljena od normalno gradiranog kalkrudita s velikim klastima lapora (do 1 m u promjeru). Kalkrudit je klastnopotporan, kompaktan, dobro cementiran karbonatnim vezivom s klastima veličine oko 10 cm u donjem dijelu pa do klasta veličine šljunka u gornjem dijelu. Klastima lapora se smanjuje dimenzija prema vrhu zone. Ova zona je prikazana na slici 43B s oznakom 2.

3) Treća izdvojena zona je normalno gradirani kalkrudit/kalkarenit (divizija II) bez klasta lapora koji se sastoji od: fragmenata crvenih algi (28–31 %), litoklasta (22–27 %), kućica

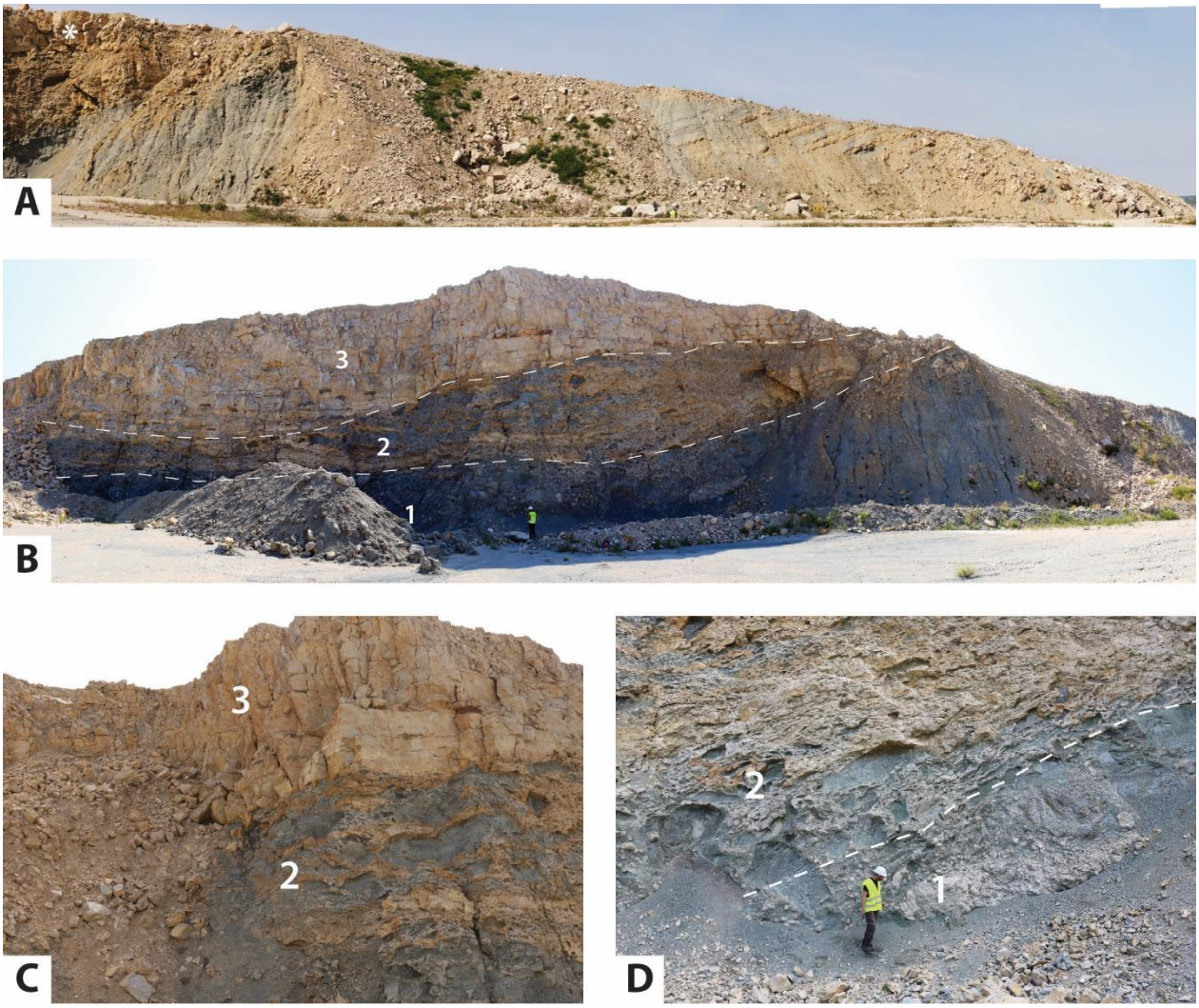
ortofragmina (16–21 %) i numulita (oko 13 %), što je određeno na temelju uzoraka KOR-9 A i B. Ova zona je prikazana na slici 43B s oznakom 3.



Slika 41. A) geološka karta šire okolice Koromačnog (jugoistočna Istra) na kojoj je označena lokacija i trasa geološkog sedimentološkog stupa Koromačno; **B)** geološki profil D–D'. Podaci za konstrukciju profila osim površinskih podataka geološkog kartiranja, djelomično preuzeti i reinterpretirani iz HANICH i sur (1979).



Slika 42. Geološki stup Koromačno s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 5 cm nije navedena.

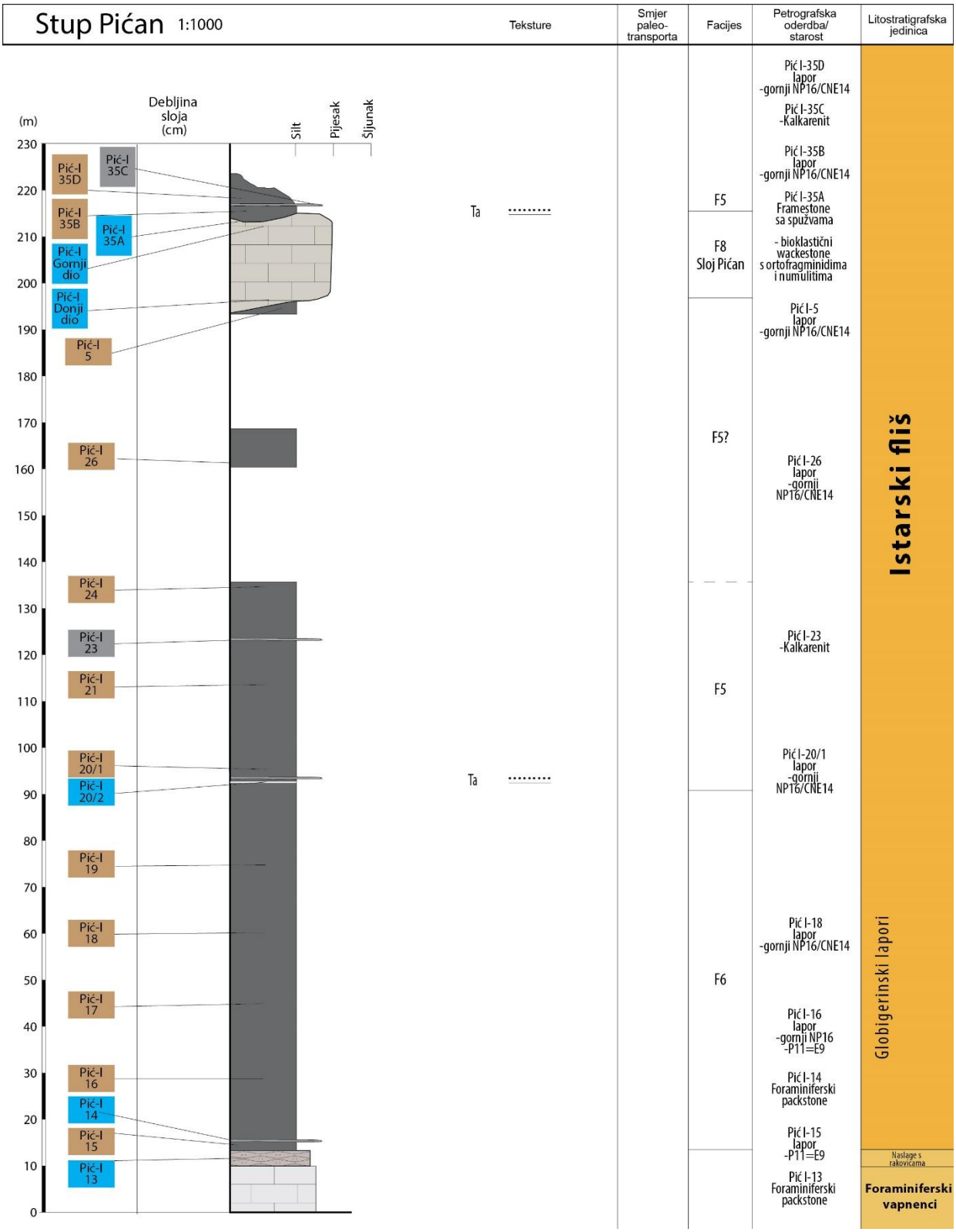


Slika 43. Fotografija profila na kojem je snimljen stup Koromačno. **A)** donji dio stupa shematski prikazanog na slici 42 i facijes izmjene lapora i slojeva arenita. S oznakom * je označen kompleksni sloj opisan u gornjem dijelu stupa; **B)** kompleksni sloj s označenim izdvojenim zonama: (1) – matriksnopotporna breča, (2) – prijelazna zona sastavljena od normalno gradiranog kalkrudita s velikim klastima lapora i (3) – normalno gradirani kalkrudit/kalkarenit (divizija II) bez klasta lapora; **C)** detalj stupa koji prikazuje razliku u sadržaju klasta lapora između prijelazne zone (2) i normalno gradiranog kalkrudit/kalkarenita (3); **D)** detalj stupa s kaotičnom, matriksnopotpornom brečom (1) u podini izdvojene prijelazne zone (2).

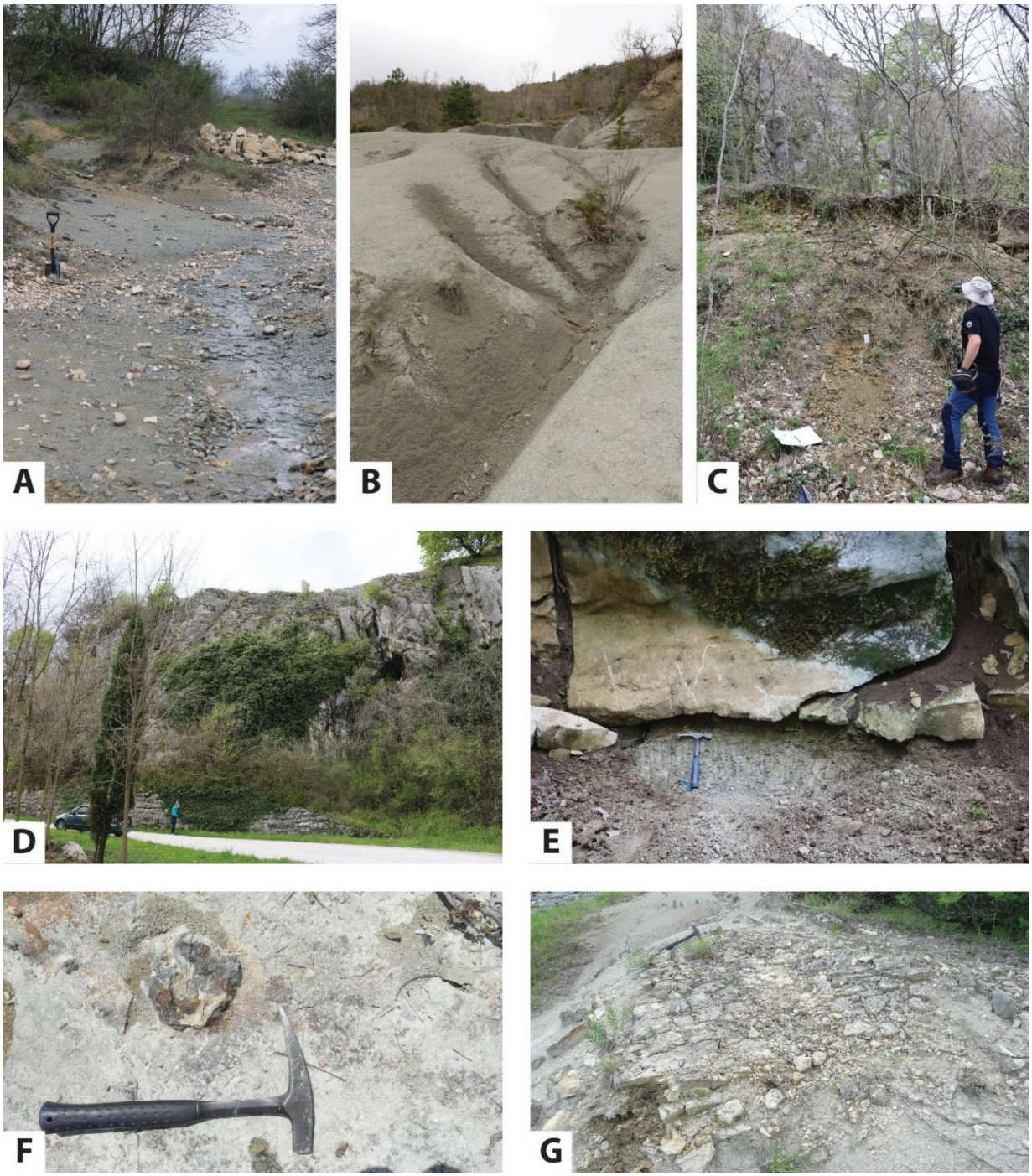
4.2.10. Pićan

Donji dio ovog istraživanog slijeda započinje kod mjesta Jakomići sjeveroistočno od mjesta Pićan (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 12' 44.8992" N, long 14° 3' 6.5016" E) – prikazano na slici 29. Sastoji se od djelomično pokrivenog, ali tektonski razmjerno neporemećenog paleogenskog slijeda (slika 44). Paleogenski slijed započinje postupnim prijelazom iz Foraminiferskih vapnenaca u glinovite vapnence, a zatim u lapore (oznaka Pić-I 13). Interval lapora je oko 100 m debljine, a sadrži nekoliko tanjih slojeva kalkarenita i jedan sloj sparitnog kalcita (interval sa slojevima facijesa F5 ili F6).

Nakon 100 metara lapora s proslojcima kalkarenita je pokriveni dio slijeda Pićan. Debljina ovog dijela izračunata je na temelju razlike u hipsometriji naslaga koje su se mogle snimiti i opisati. Iznad pokrivenog dijela nalazi se 18 m debeo sloj homogenog vapnenca koji je nazvan sloj Pićan. Petrografski je određen kao vekston–pekston s bioklastima numulita, ortofragmina i koralinaceja. MARJANAC (1989) je opisao taj sloj kao olistostromu s blokovima vapnenca. Međutim, prilikom terenskog istraživanja pronađen je samo neprekinuti sloj (slika 45). Petrografski gledano sloj je homogen i pokazuje istu građu – mikrofacijes foraminiferskog vekstona–pekstona te je na temelju toga izdvojen kao zasebni karbonatni facijes unutar klastičnog, fliškog intervala (karbonatna interkalacija). Također, deformacije slojeva koje su karakteristične za naslage u okolini olistolita (npr. točka Šćurak) nisu nađene. Donja slojna površina je oštra i u kontaktu je s podinskim laporom, a opisana je kod mjesta Pićan. Gornja slojna površina je opisana kod mjesta Medigi (WGS84 koordinate: lat 45° 11' 46.5864" N, long 14° 1' 36.4044" E) – slika 45F i G). Gornja slojna površina je uglavnom oštra i ravna, ali su mjestimice na njoj zabilježeni gomolji spužvi. Na istoj lokaciji su opisane i naslage u krovini sloja Pićan, a to su lapori i slojevi kalkarenita. Sastav vapnenačkog detritusa u kalkarenitima opisan je u uzorcima Pić-I 23 i u Pić-I 35C.



Slika 44. Geološki stup Pićan s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama. Debljina slojeva manjih od 5 cm nije navedena.

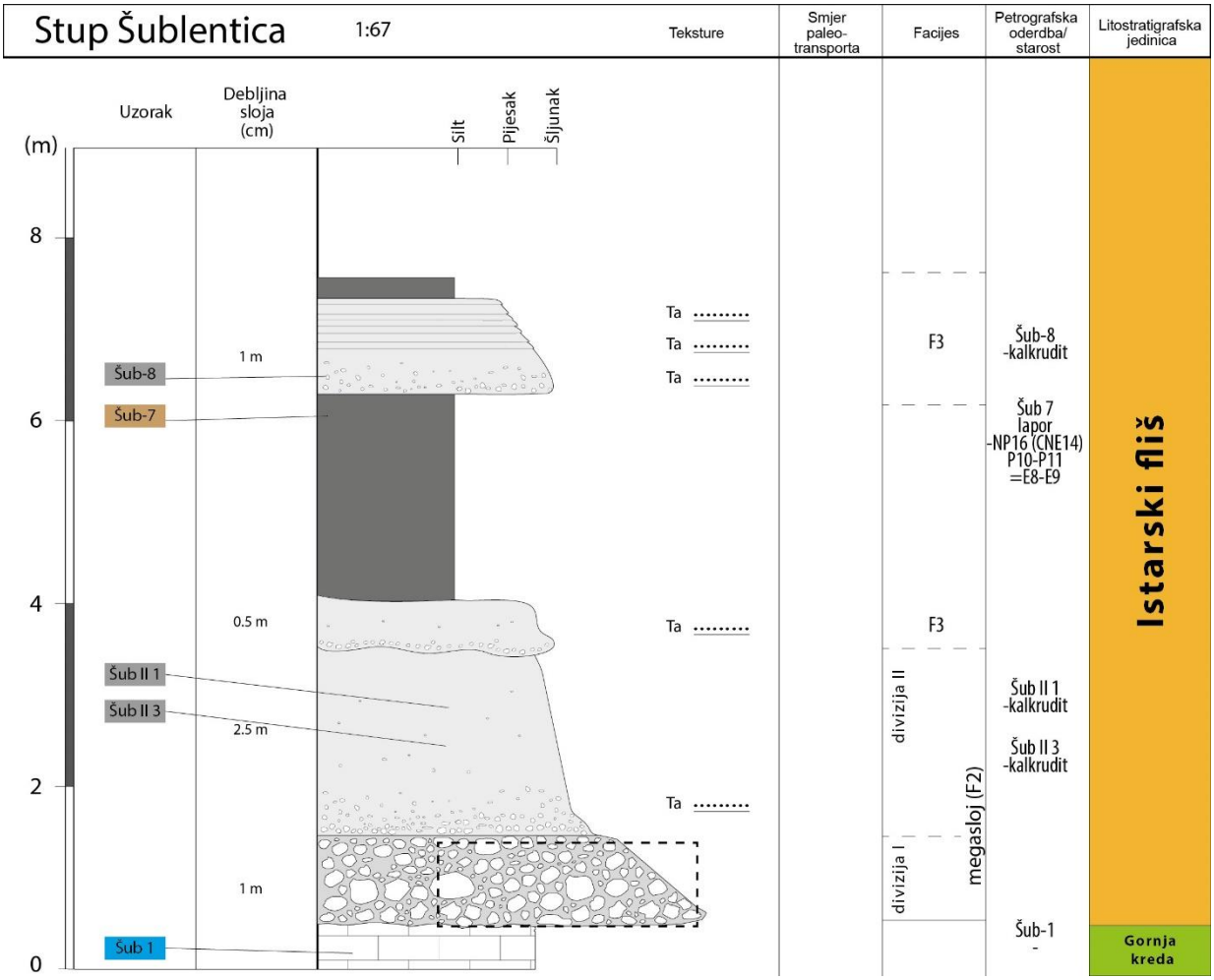


Slika 45. Fotografije stupa Pićan. **A)** prijelazne naslage i lapori koji se nalaze u donjem dijelu stupa Pićan (slika 49); **B)** masivni lapori na području Pićana (Globigerinski lapor); **C)** izdanak s laporom u podini Pićanskog sloja i mjesto uzorkovanja Pić-I 5; **D)** izdanak Pićanskog sloja; **E)** kontakt sloja Pićan i lapora u podini kod mjesta Pedrovica; (**F)** gornja slojna površina sa gomoljastim tvorevinama spužvi; **G)** gornja slojna površina sloja Pićan.

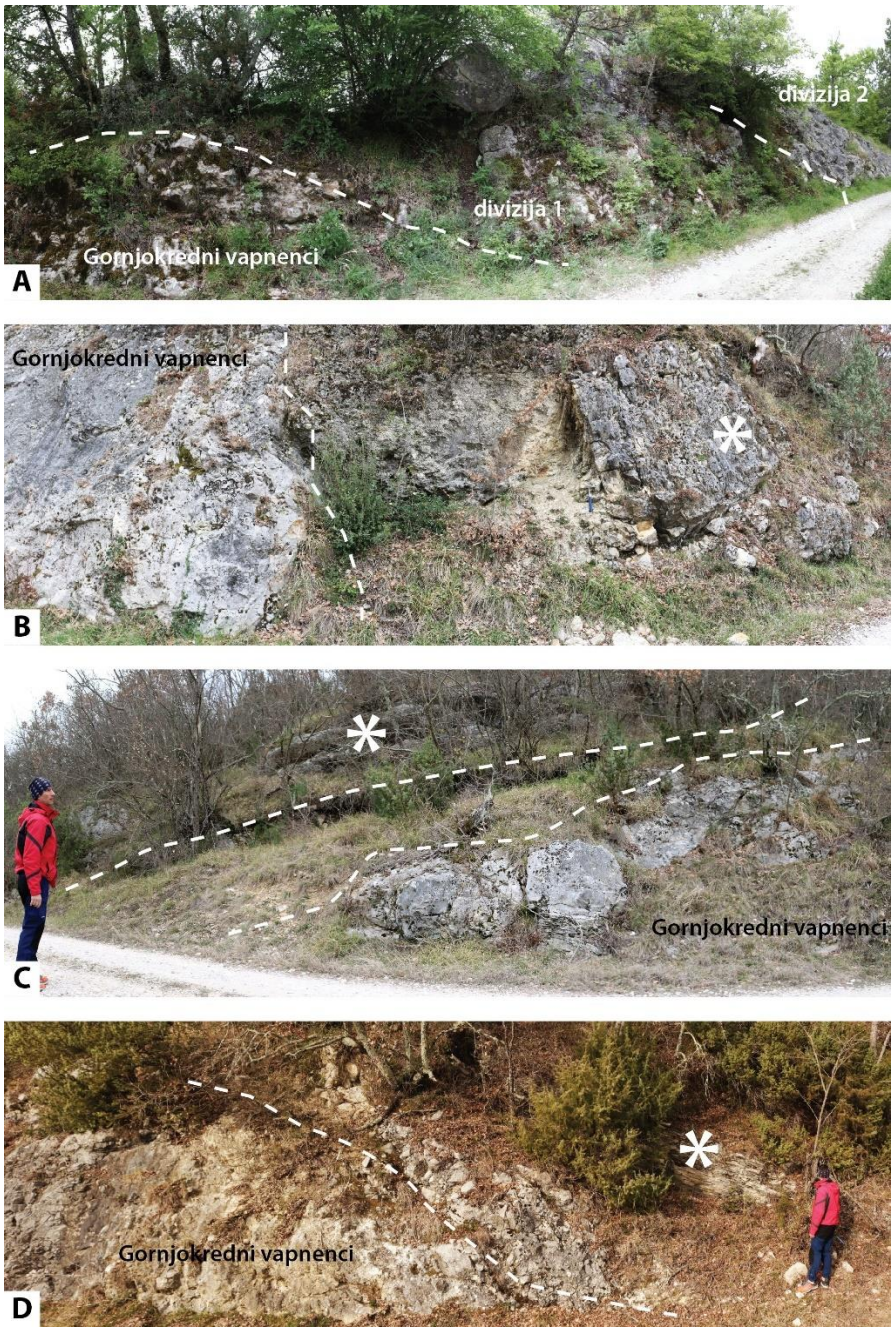
4.2.11. Šublentica

Ovaj stup je izrađen u sklopu projekta izrade Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000 na zadatku „Fliš Jadrana“ te je preuzet i modificiran iz arhive Zavoda za geologiju Hrvatskoga geološkog instituta. Profil Šublentica se nalazi na napuštenoj željezničkoj pruzi Parenzana kod Motovuna (slike 32 i 46). Na ovom području kartiran je nekonformni kontakt gornjokrednih vapnenaca i fliških naslaga koji se može pratiti po trasi ovoga dijela Parenzane. Stup Šublentica opisuje direktni kontakt kompleksnog megasloja iz fliške serije i podinskih gornjokrednih vapnenaca (WGS84 koordinate: lat 45° 19' 2.3808", long 13° 48' 29.8404"). Granica između jedinica ovih je diskordantna i erozijska.

Megasloj Šublentica (slike 46 i 47) se sastoji od 1,5 m debele breče (divizija I) u donjem dijelu i normalno gradiranog kalkrudita u gornjem dijelu (divizija II). Breča je loše sortirana i klastnopotporna. Matriks je sastavljen od lapora i velikih bentičkih foraminifera. Klasti su veličine od 10 do 100 cm, a određen je sljedeći litološki sastav: gornjokredni vapnenci (40 %), Foraminiferski vapnenci (32 %) te neodređeni kredni vapnenci (18 %). Breča postupno prelazi u normalno gradirani kalkrudit i kalkarenit (divizija II) te pri vrhu kalkarenitnog dijela dolazi do amalgamacije s još jednim slojem iste građe. Najčešći konstituenti u kalkruditima na uzorcima Šub-II 1 i 3 su: kućice ortofragmina (26–29 %), kućice numulita (11–28 %), fragmenti crvenih algi (11–24 %) i različiti litoklasti (6–16 %).



Slika 46. Geološki stup Šublentica s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama.



Slika 47. Fotografije lokaliteta Šublentica i drugih nekonformnih kontakata fliša i krede. **A)** fotografija donjeg dijela izdanka na kojem je snimljen stup Šublentica. Na fotografiji su označeni gornjokredni vapnenci te fliški dio interpretiran kao jedan taložni događaj – megasloj (F2) s označenim divizijama 1 i 2; **B)** detalji kontakta gornjokrednih vapnenaca i fliša koji ukazuju na razvedenu krednu podlogu ispunjenu s kaotičnim sedimentima koji se sastoje od krednih litoklasta (označeno s *) i matriksa sastavljenog od lapora i palogenskih bioklasta. **C)** Drugi tip kontakta gornjokrednih vapnenaca i fliša s tanjim intervalom kaotične breče te naliježućim uslojenim kalkarenitima u krovini (označenih s *); **D)** kontakt gornjokrednih vapnenaca i fliša s tankim slojem kaotične breče i s horizontalno laminiranim sitnozrnatim kalkarenitom (označenim s *).

4.2.12. Šterna-I

Stup Šterna-I snimljen je za potrebe Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000 na zadatku „Fliš Jadrana“ te je dio informacija nadopunjen podacima iz arhive Zavoda za geologiju Hrvatskoga geološkog instituta (BERGANT, 1996).

Profil Šterna-I se nalazi sjeveroistočno od mjesta Šterna u zapadnoj Istri (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 24' 57.8952" N, long 13° 48' 8.8236" E) – slika 48. Na stupu je izdvojeno 177 m paleogenskih naslaga (slike 49 i 50). Slijed započinje Foraminiferskim vapnencima koji obiluju velikim bentičkim foraminiferama (numulitima i diskociklinama). U gornjim horizontima ovih vapnenaca pojavljuju se i zrnca glaukonita. U krovini vapnenaca slijede gomoljasti vapnenci s proslojcima glinovitog materijala (glinoviti vapnenci) u kojima se pojavljuju ježinci i rakovice (Naslage s rakovicama, prikazane na slici 50A). Količina gline se postupno povećava te glinoviti vapnenci prelaze u masivne lapore debljine 22 m (facijes F6), koji su sivkasto-plavkaste boje (slika 50B). Ovaj interval je pripisan zoni Globigerinskih lapora koji obiluju planktonskim foraminiferama te su interpretirani kao hemipelagički sedimenti.

U krovini intervala lapora nalazi se interval facijesa F5 koji započinje s prvom pojavom sloja kalkarenita debljine oko 14 cm (gornja slojna površina ovog sloja je prikazana na slici 50C). Ostali slojevi arenita unutar ove zone su debljine od 4 do 75 cm i imaju teksture karakteristične za sedimente taložene mutnim strujama (kosu i horizontalnu laminaciju, tj, podsječene Boumine sekvencije). Također, unutar ovog intervala nalazi se nekoliko debljih slojeva facijesa ruditnih turbidita (facijes F3).

Kao i na lokacijama Buzet i Katun-I, slojevi arenita se prema udjelu karbonante komponente mogu podijeliti u dvije skupine koje su prikazane s različitom bojom na slici 49:

a) Karbonanti slojevi označeni su sivom bojom;

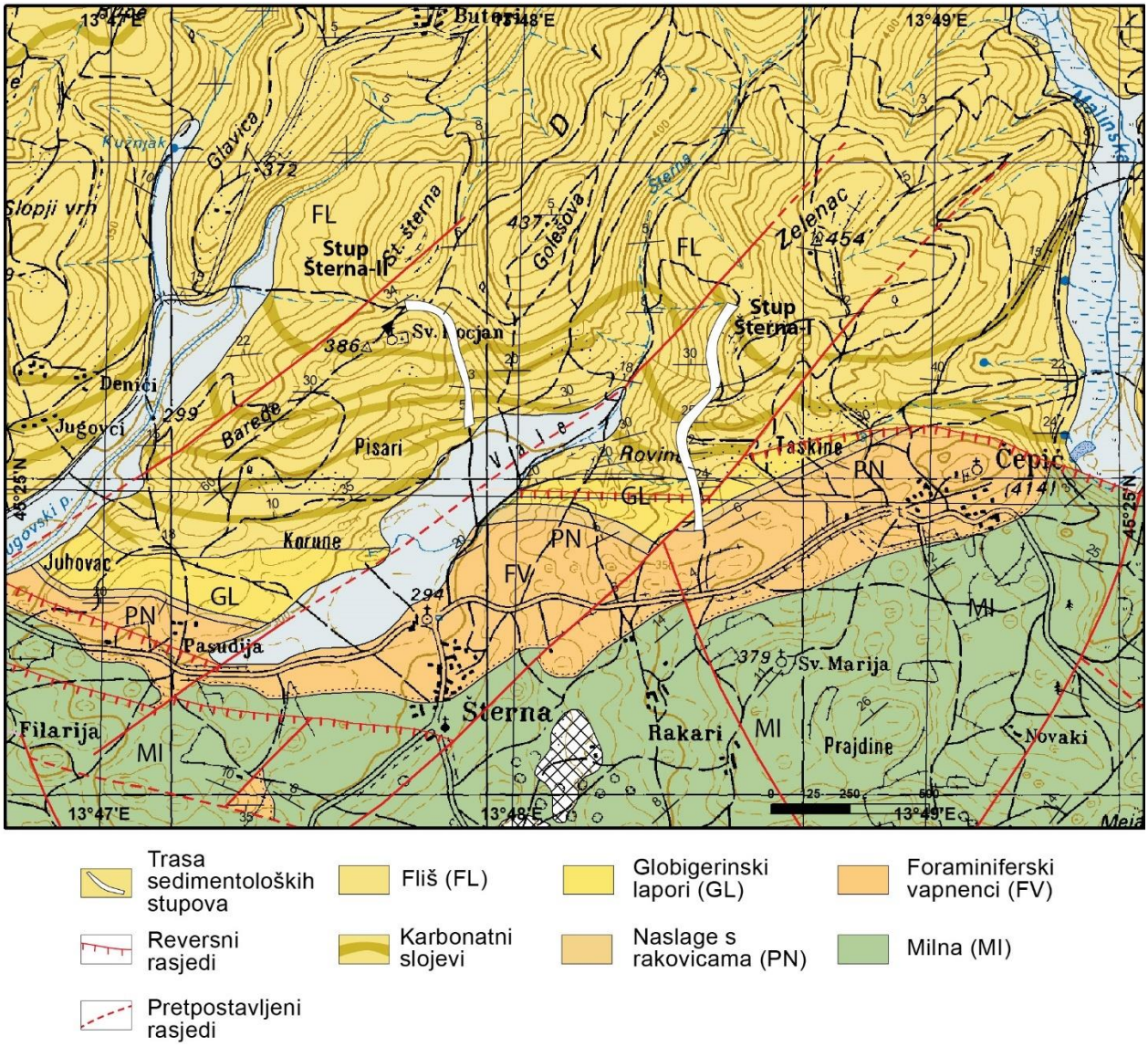
a) Miješani karbonatno-siliciklastični slojevi označeni su smeđom bojom (hibridni areniti).

Na tri sloja je izrađena analiza sastava karbonatnog detritusa (slojevi MB 2, MB 3 i MB 4). Ovdje treba napomenuti da su slojevi uzorkovani izvan trase snimanja stupa te su korelirani sa slojevima na prvotnoj trasi snimljenog intervala. Sloj označen kao MB 2 se sastoji od normalno gradiranog kalkrudita koji prelazi u kalkarenite. Sam sloj je okršen i teksture nisu izražene. U donjem dijelu sloja klasti su veličine do 7 cm u promjeru, međusobno se dodiruju, a vezivo je

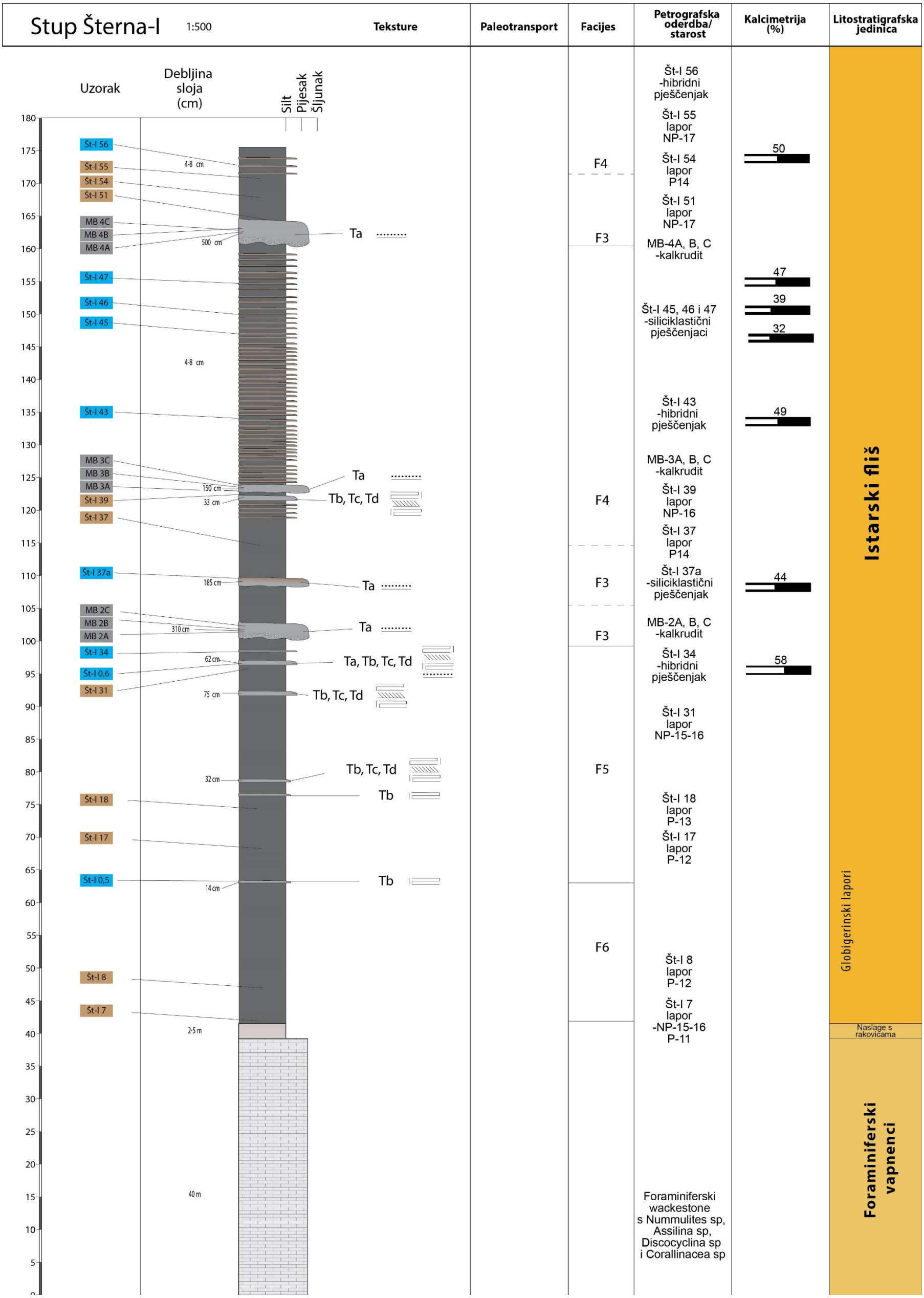
laporovito. Orijentacija položaja sloja je 30/45. Sloj označen kao MB3 je debljine oko 1,5 m, a sastoji se od normalno gradiranog kalkrudita (klasti do 3 cm veličine) u donjem dijelu, koji prelazi u sitne kalkarenite prema vrhu sloja (slika 50D). Uzorci za analizu karbonata s ovog sloja su MB 3A, B i C. Orijentacija položaja sloja je 20/15. Sloj označen kao MB4 je debljine oko 5 m, a sastoji se od normalno gradiranog kalkrudita koji prelazi u kalkarenit. Interval kalkrudita iznosi oko 0,5 m, najveći klasti se nalaze u donjem dijelu tog intervala te su veličine oko 2,5 cm, dok im je srednja veličina oko 1 cm. Teksture nisu vidljive jer je sloj okršen i djelomice prekriven. Orijentacija položaja sloja je oko 5/35. Uzorci za analizu karbonata s ovog sloja su MB 4A, B i C (slika 50F).

Na visini od oko 80 m stratigrafskog slijeda fliša (ili 120 m ukupno) na stupu Šterna-I dolazi do pojave češće izmjene arenita i lapora i slojevi ovog intervala su izdvojeni kao slojevi facijesa turbidita (F4). Slojevi su debljine od 4 do 8 cm. U njima je izraženija siliciklastična komponenta te su interpretirani kao turbiditi distalnog karaktera zbog omjera debljine lapora i arenita (deljina lapornog intervala je puno veća).

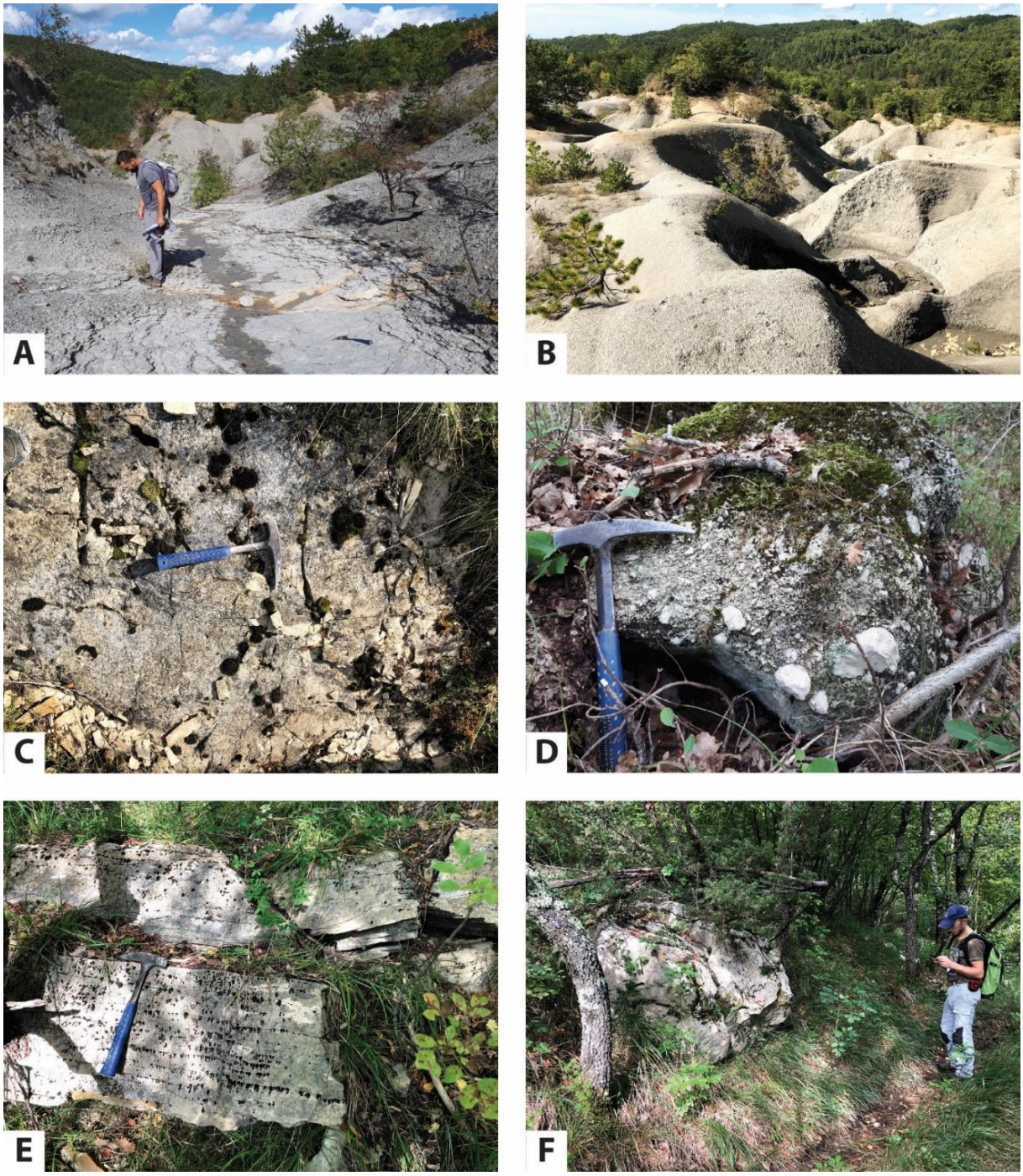
Siliciklastičnu komponentu većinom čine poluuglata do poluzaobljena zrnca kvarca od kojih neka imaju undulozno potamnjenje. Mjestimično ima i polikristalnog kvarca. Manja je zastupljenost plagioklasa, mikroklina, muskovita i biotita. Rijetka su glaukonitna zrnca, a opaka zrnca su poredana po laminama. Zastupljeni su i odlomci stijena i to kvarcita, rožnjaka, uškriljenih metamorfnih stijena i tufa. Od vapnenačkog detritusa prisutni su mikritni litoklasti i zrnca kristaliničnog kalcita. Karbonatni fosilni detritus čine bioklasti koralinaceja, velikih bentičkih foraminifera i planktonske foraminifere. Vezivo među detritusom je mikritsko, ponegdje mikrosparitsko.



Slika 48. Geološka karta šire okolice Šterne (sjeverna Istra) na kojoj su označene lokacije i trase snimljenih stupova Šterna-I i Šterna-II (preuzeto iz BERGANT i sur., 2020).



Slika 49. Geološki stup Šterna-I s s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama.



Slika 50. Fotografije lokaliteta Šterna-I. **A)** kontakt glinovitih vapnenaca (Naslage s rakovicama) u podini i masivnih lapora (Globigerinskih lapora); **B)** ogolina u masivnim laporima (Globigerinski lapori); **C)** gornja slojna površina prvog sloja kalkarenita (uzorak Št-I 0,5); **D)** baza ruditnog turbidita (MB 3); **E)** horizontalna laminacija u sloju facijesa F2 (MB3); **F)** okršeni sloj facijesa F3. Iz ovog sloja su uzeti uzorci MB4 A, B i C na oko 160 m visine stupa Šterna-I

4.2.13. Šterna-II

Dio ovog stupa je snimljen u okviru projekta izrade Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000 na zadatku „Fliš Jadrana“ (arhiva Zavoda za geologiju Hrvatskoga geološkog instituta), a dio je nadopunjen u ovom istraživanju. Preuzeti su i podaci o starosti naslaga na temelju analize sastava vapenačkog nanoplanktona i planktonskih foraminifera. Stup Šterna-II se nalazi na cesti koja iz mjesta Šterna ide prema groblju i crkvi Sv. Kocijana (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 25' 7.0392" N, long 13° 47' 36.2364" E – slika 48). Trasa snimanja stupa (slika 57) je mjestimice pokrivena pa se samo djelomično može pratiti sedimentna sukcesija arenitnih turbidita (slojevi facijesa F4). Izdvojeno je također šest slojeva facijesa ruditnih turbidita (F3) karbonantog sastava te interval slampa (F6). Turbiditi su i karbonatnog i miješanog karbonatno-siliciklastičnog sastava (slika 52A). S obzirom na slojeve facijesa arenitnih turbidita (F4), koji dominiraju u istraživanim naslagama, pretpostavka je da cijeli interval pripada višim zonama fliša.

Slojevi arenita su prema udjelu karbonatne komponente prikazani različitom bojom na stupu Šterna-II (slika 51):

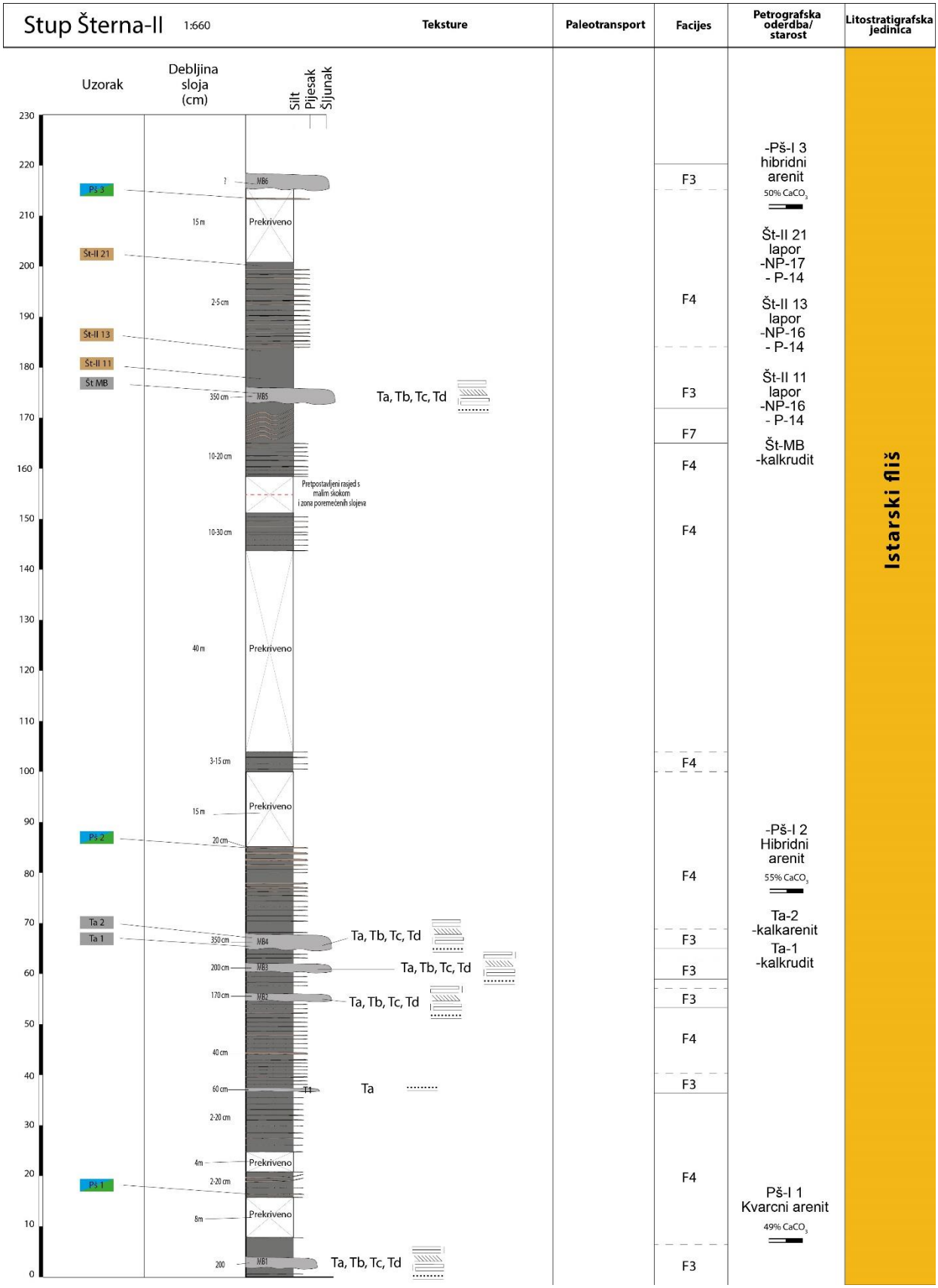
a) karbonatni slojevi označeni su sivom bojom;

b) miješani karbonatno-siliciklastični slojevi označeni su smeđom bojom.

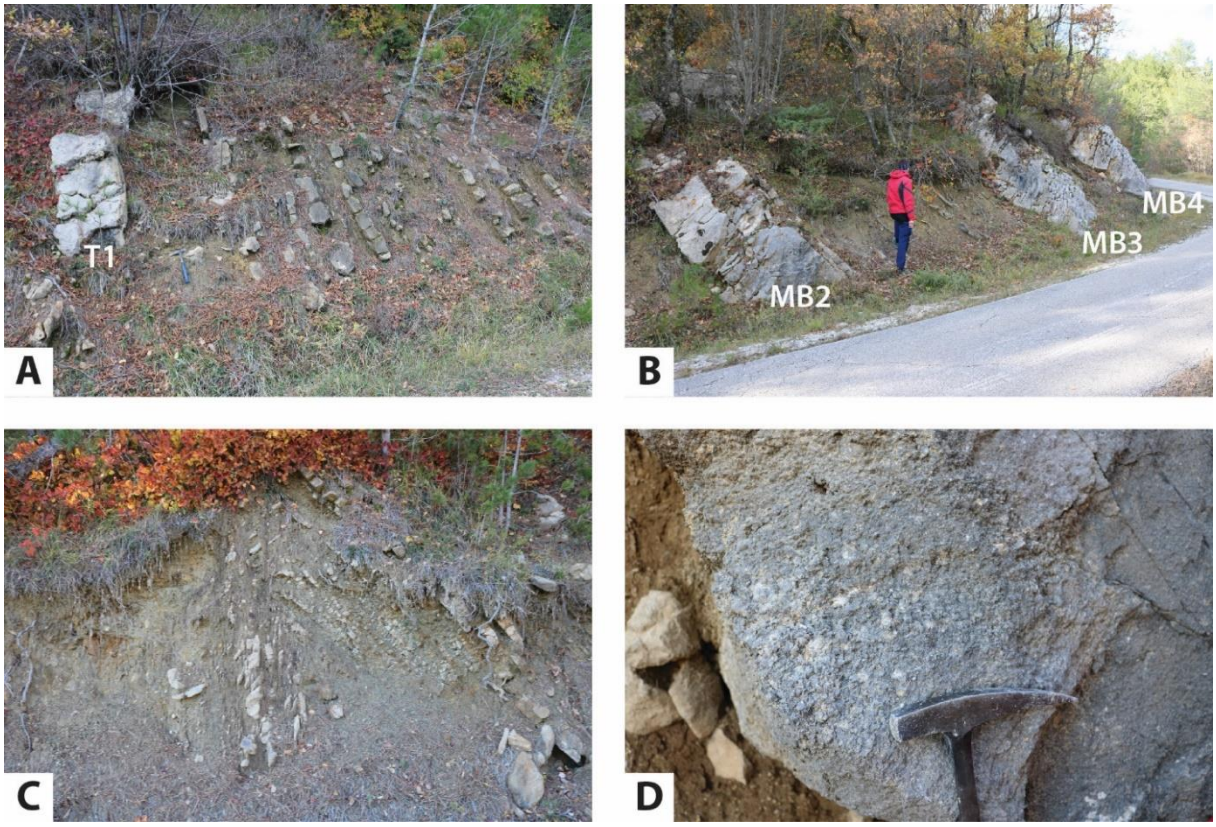
Slojevi facijesa ruditnih turbidita (F3), koji se sastoje od normalno gradiranog kalkrudita i kalkarenita, su debljine od 1,7 do 3,5 metara, a prikazani su na slici 52B i D. U slojevima je vidljiva normalna gradacija u donjem dijelu te teksture donje horizontalne, kose laminacije i gornje horizontalne laminacije (Boumini intervali Ta, Tb, Tc i Td). Slojevi su sastavljeni od bioklastičnog materijala čiji je sastav analiziran na slojevima MB4 i MB5.

Uzorci Pš-1, Pš-2 i Pš-3 su uzorci miješanih siliciklastično-karbonatnih turbidita (Slika 511) te su određeni kao hibridni arenit. Omjer siliciklastične i karbonatne komponente je otprilike jednak u sva tri uzorka (udio $CaCO_3$= 49 % u Pš-1, udio $CaCO_3$= 55 % u Pš-2 i udio $CaCO_3$= 49 % u Pš-3). Glavninu siliciklastične komponente čine uglata zrnca kvarca i opaki minerali, dok u karbonatnoj komponenti dominiraju monokristali kalcita s izraženom kalavosti i sitnozrnati matriks. U manjoj mjeri ima i zrnca mikritnih klasta.

Na visini stupa od oko 170 m izdvojena je slampirana zona (facijes F7). U slampiranim slojevima je pretpostavljen rasjed (slika 52D).



Slika 51. Geološki stup Šterna-II s s prikazanom litologijom, facijesima, teksturama, stratigrafskim pozicijama uzorkovanja i litostratigrafskim jedinicama.

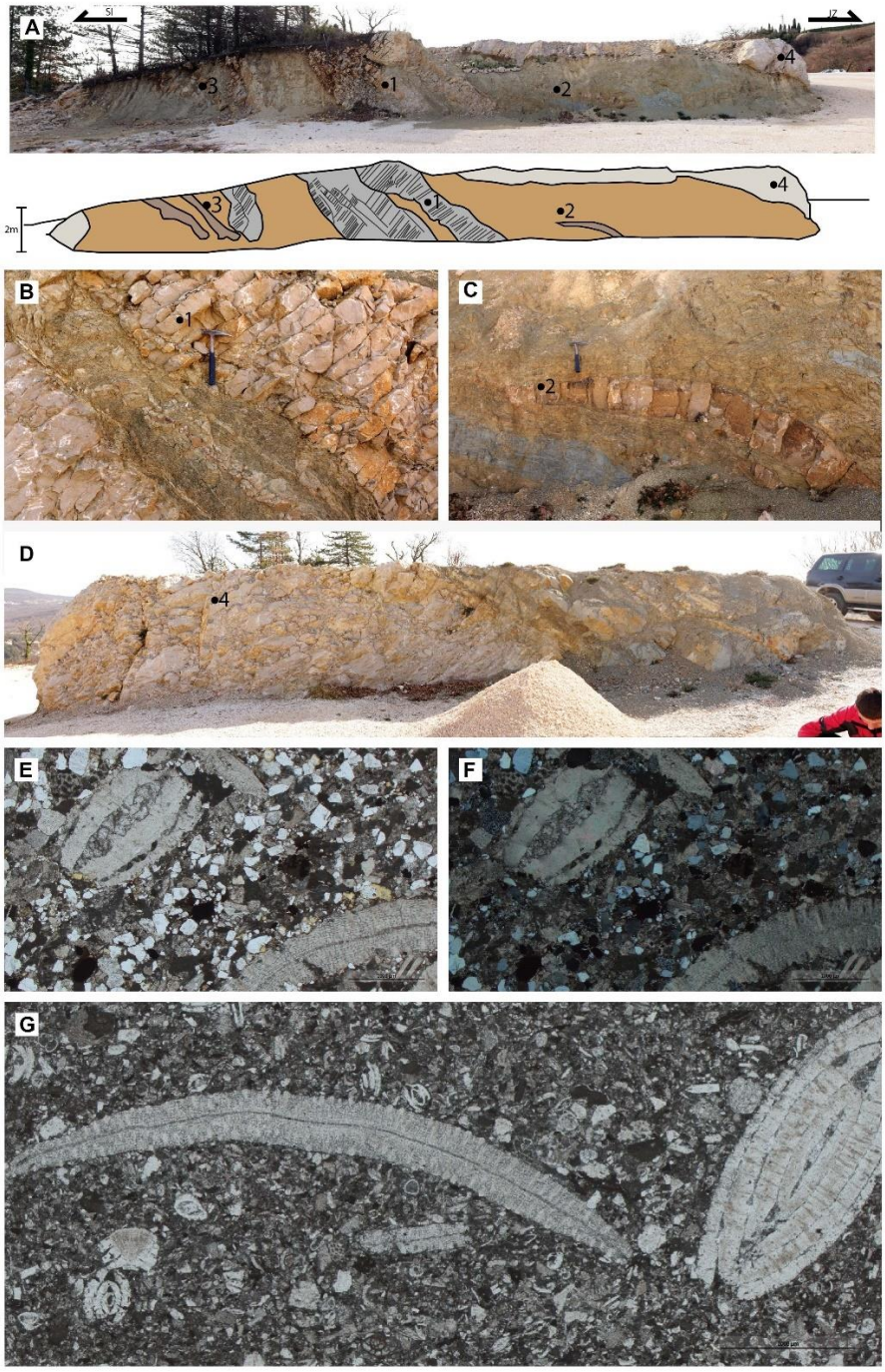


Slika 52. Fotografije stupa Šterna-II **A)** slojevi facijesa turbidita (izmjene lapora i tankih slojeva arenita – F4) i ruditni turbidit (facijes F3) koji je označen s oznakom T1; **B)** tri karbonatna sloja MB2, MB3 i MB4, debljine preko 1 m (facijes F3); **C)** borani slojevi unutar slampirane zone (facijes slampa, F7); **D)** najkrupnozrnatiji dio kalkrudita u donjem dijelu sloja MB5 (facijes F3). Bioklasti su uglavnom velike bentičke foraminifere.

4.2.14. Šćurak

Točka opažanja Šćurak nalazi se južno od Labina (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 4' 45.20" N, long 14° 7' 39,36" E) gdje je opisan blok stijene (vidljive dužine više od 10 m i debljine oko 1,5 m) u laporu. Terenskim opažanjem blok je litološki opisan kao litološki homogen foraminiferski pekston te pripada litostratigrafskoj jedinici Foraminiferski vapnenci. Kompozitna fotografija i skica opisanog izdanka prikazani su na slici 53A. U kontaktu bloka i lapora je oko 10-ak cm debeli brečoliki interval koji se sastoji od konsolidiranih valutica. U fliškom intervalu ispod bloka vide se razlomljeni i deformirani slojevi ruditnog turbidita (facijesa F3) i arenitnog turbidita (facijes F4). Sloj ruditnog turbidita sastoji se od normalno gradiranog kalkrudita i kalkarenita, a razlomljen je na način da njegovi fragmenti naliježu jedan na drugog (slika 53B). U mikroskopskom preparatu ovaj sloj sadrži kućice velikih bentičkih foraminifera (ortofragmina i numulita) te proslojke s uglatim zrncima kvarca. Specifični mikrofacijes „kalkrudita“ bogatog kvarcom prikazan je na slici 53E (bez analizatora) i na slici 53F (s analizatorom). Uzorak arenita iz baze turbidita, označen brojem 3 na slici 53A, mikroskopski je opisan kao hibridni pješčenjak. Glavninu siliciklastične komponente čine uglata zrna kvarca dok su karbonatne čestice fragmenti mikrita i mjestimični biodetritus, u oskudnom mikritnom matriksu.

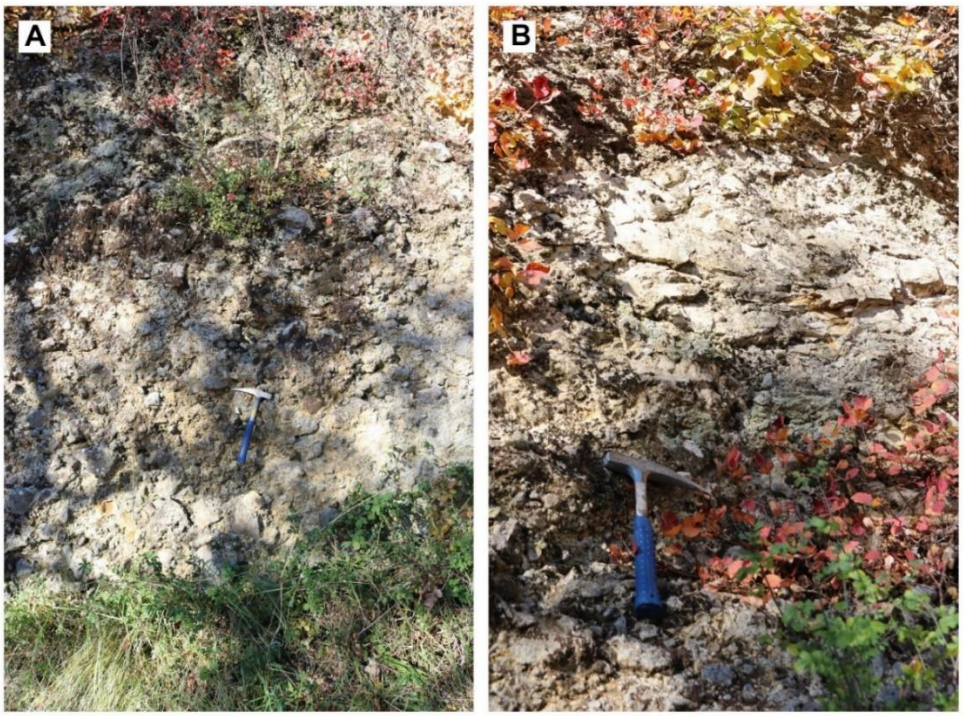
Sam blok je interpretiran kao olistolit (facijes F1), a deformacije su interpretirane kao sinsedimetacijske, nastale tako da je blok je prilikom transporta deformirao slojeve na koje je nalijegao i stvorio kompresiju i reversno rasjedanje sloja ruditnog turbidita. Od deformacija u podini olistolita, opaženo je i isklinjavanje na sloju arenitnog turbidita u blizini bloka (slika 53C). Na bloku, tj. u njegovoj krovini naliježu naslage fliša koje su nedeformirane (slika 53D) te je na temelju toga zaključeno da je deformacija podinskih naslaga bila prije ili za vrijeme transporta bloka. Interval breče u kontaktu olistolita i lapora nastao je odlamanjem i akumulacijom u kontaktu s laporom po kojem je klizio. Mikrofacijes samog bloka je određen kao foraminiferski pekston s ortofragminama, numulitima, planktonskim foraminiferama, crvenim algama i različitim fosilnim kršjem (slika 53G) te je pripisan gornjim horizontima Foraminiferskog vapnenca (Diskociklinskim vapnencima).



Slika 53. Fotografije točke opažanja kod mjesta Šćurak. **A)** kompozitna fotografija izdanka na kojoj su označena mjesta detalja prikazanih na ostalim fotografijama: 1) razlomljeni sloj normalno gradiranog kalkarenita prikazanog na slici B sa specifičnim mikrofacijesom prikazanim na slikama E i F); 2) detalj prikazan uvećan na slici C; 3) pozicija uzorkovanja arenita; **B)** razlomljeni ruditni turbidit, s brojkom 1 je označeno mjesto uzorkovanja, a mikrofacijes uzorka prikazan na slikama E i G. Između dva intervala ruditnog turbidita je interval lapora i arenita koji isklinjuju; **C)** detalj izdanka s isklinjavanjem sloja arenitnog turbidita; **D)** krovina bloka s nedeformiranim uslojenim laporma. **E)** mikrofacijes ruditnog turbidita – biokalkrudit bogat fosilima velikih bentičkih foraminifera i kristalima kvarca (prikaz bez analizatora); F**)** mikrofacijes biokalkrudita s uključenim analizatorom; **G)** mikrofotografija olistolita – foraminiferski pekston s ortofragminama i numulitima, te raznim biodetritusom.

4.2.15. Senari

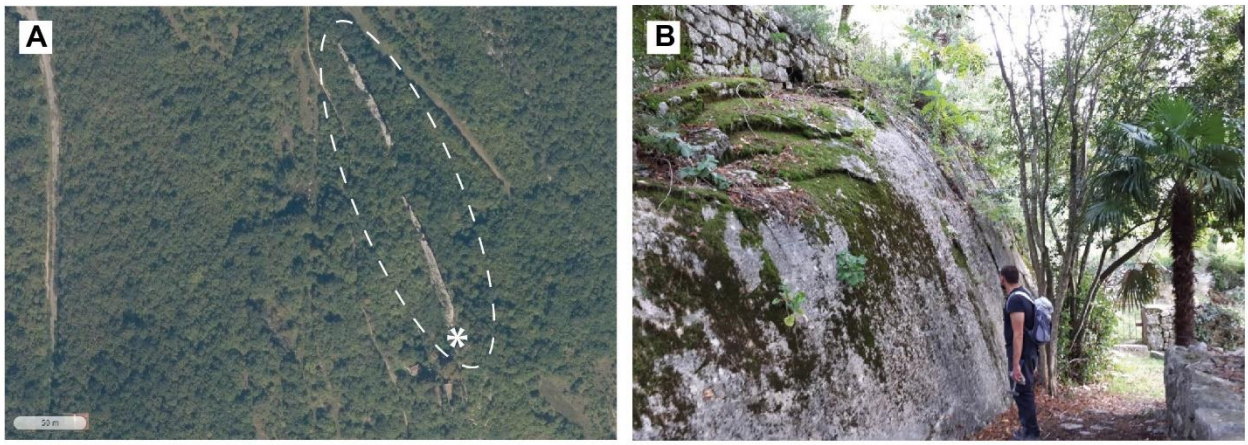
Točka opažanja Senari nalazi se kod istoimenog mjesta zapadno od Labina (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 5' 31.69" N, long 14° 8' 8,18" E). Uz cestu se nalazi izdanak megasloja kompleksnog tipa (facijes F2) vidljive debljine oko 20 m. U podini tog megasloja su trošni lapori. Donji dio samog sloja je kaotična breča debljine oko 8 m. Breču čine klasti veličine od 1 do 40 cm, a vezivo je karbonatni cement (slika 54A). Breča je matriksno potorna, ali opaženi su i klasti koji su u kontaktu te je vidljiva normalna gradacija. Klasti su većinom uglati, a zapaženi su Foraminiferski vapnenci, fliški pješčenjaci i kalkareniti, te klasti lapora (*rip-up* klasti). Kaotična breča (divizija I) postupno prelazi u dobro sortirane kalkrudite i kalkarenite (divizija II) – slika 54B. Sloj je taložen iz jednog toka koji je imao pri dnu debritni dio te turbiditni tok (visoke gustoće) u gornjem dijelu. Gornji dio (divizija II) je debljine oko 7 m. Gornja slojna površina nije vidljiva. Iz turbiditnog dijela (divizija II) uzet je uzorak za kvantitativnu analizu karbonatnog detritusa koja je prikazana u poglavlju 4.4.



Slika 54. Fotografije kompleksnog sloja kod mjesta Senari. **A)** karbonatna breča na kojoj vidimo uglate klaste u korodiranom sitnozrnatom karbonatnom matriksu. Ovaj dio je istaložen iz debritnog dijela kompleksnog toka (divizija I); **B)** fotografija gornjeg dijela sloja (divizija II). Fotografija prikazuje kalkarenitski dio na kojem je uzet uzorak za analizu karbonatnog detritusa.

4.2.16. Kožljak

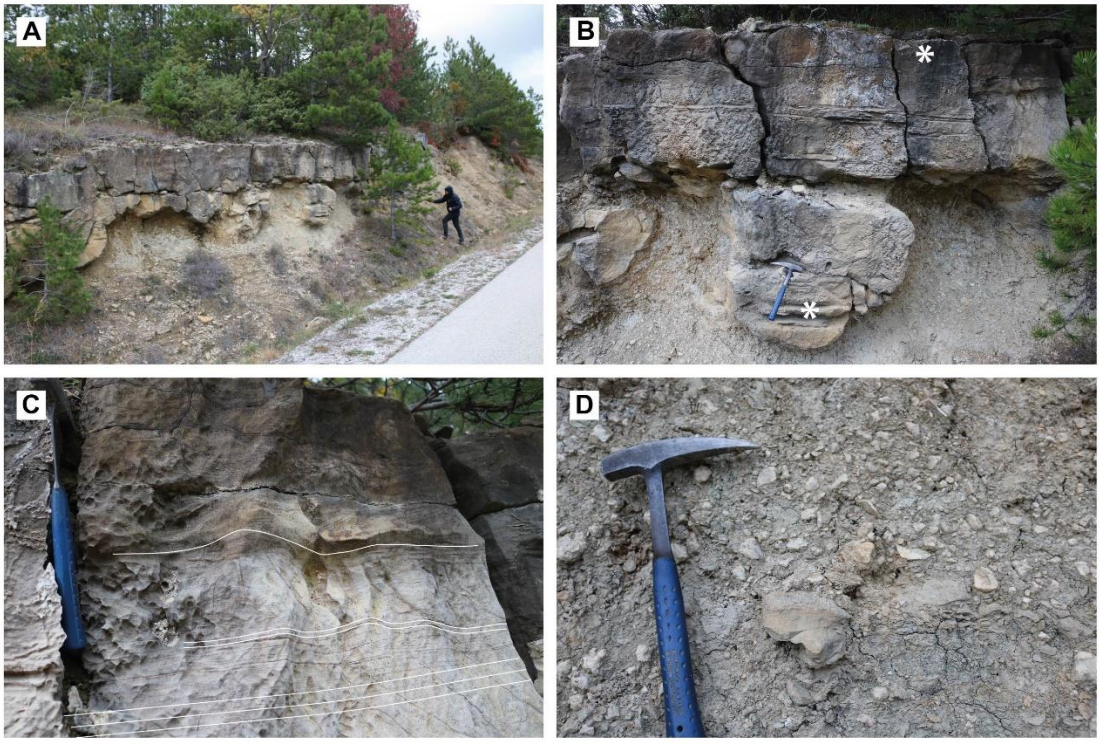
Kod gradine Kožljak (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 11' 40.79" N, long 14° 11' 37,88" E) opisan je sloj ruditnog turbidita (facijes F3). Rasprostiranje sloja prikazano je na slici 55A. Sloj je subvertikalan, s orijentacijom smjera i kuta nagiba 260/85. Na gornjoj slojnoj površini je uzet uzorak za kvantitativnu analizu karbonatnog detritusa koja je prikazana u poglavlju 4.4.



Slika 55. Fotografije kalkruditnog sloja na kojem je gradina Kožljak. **A)** ortofoto snimak (preuzet s geoportal.dgu.hr) na kojem je crtkanom linijom označeno pružanje sloja, a zvijezdicom pozicija uzorkovanja; **B)** mjesto uzorkovanja s vidljivim dijelom gornje slojne površine na kojoj je uzet uzorak.

4.2.17. Grimalda

Kod mjesta Grimalda (WGS84 koordinate početka stupa: lat 45° 18' 59.57" N, long 13° 58' 28,80" E) opisan je sloj normalno gradiranog kalkrudita/kalkarenita (facijes F3) debljine oko 1 m (slika 56A). Na donjoj slojnoj površini sloja vidljiva su izražena erozijska udubljenja (slika 63B) i ovo je lokacija na kojem su erozijska udubljenja najizraženija od svih istraženih lokaliteta. Na samom sloju vidljive su razne teksture Bouminih intervala (Ta, Tb, Tc i Td) – slika 56B i C. U podini sloja nalazi se lapor izmiješan s raznim bioklastima te čini laporovitu breču (debrit, slika 56D). Odnos opisanog sloja i breče nije jasan, ali čini se da je turbitditni tok velike gustoće iz kojeg se istaložio ovaj sloj erodirao gornji dio laporovite breče te je interpretiran kao kasniji sedimentacijski događaj. U sloju je uzet uzorak iz najkrupnijeg dijela koji se nalazi u donjem dijelu kanala (slika 56B) za analizu karbonatnog detritusa koja je prikazana u poglavlju 4.4. Iz vrha sloja prikupljen je uzorak na kojem je napravljena analiza sastava teških minerala koja je prikazana u poglavlju 4.5.

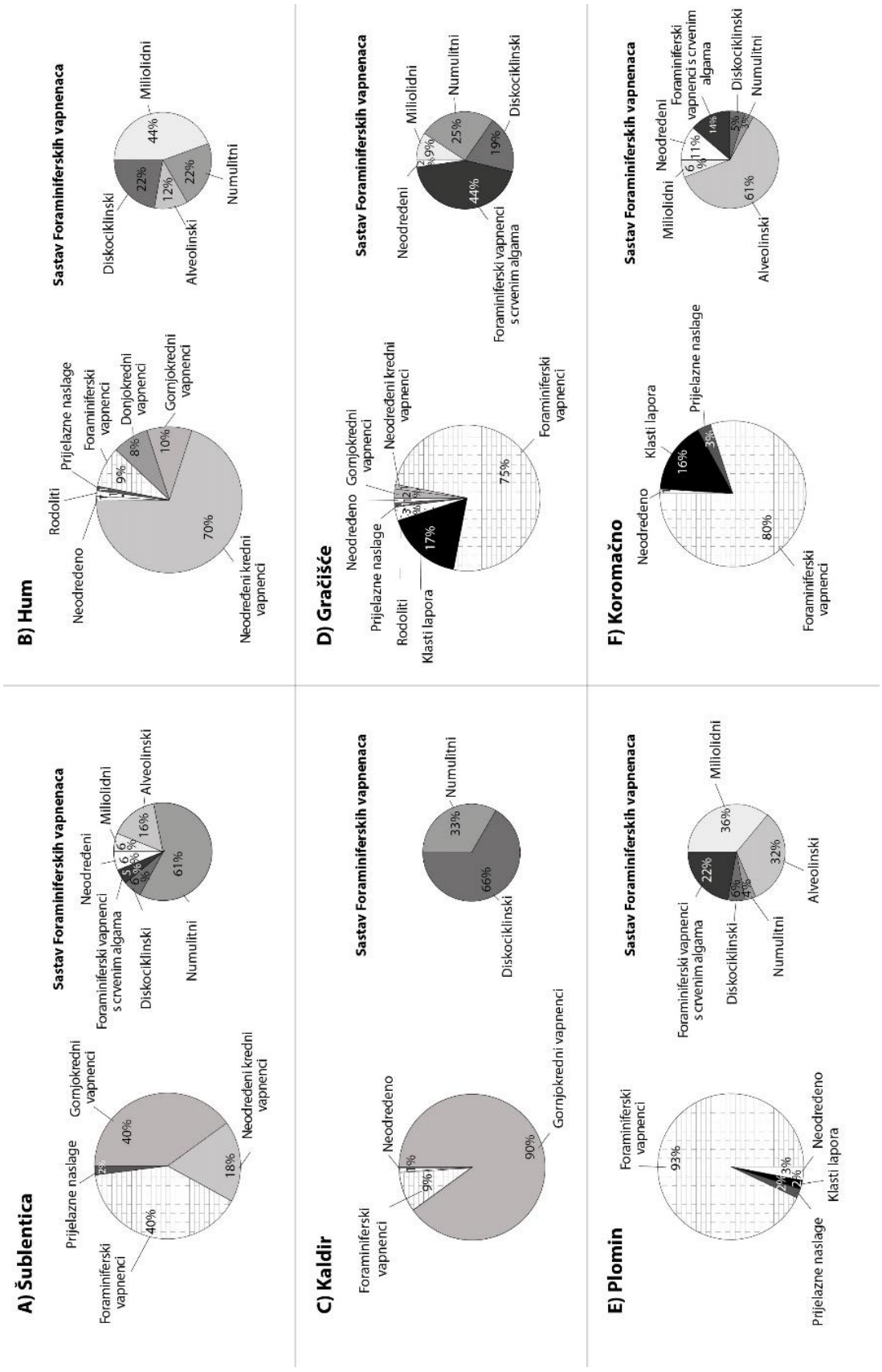


Slika 56. Fotografije opisanog sloja ruditnih turbidita (facijesa F3) kod mjesta Grimalda. **A)** pregledna fotografija izdanka na kojoj se vide erozijska udubljenja na donjoj slojnoj površini; **B)** detalj s erozijskim udubljenjima. Bijelim zvijezdicama su označene pozicije uzorkovanja. Donja zvijezdica označava poziciju uzorkovanja za analizu karbonatnog detritusa; **C)** teksture paralelne laminacije (Boumin interval Tb) i konvolucija (Boumin interval Tc); **D)** laporovita breča s lito- i bioklastima koja se nalazi u podini sloja.

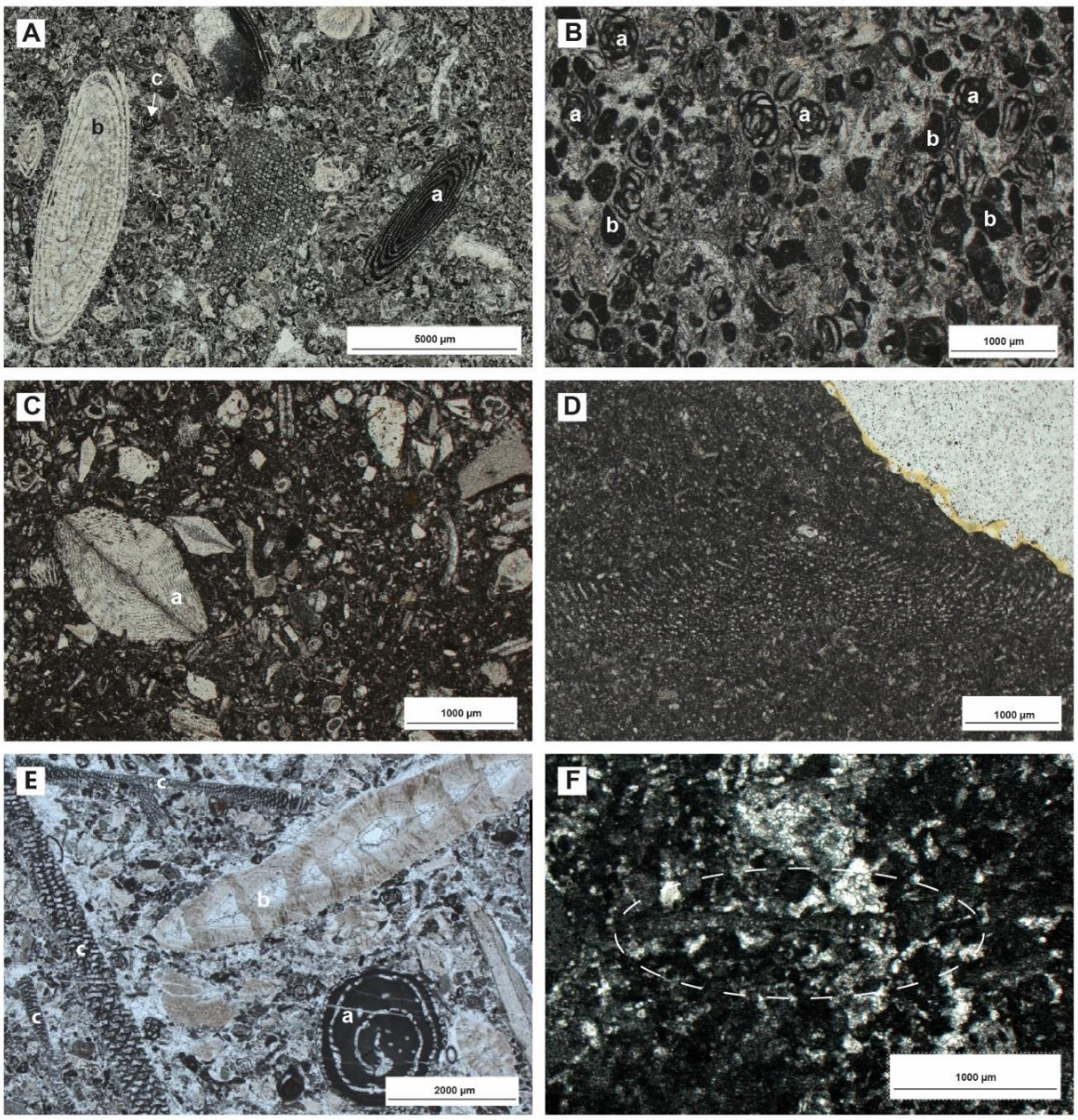
4.3. LITOLOŠKI SASTAV FLIŠKIH BREČA

Sastav litoklasta fliških breča određivan je u debritnim dijelovima (divizija I) kompleksnih slojeva na lokacijama Šublentica, Hum, Kaldir, Gračišće, Plomin i Koromačno. Najčešći klasti pripadaju gornjokrednim i paleogenskim vapnencima (litostratigrafske jedinice Foraminiferski vapnenci), dok su donjokredni vapnenci pronađeni jedino u sloju Hum. Litološki sastav istraživanih megaslojeva (divizija I) ukazuje da je detritus svakog pojedinog sloja potekao iz različitog dijela kredno-paleogenskog karbonatnog slijeda koja čini stratigrafsku podinu Istarskom flišu te je prikazan na slici 57. Mikrofacijesi najčešćih litoklasta nađenih u pojedinom megasloju su prikazani na slici 58 za slojeve Šublentica i Hum, na slici 59 za slojeve Kaldir, Gračišće i Plomin te na slici 60 za sloj Koromačno.

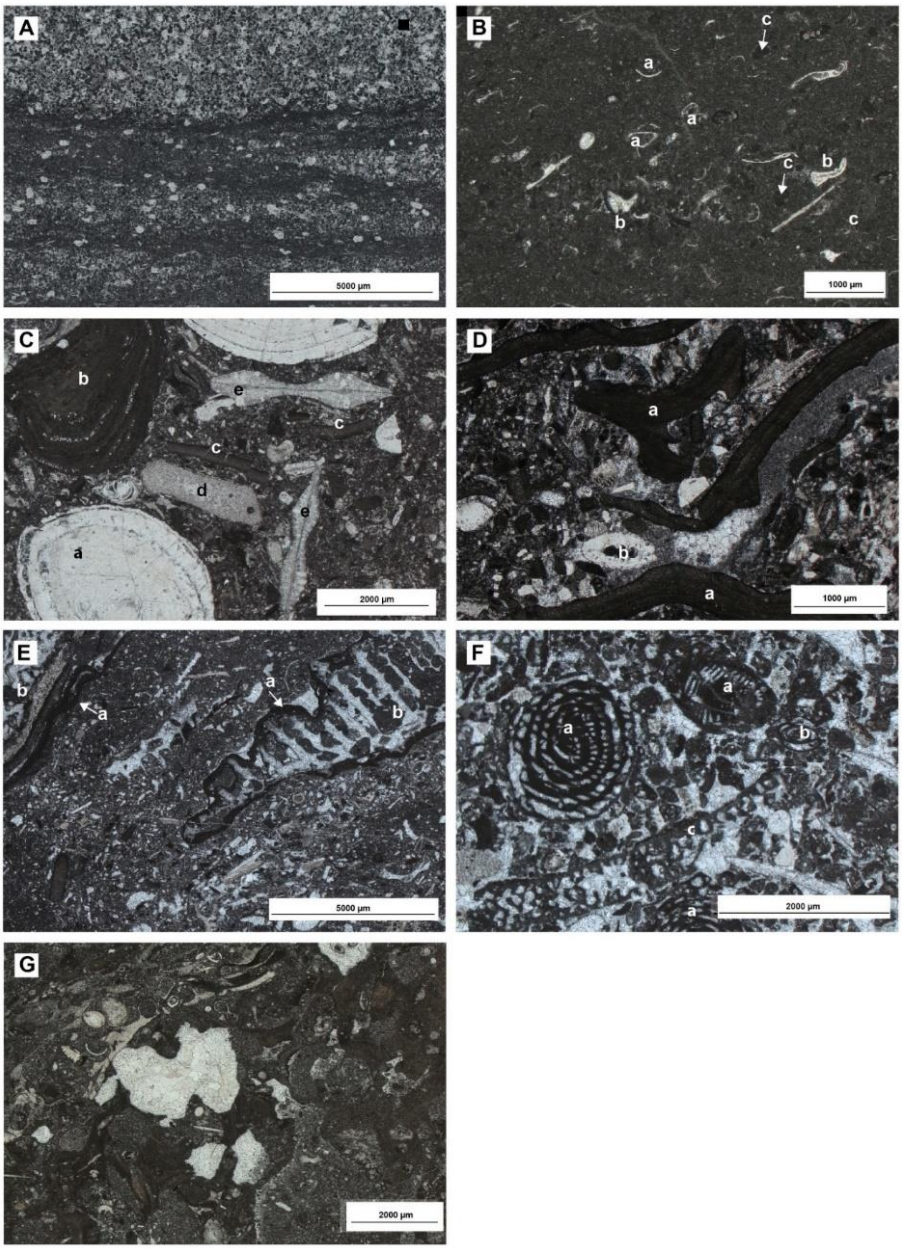
Klast boksita je pronađen samo u sloju Kaldir. Okršeni gornjokredni vapnenac s boksitičnim ispunama opisan je u debritu kod Pazina (TARLAO i sur., 1995). Okršeni kredni vapnenci vezani su za regionalni nekonformitet koji je zabilježen u najmlađem dijelu Jadranske karbonatne platforme tijekom faze emerzije u *forebulge* zoni tijekom kasne krede i ranog paleogena (OTONIČAR, 2007; KORBAR 2009).



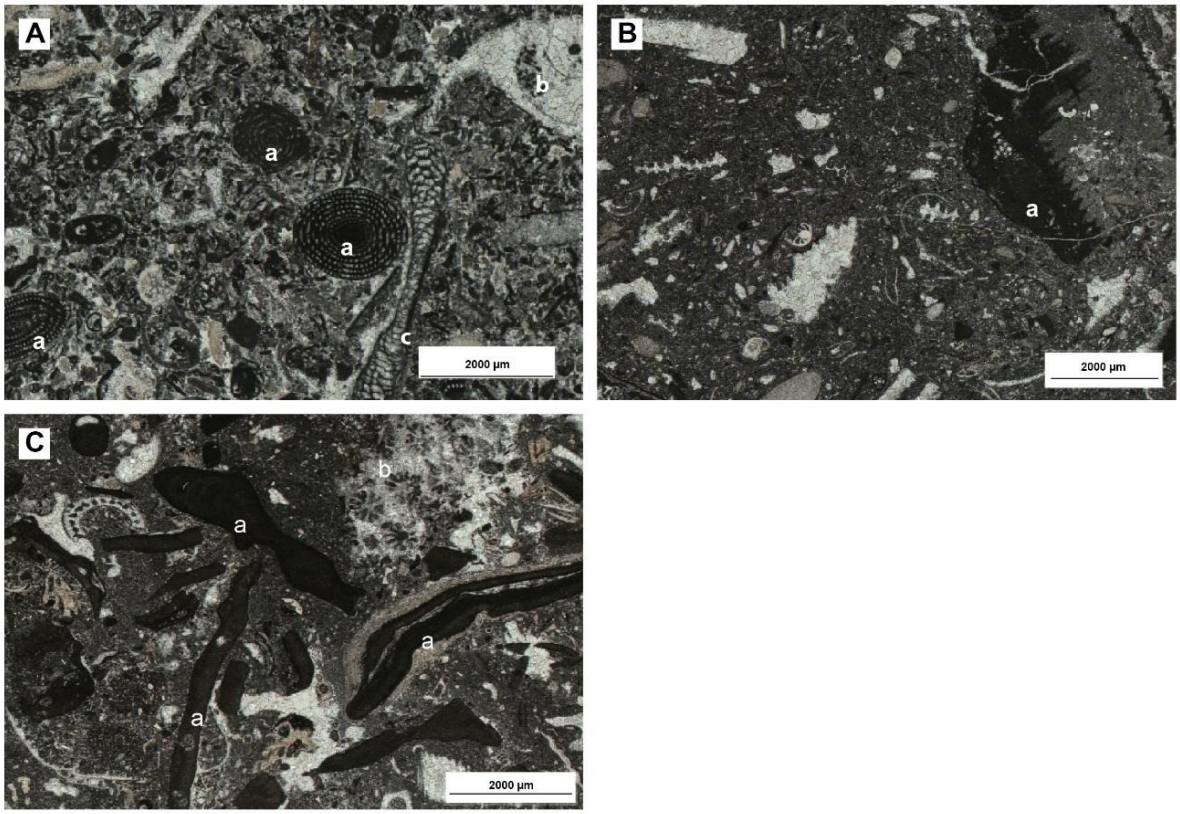
Slika 57. Prikaz sastava litoklasta određenih u brečama (diviziji I) iz šest istraživanih megaslojeva. Analiza pokazuje da je svaki sloj jedinstven prema litološkom sastavu breča i da je nastao kolapsima različitih dijelova kredno-paleogenske podloge.



Slika 58. Mikrofacijesi najzastupljenijih litofacijesa unutar divizije I megaslojeva Šublentica i Hum. **A)** numulitidno-alveolinski pekston–grejnston s zajednicom alveolina (a), numulitida (b) i miliolida (c) – uzorak Šub-7 (srednji eocen), Šublentica; **B)** peloidno-miliolidni pekston s miliolidama (a) i peloidima (b) – uzorak Šub-43 (alb–cenoman), Šublentica; **C)** ortofragminski vekston s ortofragminama (a) i drugim bioklastičnim detritusom – uzorak Šub-43 (srednji eocen), Šublentica; **D)** foraminiferski vekston s *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH, 1805) – uzorak Hum 123 (donja kreda – donji apt), Hum; **E)** numulitidno-alveolinski grejnston s zajednicom alveolina (a), numulitidom *Asillina* sp. (b) i *Orbitolites* sp. (c) – uzorak Hum 85 (srednji eocen), Hum; **F)** foraminiferski vekston s rekristaliziranom cenomanskom foraminiferom *Broeckina (Pastrikella) balcanica* (CHERCHI, RADOIČIĆ i SCHROEDER, 1976) – uzorak Hum 286 (gornja kreda – cenoman), Hum.



Slika 59. Mikrofotografije najzastupljenijih litofacijesa unutar divizije I megaslojeva Kaldir, Gračišće i Plomin. **A)** laminirani peloidni vekston–pekston s rijetkim ostrakodima – uzorak K-132 (gornja kreda – cenoman), Kaldir; **B)** ostrakodni madston–vekston koji prikazuje ostrakode (a), rekristalizirane alge *Thaumatoporella* sp. (b) i *Decastronema* (*Aeolisacus*) sp. (c) – uzorak K-152 (gornja kreda), Kaldir; **C)** foraminiferski vekston–floutston koji prikazuje numulitide (a), crvene alge – rodolit (b), crvene alge – kore (c), fragment bodljikaša (d) i ortofragmine (e) – uzorak K-num (srednji eocen), Kaldir; **D)** algalni vekston na kojem su prikazane crvene alge – kore (a), numulitidi (b) i neodređeni bioklastični detritus – uzorak Gr-199 (srednji eocen), Gračišće; **E)** algalni vekston koji prikazuje crvene alge (a) koje obraštaju fragmente koralja (b), a još su vidljivi i neodređeni fragmentirani bioklasti – uzorak Pl-II 123 (srednji eocen), Plomin; **F)** alveolinski pekston–grejnston na kojem su prikazane alveoline (a), miliolide (b) i fragment *Orbitolites* sp. (c) – uzorak Pl-II 124 (srednji eocen), Plomin; **G)** foraminifersko-algalni bajndston na kojem su prikazane crvene alge koje obraštaju litoklaste madstona i neidentificirani bioklasti – uzorak Pl.II 87 (srednji eocen), Plomin.



Slika 60. Mikrofotografije najzastupljenijih litofacijesa unutar breče divizije I megasloja Koromačno. **A)** alveolinski grejnston koji prikazuje foraminifere alveoline (a), numulite – Asillina sp. (b) i *Orbitolites* sp. (c) – uzorak KOR II 112 (srednji eocen), Koromačno; **B)** bioklastično-algalni vekston s crvenim algama (a) i bioklastičnim detritusom – uzorak KOR II 162 (srednji eocen), Koromačno; **C)** algalni vekston na kojem su prikazane crvene alge (a), koralji (b) i bioklastični detritus – uzorak KOR II 179 (srednji eocen), Koromačno.

4.4. KVANTITATIVNA ANALIZA SASTAVA KARBONATNIH SLOJEVA

Za određivanje sastava karbonatnih slojeva analizirana su 42 preparata od uzoraka prikupljenih na 21 sloju sa 16 različitih lokacija. Rezultati su prikazani u tablici 4. Istraživani slojevi su facijesa F2 – megaslojeva i facijesa F3 – ruditnih turbidita.

Uzorci su opisani kao biokalkareniti i biokalkruditi sastavljeni od bioklastičnog karbonatnog detritusa. Svi uzorci imaju klastnu potporu, a prema vizualnim komparatorima (TUCKER, 2008) su umjereno do umjereno dobro sortirani. Tijekom analize sastava, prepoznati konstituenti podijeljeni su na glavne i sekundarne.

Glavni konstituenti

Glavni konstituenti (slike 61 i 70) su: 1) litoklasti; 2) ortofragmine; 3) numuliti i 4) crvene alge. Ovi konstituenti su izdvojeni jer su u većini uzoraka zastupljeni s više od 10 %. Također, ovi konstituenti zastupljeni su u svim uzorcima.

1) Litoklasti

Pošto je analizirana frakcija veličine zrna do 3 mm, litoklasti unutar tog promjera su najčešće zrnca madstona ili bioklastičnog vekstona s fragmentima fosila koji se teško raspoznaju. Od prepoznatljivih bioklastičnih vekstona najčešći su vapnenci s planktonskim foraminiferama. Često se nalaze i zrnca frejmstona s crvenim algama. Odabrana zrna litoklasta su prikazana na slikama 61A i B.

2) Ortofragmine

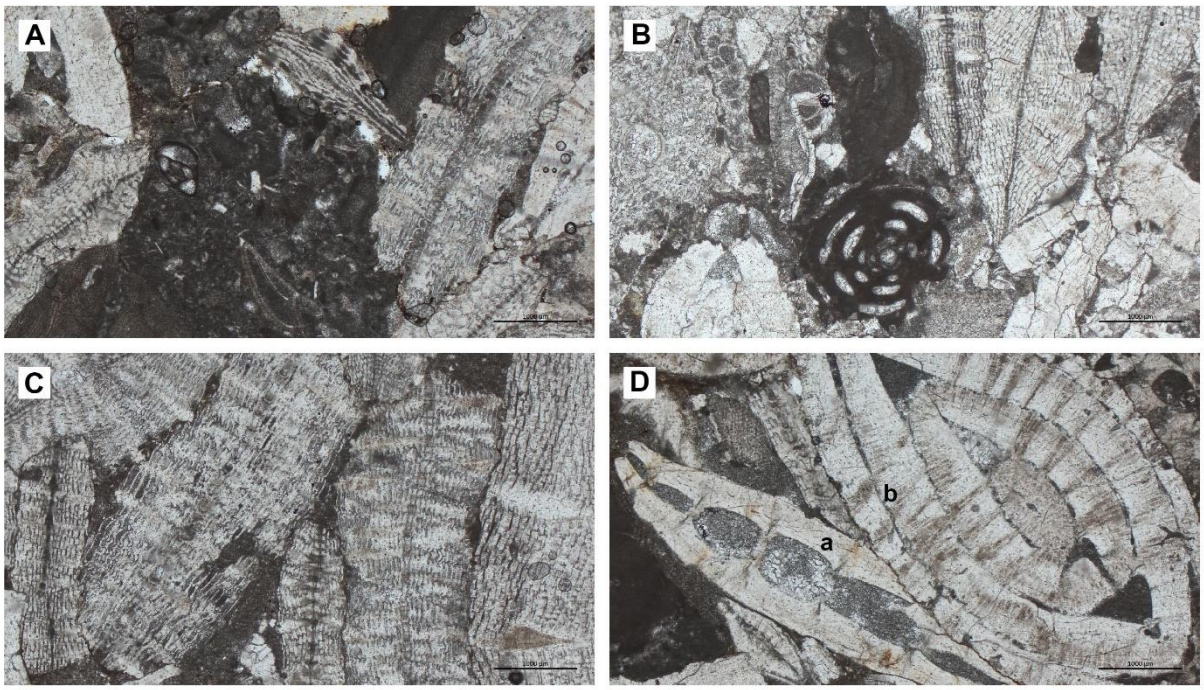
One su najčešći konstituenti, lako su prepoznatljive zbog specifične građe kućice koja se raspoznaje i kad su zrnca jako fragmentirana. Zbog nasumičnih presjeka i velike fragmentiranosti fosila, nije bilo moguće detaljnije određivanje rodova i vrsta (slika 61C). Prepoznate su diskocikline i asterocikline.

3) Numuliti

Kućice numulitida su veće od drugih velikih bentičkih foraminifera. Zbog razlomljenosti i nasumičnih presjeka često nije moguće odrediti o kojim rodovima se radi. Prepoznate su evolutne i involutne kućice (slika 61D). Jako razlomljeni staklasti fragmentni stavljeni su u zasebnu skupinu „fragmenti lamelar-perforatnih foraminifera“.

4) Crvene alge (koralinaceje)

Crvene alge se pojavljuju u obliku rodolita (kružne forme) i kao kore (izdužene forme koje su nastale kao obrast koji je prekrivao druga vapnenačka zrnca). Mogu biti različitih dimenzija, veličine i do nekoliko mm u promjeru.



Slika 61. Mikrofotografije s glavnim konstituentima. **A)** biokalkrudit s litoklastom miliolidnog vapnenca. Uzorak Grimalda Ta, lokalitet Grimalda; **B)** biokalkrudit s litoklastom miliolidnog vapneca. Uzorak Zagrad gradina, lokalitet Kožljak; **C)** biokalkrudit s nasumičnim presjecima ortofragmina. Uzorak Grimalda Ta, lokalitet Grimalda; **D)** biokalkrudit s numulitima s involutnom (a) i evolutnom (b) kućicom. Uzorak Grimalda Ta, lokalitet Grimalda.

Sekundarni konstituenti

Sekundarni konstituenti (slika 62) su oni koji su u uzorku zastupljeni s manje od 10 %, a često i s manje od 1 %, dok u nekim uzorcima nisu niti zastupljeni. U ovu skupinu spadaju: 1) fragmenti lamelar-perforatnih foraminifera; 2) mikrit; 3) obraštajuće foraminifere; 4) mahovnjaci (bryozoa); 5) bodljikaši (ježinci); 6) školjkaši; 7) neodređene foraminifere; 8)

neodređeni vapnenački klasti; 9) alveoline; 10) Fe-oksidi; 11) fragmenti rudista, 12) planktonske foraminifere; 13) tamna organska tvar; 14) serpulitidi i 15) zrnca glaukonita.

Fragmenti lamelar-perforatnih foraminifera su zrnca koja su potekla drobljenjem foraminiferskih testova prilikom resedimentacije i nije moguće sa sigurnošću odrediti od kojih su rodova (numulitidi, ortofragmine ili neki drugi taksoni s hijalinom lamelar-perforatnom stijenkom).

Mikritno vezivo je razmjerno rijetko, a nalazi se podređeno između većih zrna te je često rekristalizirano (sparitizirano).

Obraštajuće foraminifere su tipa roda *Solenomeris*.

Fragmenti mahovnjaka su razmjerno česti i tvore saćaste forme koje mogu biti dimenzija i do nekoliko mm.

Iglice i pločice bodljikaša su također razmjerno česte.

Fragmenti ljuštura školjkaši su razmjerno rijetki.

Neodređene foraminifere su šira skupina koja je slabije zastupljena, a detaljnija odredba taksona nije ovom prilikom rađena.

Neodređeni vapnenački klasti su klasti bez jasnih obilježja te nije moguće odrediti njihovu pripadnost.

Alveoline su porculanaste velike bentičke foraminifere koje su rijetko zastupljene te su nađene samo na lokaciji Kožljak (napomena: Alveolinski vapnenac je čest u fliškim brečama).

Fe-oksidi su zastupljni kao limonitne kore koje su prekrivale druga zrnca.

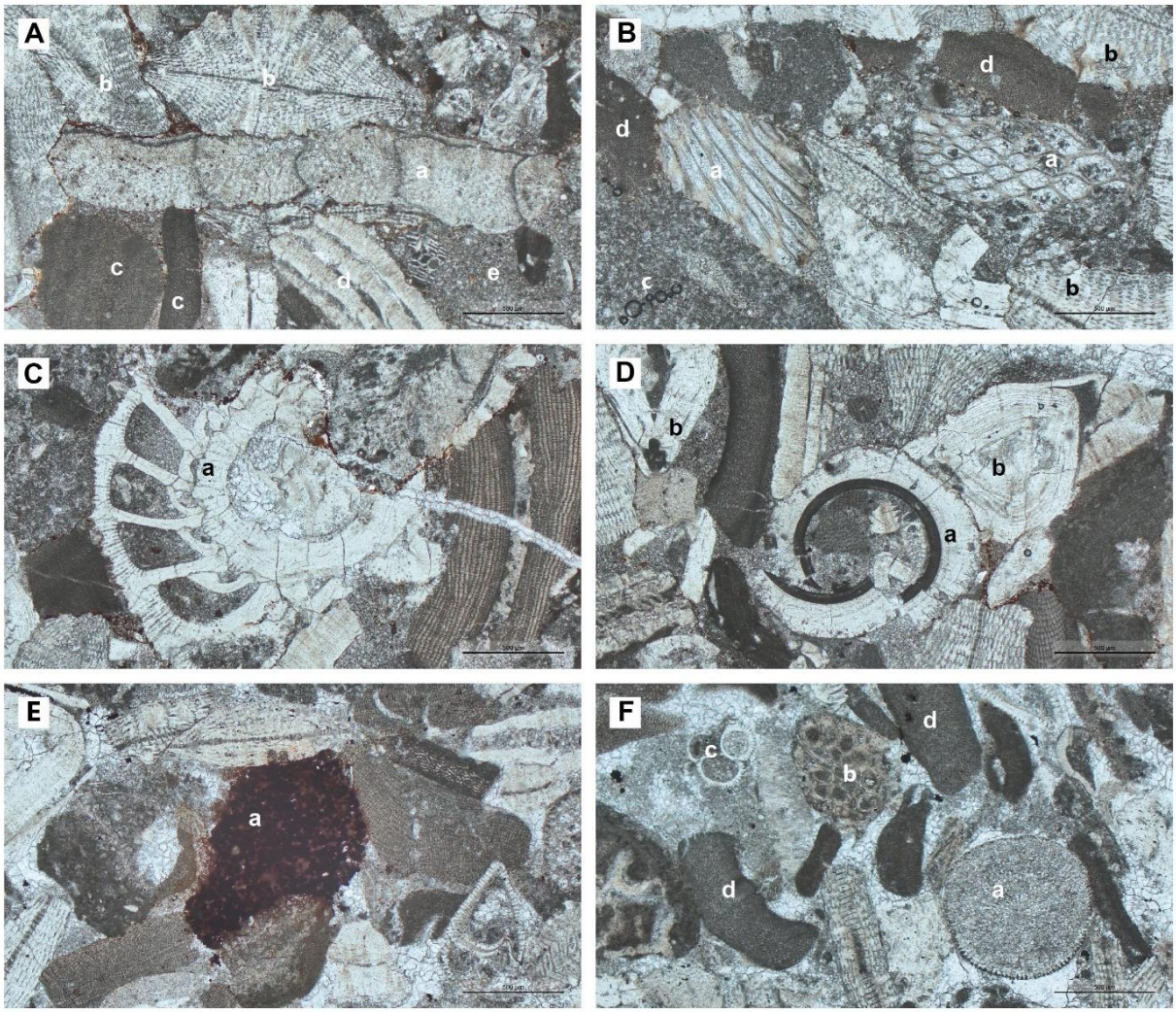
Fragmenti rudista su rijetki (jedno zrnce je nađeno), a prepoznaju se po karakterističnoj građi. Zrnce je pretaloženo iz krednih vapnenaca.

Planktonske foraminifere su razmjerno često prisutne.

Tamna organska tvar su crna, opaka zrna koja se katkada mogu nalaziti u središnjim pukotinama velikih bentičkih foraminifera, a katkada tvore samostalna zrna.

Fragmenti serpula (anelidi), odnosno serpulitidi su rijetki i zastupljeni su s razlomljenim zrncima karakterističnih poprečnih presjeka.

Glaukonitna zrna su također rijetka a raspoznaju se po nijansama zelene boje.

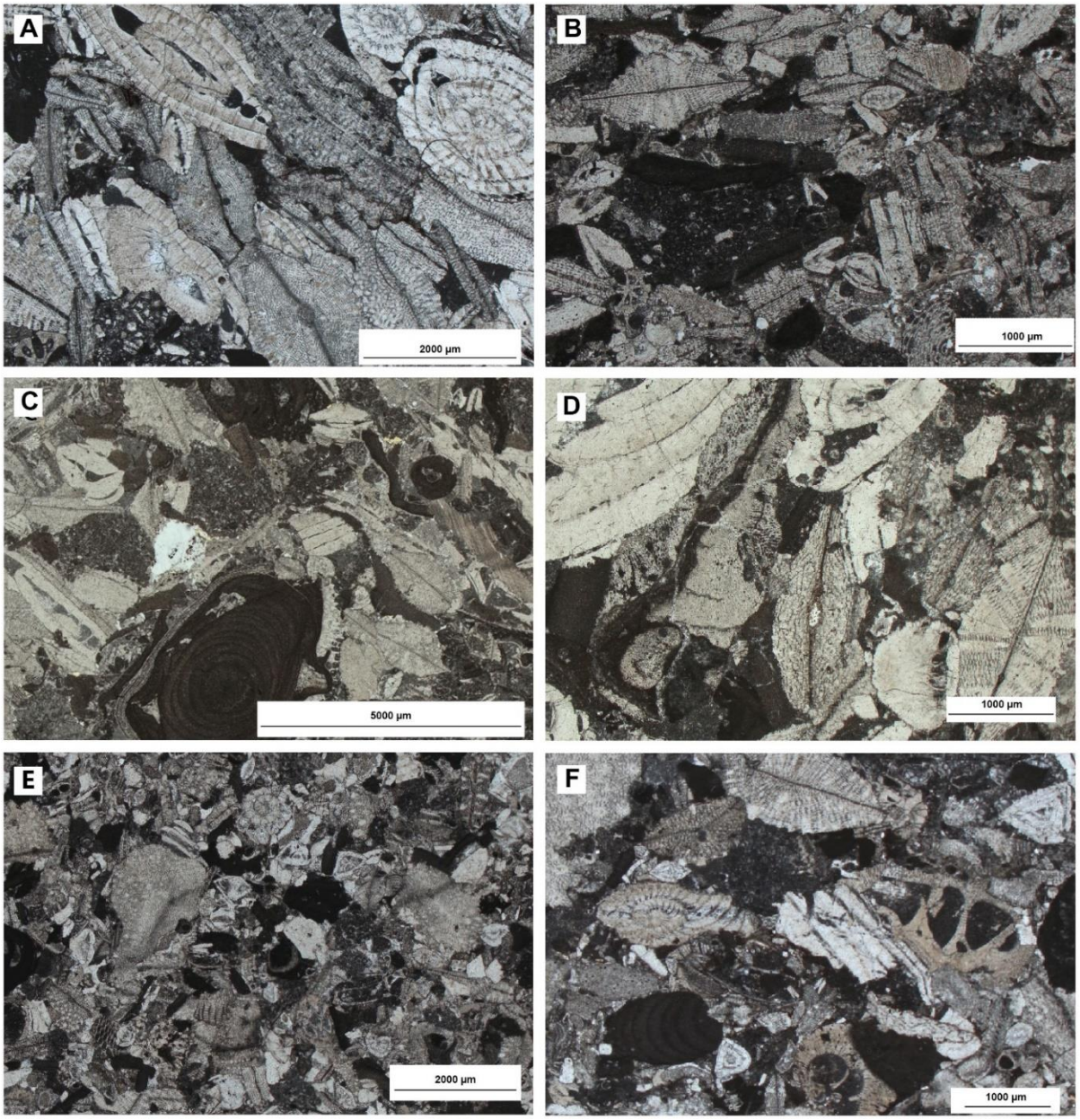


Slika 62. Mikrofotografije koje prikazuju neke sekundarne konstituente. A) bioklastični kalkarenit s obraštajućom foraminiferom (a), ortofragminama (b), crvenim algama (c) i numulitima (d). Uzorak Št-3C, lokalitet Šterna-I; B) bioklastični kalkarenit s fragmentima mahovnjaka (a), ortofragminama (b), litoklastom (c) i crvenim algama (d). Uzorak Št-3B, lokalitet Šterna-I; C) kalkarenit s neodređenom rotalidnom foraminiferom (a). Uzorak Št-3C, lokalitet Šterna-I; D) kalkarenit s kućicom serpula (a) i numulitima (b). Uzorak Št-3C, lokalitet Šterna-I; E) kalkarenit s zrncem Fe-oksida (limonita) ili pirita. Uzorak Pić-I 23, lokalitet Pićan; F) kalkarenit sa sparitiziranim mikritom koji sadrži bodlje ježinaca (a), mahovnjaka (b), litoklast s planktonskom foraminiferom (c) i crvene alge (d). Uzorak Pić-I 23, lokalitet Pićan.

Tablica 4. . Glavni i sekundarni konstituenti karbonatnog detritusa. Podaci su dobiveni *point-counting* metodom, a izraženi su u postocima (%).

		Glavni konstituenti (%)				Sekundarni konstituenti (%)														
Stup	Uzorak	Litoklasti	Ortofragmine	Numuliti	Crvene alge	Fragmenti lamelar-perforatnih f.	Mikrit	Sparit	Obraštajuće foraminifere	Mahovnjaci (Bryozoa)	Bodljikaši (Encinodermata)	Školjkaši	Neodređene rotalidne foraminifere	Neodređeni vapnenački klasti	FE-oksid (limonit)	Fragmenti rudista	Planktonske foraminifere	Tamna organska zrnca	Serpulitidi	Zrnca glaukonita
1. Plomin	PL-3	11	35	27	9	0	7	0	2	1	4	0	2	3	0	0	0	0	0	0
	PL-4	12	35	33	9	3	3	0	1	1	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0
2. Ripenda	RIP-I 12	9	23	40	11	2	1	0	1	2	4	0	4	2	0	0	0	0	0	0
3. Hum	Hum 2	13	54	9	9	11	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0
	Hum 3a 1	17	32	26	12	4	1	0	0	2	5	0	0	1	0	0	0	0	0	0
	Hum 3a 2	21	36	15	9	8	0	0	2	1	2	3	0	3	0	0	0	0	0	0
	Hum 3b	10	54	6	13	9	2	0	0	2	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0
	Hum 5a	6	52	14	7	7	5	1	0	0	1	0	1	6	0	0	0	0	0	0
	Hum 5b	3	37	3	18	14	4	1	0	4	2	0	5	9	0	0	0	0	0	0
4. Buzet	B-1	23	25	25	8	3	1	0	3	0	6	0	0	7	0	0	0	0	0	0
	B-2	7	40	15	11	11	6	0	1	2	3	0	0	2	0	0	0	0	0	0
	B-3	6	43	5	13	15	5	0	1	3	2	0	0	8	0	0	0	0	0	0
	B-4	10	45	13	11	11	0	0	1	3	2	0	0	4	0	0	0	0	0	0
	B-5	4	40	4	13	24	9	0	1	1	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0
5. Gračišće	Gračišće 1	8	33	11	20	2	7	0	0	6	4	0	7	2	0	0	0	0	0	0
	Gračišće 2	16	31	25	17	3	5	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
6. Kaldir	Kaldir 1A	1	41	5	23	14	5	0	0	3	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0
	Kaldir 1B	5	35	7	24	12	6	1	0	1	2	0	2	4	0	0	0	0	0	0
7. Katun	KAT-12																			
	KAT-I 3	6	53	6	13	8	3	0	0	2	2	0	1	4	0	0	1	1	+	0
	KK 2B	27	21	17	18	5	1	1	2	1	3	0	0	4	0	0	0	0	0	0
	KK 3A	14	26	10	25	12	0	0	0	2	4	0	3	5	0	0	0	0	0	0
	KK 3B	11	26	8	27	11	1	0	2	2	3	0	3	6	0	0	0	1	0	0
	KK 3C	6	40	6	20	13	5	0	0	1	1	1	1	4	1	0	1	0	0	0
9. Koromačno	Kor-II 2	27	16	13	28	5	5	0	0	0	3	0	0	3	0	0	0	0	0	0
	Kor-II 1	27	16	13	28	5	5	0	0	0	3	0	1	3	0	0	0	0	0	0
10. Pićan	Pić-I 35C	21	36	11	13	5	0	8	0	2	1	0	2	2	0	0	0	0	0	0
	Pić-I 23	13	21	24	20	5	1	8	0	2	0	0	1	3	0	0	0	+	+	+
11. Šublentica	Šub-II 1	6	29	11	24	10	9	0	0	0	5	2	0	4	0	0	0	0	0	0
	Šub-II 3	13	27	18	11	9	11	0	0	1	3	3	1	1	0	0	0	0	0	0

	Šub-8	16	26	28	17	4	4	0	0	0	2	0	1	1	0	0	0	0	0	0
12. Šterna I	MB 4A	27	26	13	18	6	3	0	2	3	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0
	MB 4B	21	32	16	20	1	1	0	3	2	3	0	0	1	0	0	0	0	0	0
	MB 4C	8	21	1	24	25	1	0	0	1	3	0	0	14	0	0	1	0	0	0
	MB 3B	18	29	19	18	3	2	0	2	3	2	0	1	3	0	0	0	0	0	0
	MB 3C	18	26	15	20	4	2	1	4	4	4	0	1	1	0	0	0	0	0	0
	MB2A	28	46	5	7	6	2	0	1	0	1	0	2	2	0	0	0	0	0	0
	MB2B	13	46	13	12	7	0	0	0	2	1	0	2	3	0	0	0	1	0	0
13. Šterna II	Št MB																			
	Št Ta1	23	19	26	15	7	3	0	1	3	1	0	0	2	0	+	0	0	0	0
	Št Ta2																			
14. Stari grad Kožnjak	Zagrad gradina A	16	31	16	14	11	2	2	1	0	4	0	2	2	0	0	0	0	0	0
	Zagrad gradina B	17	32	17	10	15	1	1	0	0	3	0	1	2	+	0	0	0	0	0
15. Grimalda	Grimalda Ta	17	32	16	18	4	2	0	2	3	2	+	0	3	0	0	0	0	0	0
16. Senari	Ta-1	15	35	34	9	3	1	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ta-7																			



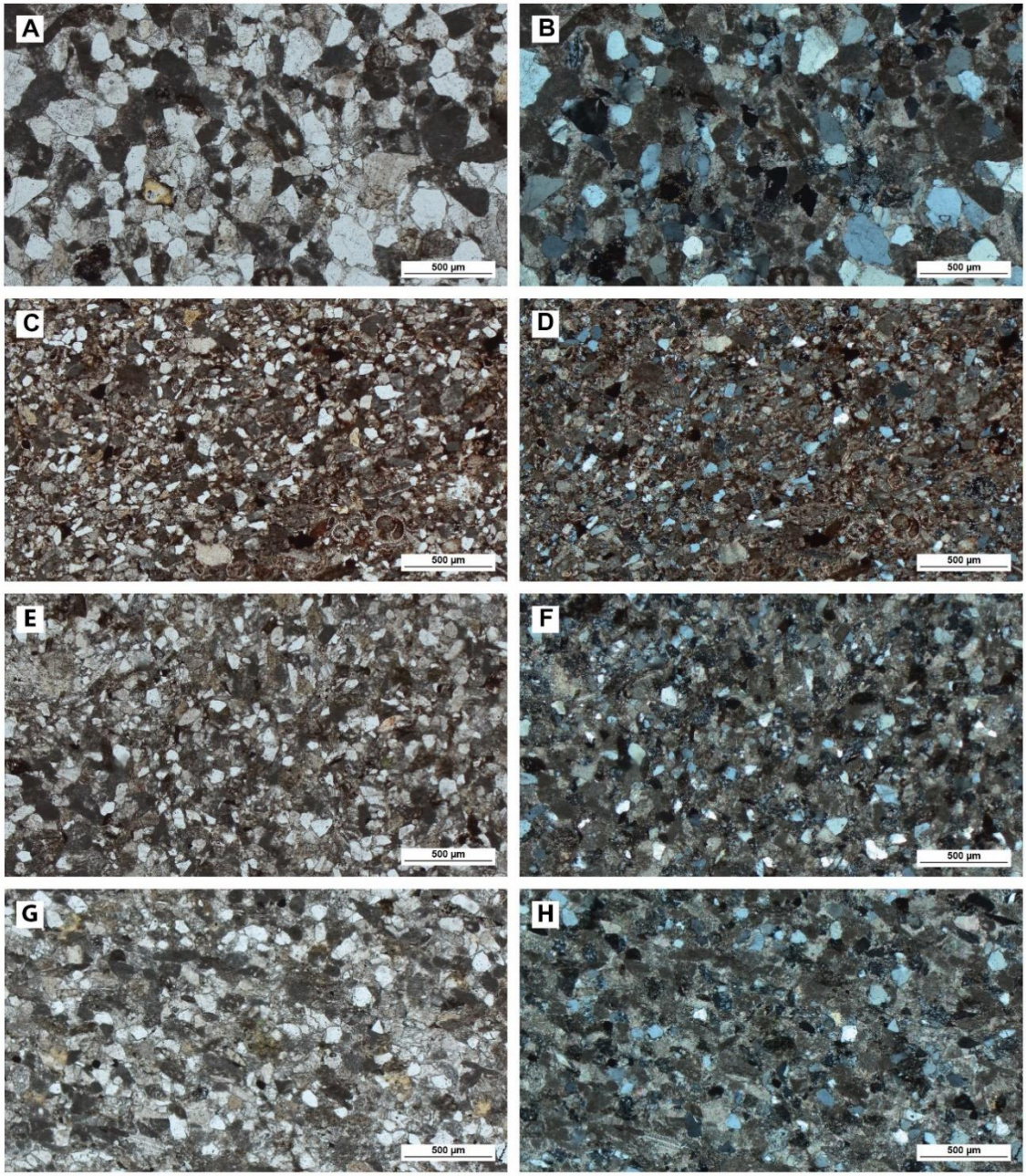
Slika 63. Gusto pakirani i razmjerno dobro sortirani foraminiferski kalkrudit kojeg čini eocenski bioklastični detritus, uglavnom ortofragmine (diskocikline) i numulitidi (numuliti i asiline), crvene alge – koralinaceje (rodoliti i kore), obraštajuće foraminifere, fragmenti ježinaca i školjkaša te litoklasti starijih vapnenaca u različitim omjerima. **A)** uzorak Pl-3, lokalitet Plomin; **B)** uzorak Gračišće-1, lokalitet Gračišće; **C)** uzorak Kor II KA1, lokalitet Koromačno; **D)** uzorak Šub-II 3, lokalitet Šublentica; **E)** uzorak Kaldir 1A, lokalitet Kaldir i **F)** uzorak Hum 3b, lokalitet Hum.

4.5. ANALIZA TEŠKE MINERALNE FRAKCIJE ODABRANIH UZORAKA

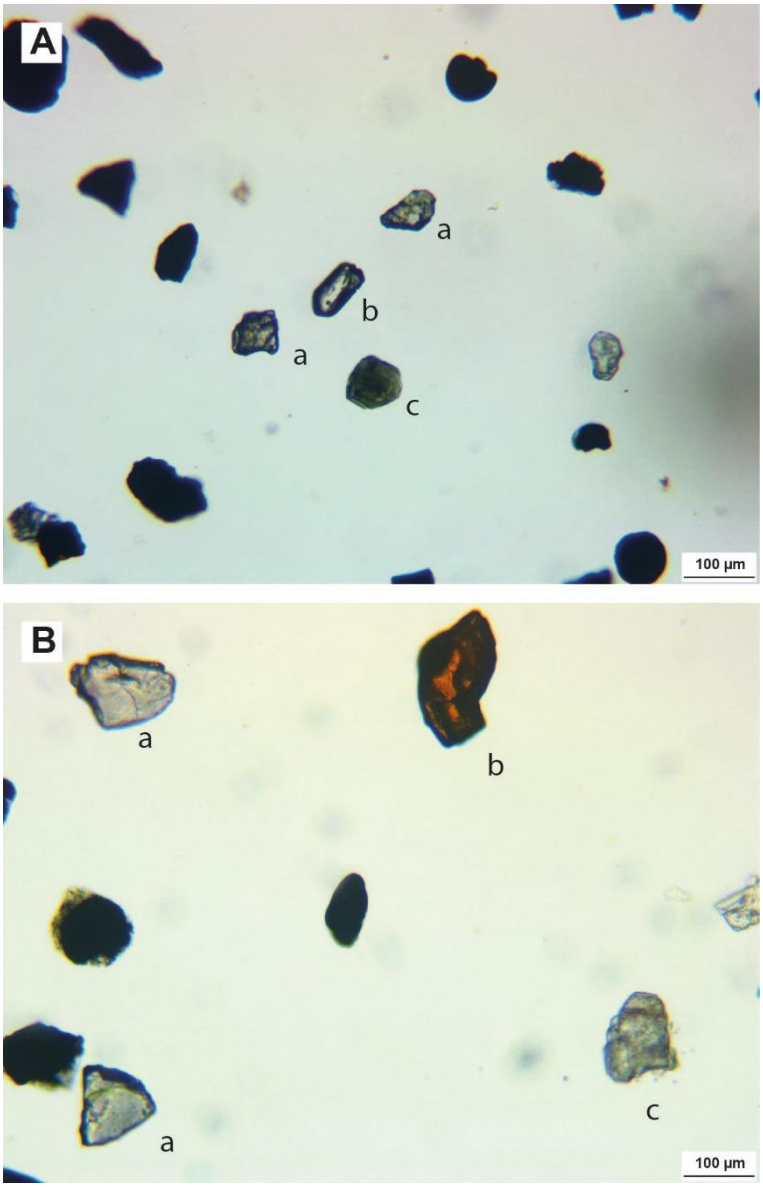
Analiza teških minerala je rađena na hibridnim arenitima koji su pripadali slojevima arenitnih turbidita (facijes 4). Mikrofotografije odabranih uzoraka su prikazane na slici 64. U teškoj mineralnoj frakciji, čiji se udio kreće između 0,26 % i 1,84 %, dominiraju opaki minerali i prozirni teški minerali. Među prozirnim teškim mineralima u većini uzoraka najzastupljeniji su granati (slika 65), a osim njih redovito su značajno zastupljeni rutil i turmalin, najrezistentniji prozirni teški minerali, te kromiti (krom spineli). Ostali teški minerali se pojavljuju u manjem udjelu i samo mjestimično.

Tablica 5. Modalni sastav teške mineralne frakcije (u %). Tumač kratica: kalc – kalcimetrija; tmf – teška mineralna frakcija**;** op – opaki minerali; bi – biotit; co – klorit; lf – litični fragmenti; pm – prozirni teški minerali; tu – turmalin; zrn – cirkon; rt – rutil; am – amfiboli; ep – epidot; zo/czo – coisit/klinocoisit; grt – granat; st – staurolit; ttn – titanit; cr – kromit; ap – apatit; x – neodređena mineralna zrna.

Uzorak	Kalc	tmf	op	bi+co	lf	pm	tu	zrn	rt	am	ep	zo	grt	st	ttn	cr	ap	x
KAT-I 9	61	0,54	59	2	2	38	7	14	8	0	1	2	49	0	2	15	0	1
KAT-I 6	63	0,28	46	15	9	30	17	10	15	3	0	1	35	1	1	13	4	0
Šterna Pš-1	48,6	0,31	77	2	+	21	13	24	18	0	2	0	37	3	0	3	0	0
Šterna Pš-2	54,99	0,26	60	2	+	38	20	14	10	0	1	0	47	0	0	6	0	2
Šterna Pš-3	49,45	0,39	66	4	+	30	30	18	12	0	3	0	26	0	0	9	0	2
Buzet 33	97,62	1,84	65	0	+	35	8	14	9	0	1	0	63	3	0	2	0	0
Grimalda Pš	71,19	0,27	75	6	+	19	30	6	7	0	1	3	43	0	0	9	0	0



Slika 64. Mikrofotografije odabranih uzoraka miješanih siliciklastično-karbonatnih slojeva. **A)** kalklitit/kalkarenacejski pješčenjak koji prikazuje uglata zrnca kvarca i litoklaste mikrita. Uzorak Šćurak III, lokalitet Šćurak; **B)** uzorak Šćurak III s uključenim analizatorom; **C)** kalklitit/kalkarenacejski pješčenjak. Uzorak Pl-pš, lokalitet Plomin; **D)** uzorak Pl-pš s uključenim analizatorom; **E)** kalkarenit s $CaCO_3$= 61 %. Uzorak KAT-I 6, lokalitet Katun; **F)** uzorak KAT-I 6 s uključenim analizatorom; **G)** kalklitit/kalkarenit s $CaCO_3$= 49 %. Uzorak Št-Pš 3, lokalitet Šterna II; **H)** uzorak Št-Pš 3 s analizatorom.



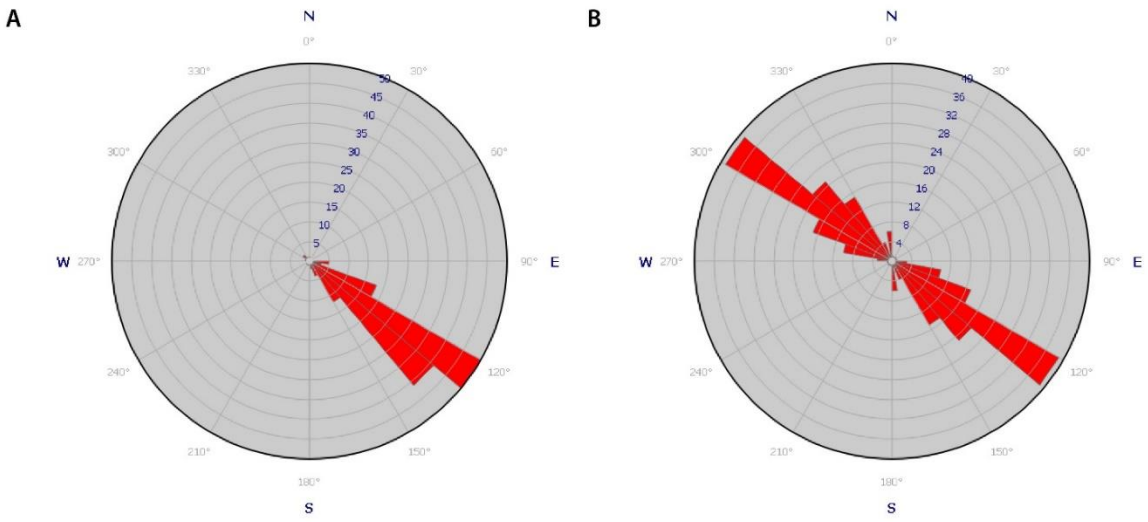
Slika 65. Mikrofotografije odabranih uzoraka teških minerala iz miješanih siliciklastično-karbonatnih slojeva. **A)** uzorak koji prikazuje granate (a), cirkon (b) i turmalin (c). Uzorak KAT-I 9, lokalitet Katun; **B)** teški minerali granati (a), rutil (b) i dolomit (c). Uzorak KAT-I 6, lokalitet Katun.

4.6. SMJER PALEOTRANSPORTA

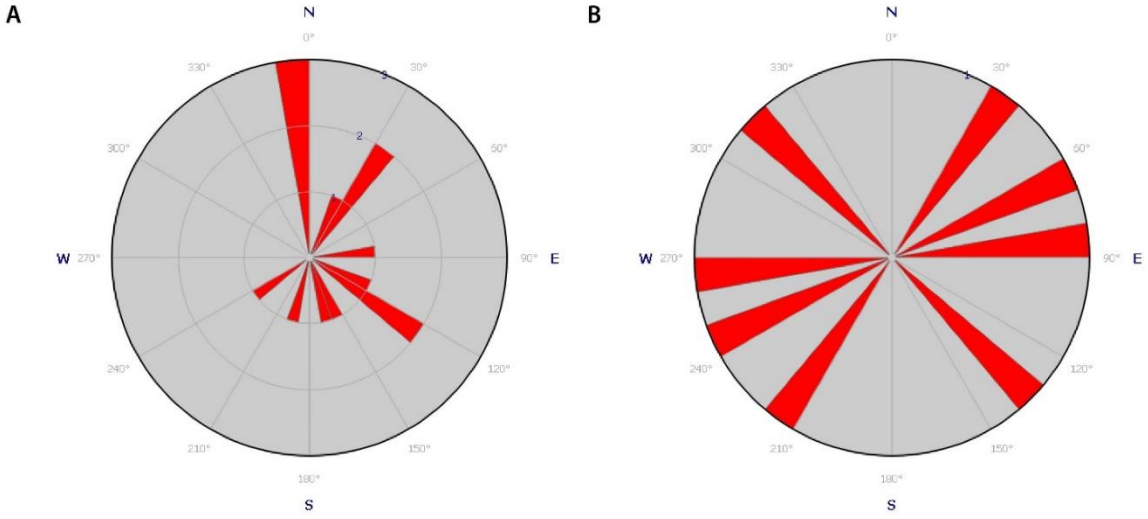
Veći dio podataka o smjeru paleotransporta je dobiven prilikom terenskih radova i mjerenjima na izdancima istraživanim za potrebe izrade ovoga doktorskog rada, a dio je preuzet iz radova izvođenih u sklopu geološkog kartiranja za OGK RH M 1:50 000.

U svrhu rekonstrukcije paleotransporta mjerena je orijentacija tragova tečenja (*flute casts*), tragova vučenja (*groove marks*) i kresta asimetričnih riplova (*ripple marks*) na gornjoj slojnoj površini. Ustanovljeno je da su najčešće i najpogodnije teksture za utvrđivanje paleotransporta u siliciklastično-karbonatnim slojevima otisci tragova tečenja (jednosmjerni podaci) i otisci tragova vučenja na donjim slojnim površinama. Većina slojeva iz slijeda fliša je uglavnom horizontalna do blago nagnuta pa su terenska mjerenja rađena direktnom metodom geološkim kompasom. Na mjestima na kojima su naslage tektonski poremećene, određeni su posebno položaj sloja i zakos teksture, a vrijednosti su naknadno preračunate (rotirane) do horizontalnog položaja sloja.

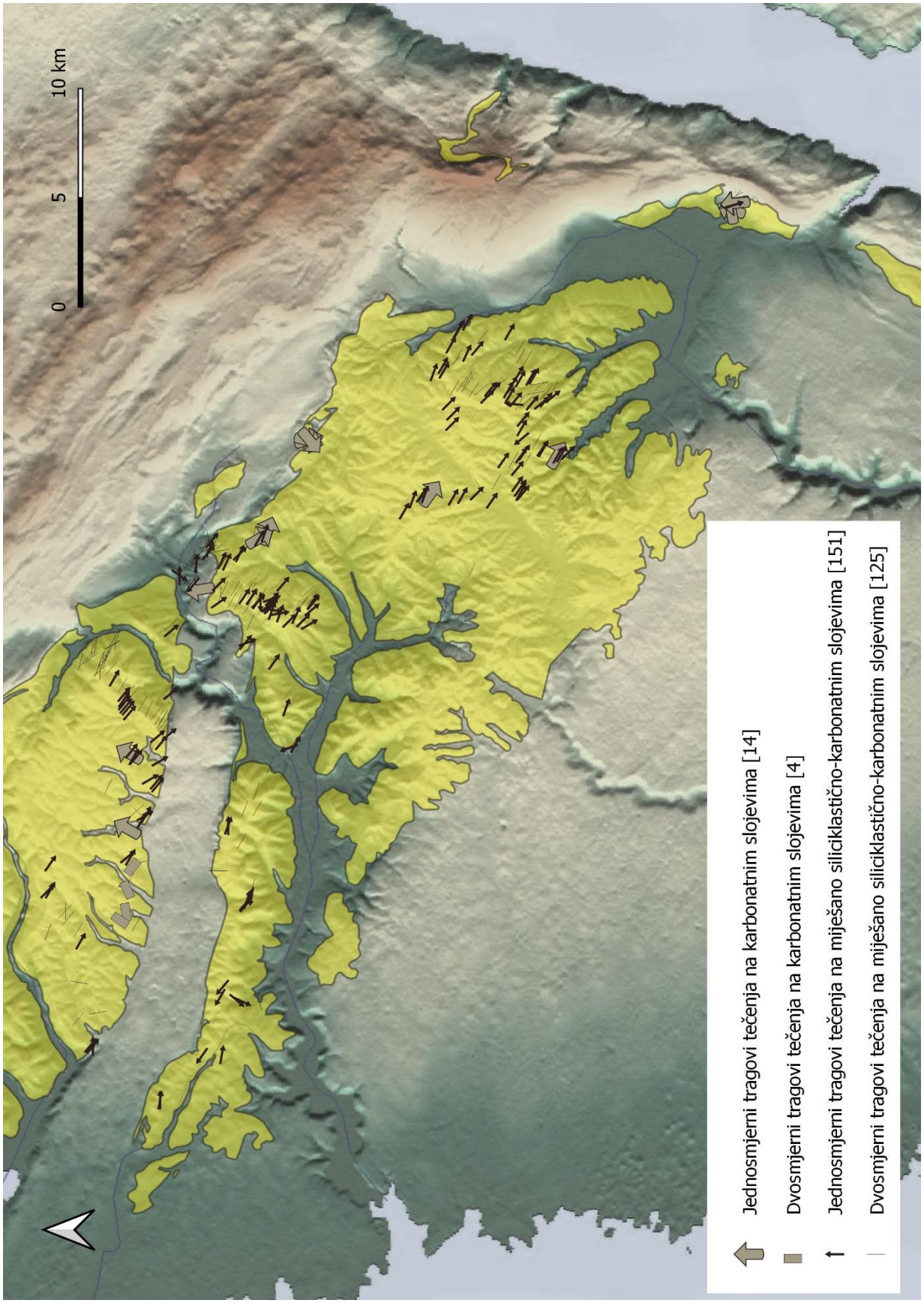
Rezultati mjerenja na siliciklastično-karbonatnim slojevima pokazuju smjerove paleotokova usmjerene generalno prema istoku–jugoistoku (110°–140°) – slika 66A i B. Na miješanim siliciklastično-karbonatnim slojevima napravljeno je 151 mjerenja na tragovima tečenja i 125 na tragovima vučenja. Mjerenja na karbonatnim slojevima ukazuju na paleotransport prema sjeveru-sjeveroistoku na ukupno 14 mjerenja (slika 67A) na tragovima tečenja i krestama asimetričnih riplova (dio Bouminog intervala Tc) te četiri mjerenja na tragovima vučenja (slika 67B). Ukupno je obrađen 294 podatak. Na miješanim siliciklastično-karbonatnim slojevima napravljeno je 151 mjerenja na tragovima tečenja i 125 na tragovima vučenja. Lokacije terenskih mjerenja su prikazane na slici 68.



Slika 66. A) smjer paleotransporta dobiven na temelju mjerenja tragova tečenja na miješanim siliciklastično-karbonatnim slojevima. Ukupan broj mjerenja n= 151; **B)** smjer paleotransporta dobiven na temelju mjerenja tragova vučenja na miješanim siliciklastično-karbonatnim slojevima. Ukupan broj mjerenja n= 125.



Slika 67. A) smjer paleotransporta dobiven na temelju mjerenja tragova tečenja i orijentacije kresti riplova na gornjoj slojnoj površini karbonatnih slojeva. Ukupan broj mjerenja n= 14; **B)** smjer paleotransporta dobiven na temelju mjerenja tragova vučenja na karbonatnim slojevima. Ukupan broj mjerenja n= 4.



Slika 68. Karta s prikazom lokacija mjerenja i smjerom paleotransporta u Istarskom flišu.

.

4.7. PALEONTOLOŠKE ODREDBE

Analize starosti na temelju zajednica planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona rađene su na lokalitetima: Plomin, Ripenda, Katun-I, Katun-II, Koromačno, Pićan i Šublentica. Pozicija uzorkovanja prikazana je na grafičkim prikazima stupova u poglavlju 4.2. Istraživane naslage prikazane su u zonama planktonskih foraminifera (P i E zone) i vapnenačkog nanoplanktona koristeći NP zone (MARTINI, 1971) i CNE zone (AGNINI, 2014). Fotografije foraminifera iz odabranih uzoraka su prikazane na slikama 77, 78, 79 i 80. Rezultati za svaki istraživani lokalitet su prikazani tablično, dok je popis određenih vrsta prikazan kao prilog na kraju rada. Starost istraživanih naslaga je određena kao lutet i barton. Na slici 76 je prikazana korelacija rezultata dobivenih istraživanjem, odnosno analizom nanofosila i foraminifera, pri čemu je za nanofosile prikazana zonacija NP (MARTINI, 1971).

Plomin

Uzorak	**Planktonske foraminifere**	**Nanoplankton**
PL-15	/	NP16/NP17 (CNE15/CNE16)
PL-13	/	NP16/NP17 (CNE15/CNE16)
PL-11	/	NP16/NP17 (CNE15/CNE16)
PL-10	P11 do donji dio P12= E9 do E10	NP16/NP17 (CNE15/CNE16)
PL-9	P11 do donji dio P12= E9 do E10	NP16/NP17 (CNE15/CNE16)

Starost istraživanog intervala Plomin, koji se sastoji od kompleksnog sloja (megasloja) i naslaga turbidita u njegovoj krovini, određena je prema starosti dobivenoj analizom nanoplanktona. Zajednica planktonskih foraminifera je bila oskudna i nije ukazivala na određeni interval osim u klastima lapora iz debrita (divizije I kompleksnog sloja) te starost klasta odgovara zoni planktonskih foraminifera P11 do P12. Ova pojava ukazuje da su klasti pretaloženi iz starije podloge navedene starosti. Determinirane planktonske foraminifere su spljoštene što ukazuje na visoko tektonsko naprezanje te su teže odredive. Starost cijelog intervala Plomin je u intervalu zone vapnenačkog nanoplanktona od NP16 do NP17. Mjesta uzorkovanja su prikazana na karti na slici 19.

Ripenda

Uzorak	Planktonske foraminifere	Nanoplankton
Rip-5	P12= E10 do E11	NP17 (CNE15)
Rip-3	P12= E10 do E11	NP16/NP17 (CNE 14/CNE15)
Rip-1	donji dio P12=E10	NP16/NP17 (CNE 14/CNE15)
Rip-I 11	P11 i donji dio P12= E9–E10?	NP16/NP17 (CNE14)
Rip-I 10	P11 i donji dio P12= E9–E10?	/

Starost istraživanog intervala Ripenda određena je na temelju zajednica planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona. Starost donjeg dijela slijeda, na kojem su prikupljeni uzorci RIP-I 10 i RIP-I 11 određena je prema dobro sačuvanoj zajednici planktonskih foraminifera kao P11. U gornjem dijelu intervala starost određena pomoću zajednica planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona pokazuje slijed od starijeg (Rip-1) prema mlađem (Rip-5), kao što je i superpozicijski zabilježeno na prikazanom stupu. Starost intervala je određena od E9 do E11 zone planktonskih foraminifera. U uzorku Rip-5 su planktonske foraminifere loše sačuvane i ne može se točno utvrditi kojoj zoni taj uzorak pripada te vjerojatno zbog toga postoji i minimalna nepodudarnost u starosti.

Katun

Uzorak	Planktonske foraminifere	Nanoplankton
KAT-I 10	nema fosila	NP17 (CNE15)
KAT-I 8	nema fosila	NP17
KAT-I 7	zona P12 i možda P13= E10 i E11 (E12)	NP17 (CNE15)
KAT-I 6a	zona P12= E 10 i E11	NP16/NP17
KAT-I 5	zona donji dio P12= E10	Gornji dio NP16 (CNE14)
KAT-I 4	zona P11= E9	Gornji dio NP15 i NP16 (CNE13/14)
KAT-I 2	zona P11= E9	Gornji dio NP15 i NP16, (CNE13/14)
KAT-I 1	zona P11= E9	/
KAT-I 11	zona P11= E9	/

Stratigrafski slijed intervala Katun-I dokazan je i sa zajednicama planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona te se proteže od E9 do E11 ili od P11 do P12 zone planktonskih foraminifera. Zajednice vapnenačkog nanoplanktona pripadaju zonama NP16 i NP17. Uzorci KAT-I 8 i KAT-I 10 pripadaju lokalitetu Katun-II i pokazuju mlađu starost što je u skladu s terenskim opažanjima jer je Katun-II u krovini lokaliteta Katun-I. U uzorcima KAT-I 8 i KAT-I 10 nisu pronađene planktonske foraminifere te je starost određena na temelju vapnenačkog nanoplanktona. Odabrane jedinke uzorka KAT-I 11 su prikazane na SEM fotografiji na slici 70.

Koromačno

Uzorak	**Planktonske foraminifere**	**Nanoplankton**
K-22	Zona P14 ili E13	NP16/17 (CNE14/CNE15?)
K-7	Zona P14 ili E13	NP16 (CNE14)
K-15	/	/
K-14	nema planktonskih foraminifera	NP16/17
K-13	Zona P14 ili E13	NP16/17 (CNE15)

Starost uzoraka dobivena analizama planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplankotna je u skladu s izmjerenim stratigrafskim slijedom. Starost intervala Koromačno je određena kao P14 ili E13 zona planktonskih foraminifera ili NP16/17 zona vapnenačkog nanoplanktona. Uzorak K-7 je uzorak klasta lapora iz debritnog dijela i na temelju vapnenačkog nanoplanktona pokazuje nešto stariju stratigrafsku pripadnost – NP16 (CN14). U uzorcima K-7 i K-22 je pronađena znatna količina bentičkih foraminifera.

Pićan

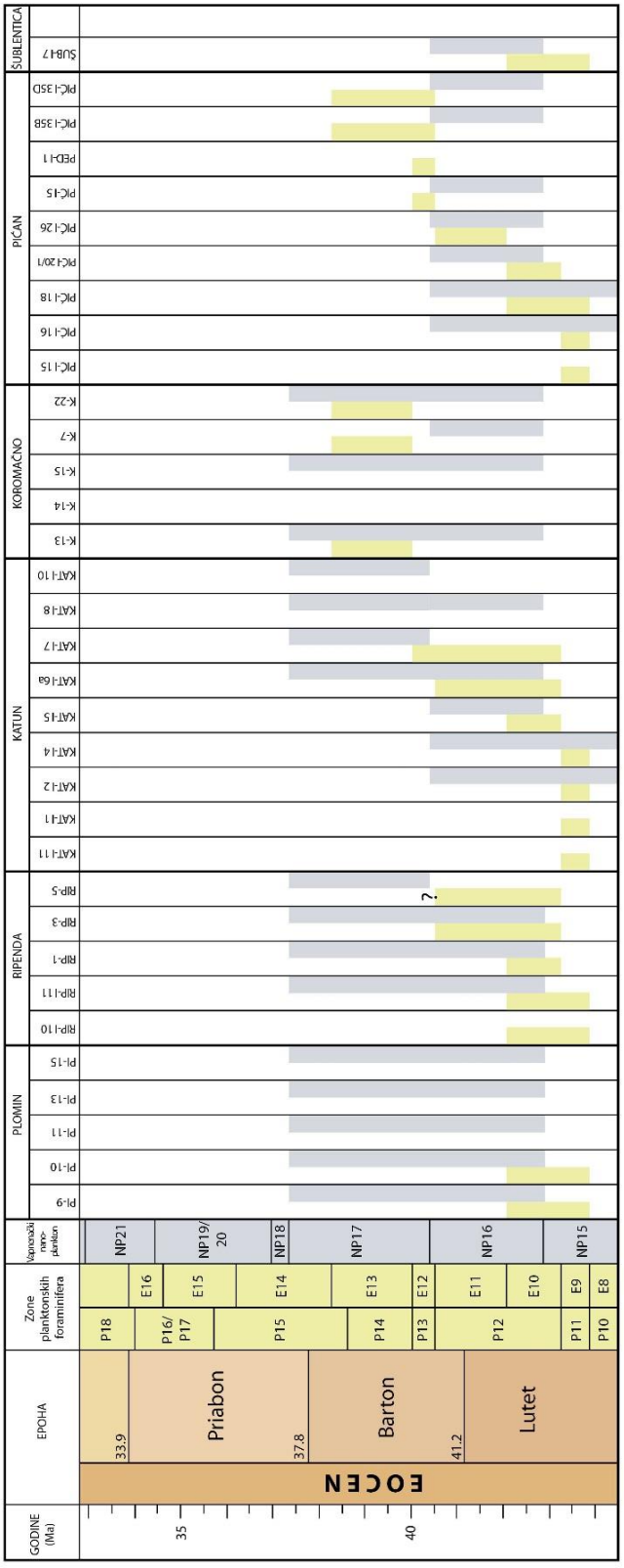
Uzorak	**Planktonske foraminifere**	**Nanoplankton**
Pić-1 35D	P13, P14= E12, E13	Gornji dio NP16 (CNE14)
Pić-1 35B	P13, P14= E12, E13	Gornji dio NP16 (CNE14)
Ped-I 1	P13= E12	/
Pić-I 5	P13= E12	Gornji dio NP16 (CNE14)
Pić-I 26	Gornji dio P12= E11	Gornji dio NP16 (CNE14)
Pić-I 20/1	Donji dio P12= E10	Gornji dio NP16 (CNE14)
Pić-I 18	P11 i donji dio P12= E9 i E10	Gornji dio NP15 i NP16
Pić-I 16	P11= E9	Gornji dio NP15 i NP16
Pić-I 15	P11= E9	/

Starost uzoraka dobivena analizama planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona je u skladu s izmjerenim stratigrafskim slijedom. Donji dio intervala (uzorci Pić-I 16 i Pić-I 18) pripadaju gornjem dijelu zone NP15 ili zoni NP16 vapnenačkog nanoplantona, dok su ostali uzorci svrstani samo u NP16 zonu. Zone planktonskih foraminifera su određene od P11= E9 (donji dio stupa, uzorci Pić-I 15 i Pić-I 16) do P13 ili P14 (E12 ili E 13) zonama. Izdvojeni interval vapnenačkog Pićanskog sloja pripada P13 zoni. Odabrane jedinke uzoraka Pić-I 20/1, Pić-I 26 i PED-I 1 su prikazane na SEM fotografijama na slikama 71, 72 i 73.

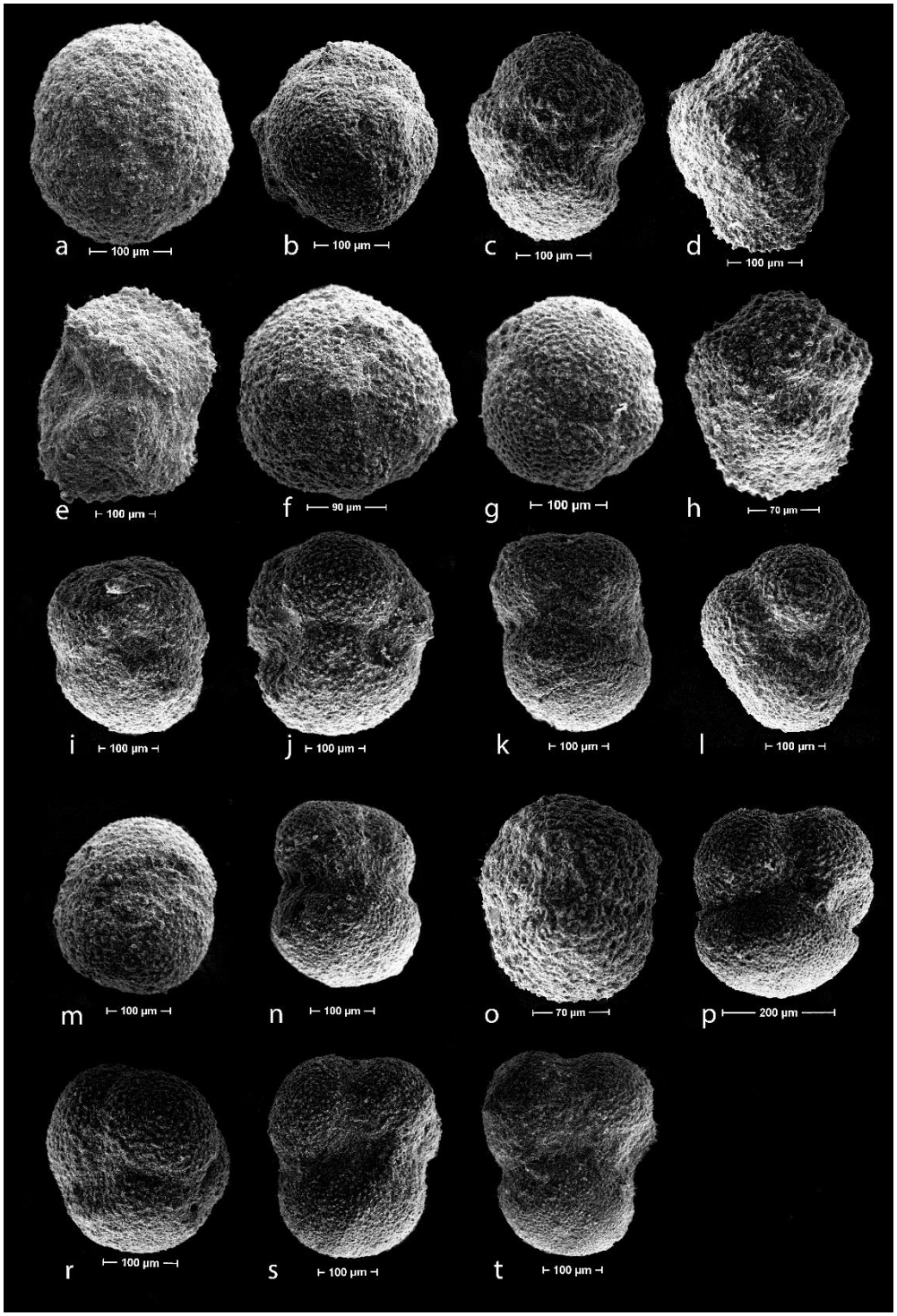
Šublentica

Uzorak	**Planktonske foraminifere**	**Nanoplankton**
Šub-7	P11 i donji dio P12=E9 i E10	NP16 (CNE14)

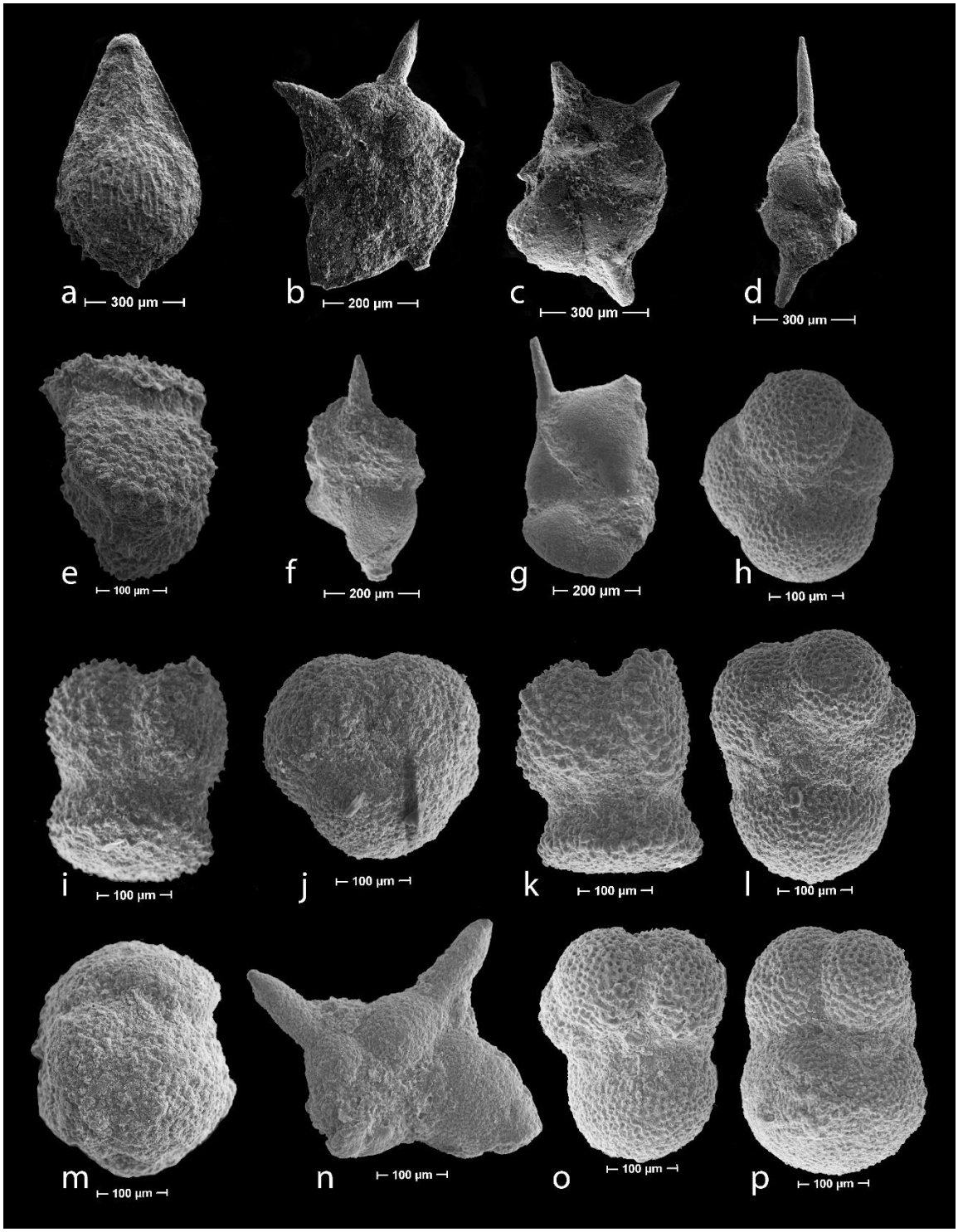
Na lokaciji Šublentica napravljena je jedna analiza koja pokazuje starost u zoni P11 ili donji dio zone P12 planktonskih foraminifera.



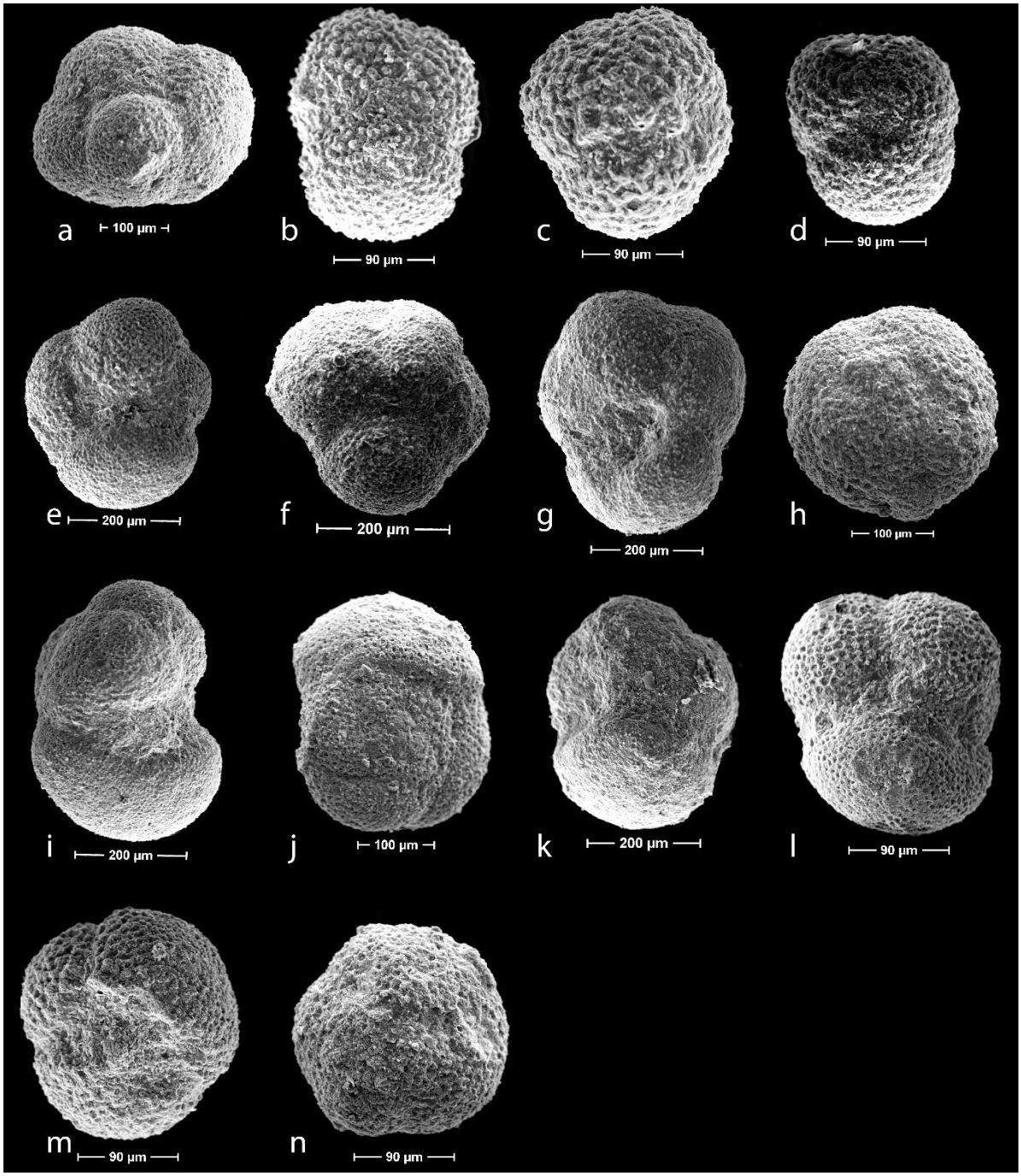
Slika 69. Tablični prikaz rezultata analiza starosti dobivenih pomoću planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona. Starosti i zone su preuzete iz VANDENBERGHE i sur. (2012). Sive trake označuju raspon zone dobivene analizama nanofosila, a žute trake označuju raspon zone dobiven analizama planktonskih foraminifera.



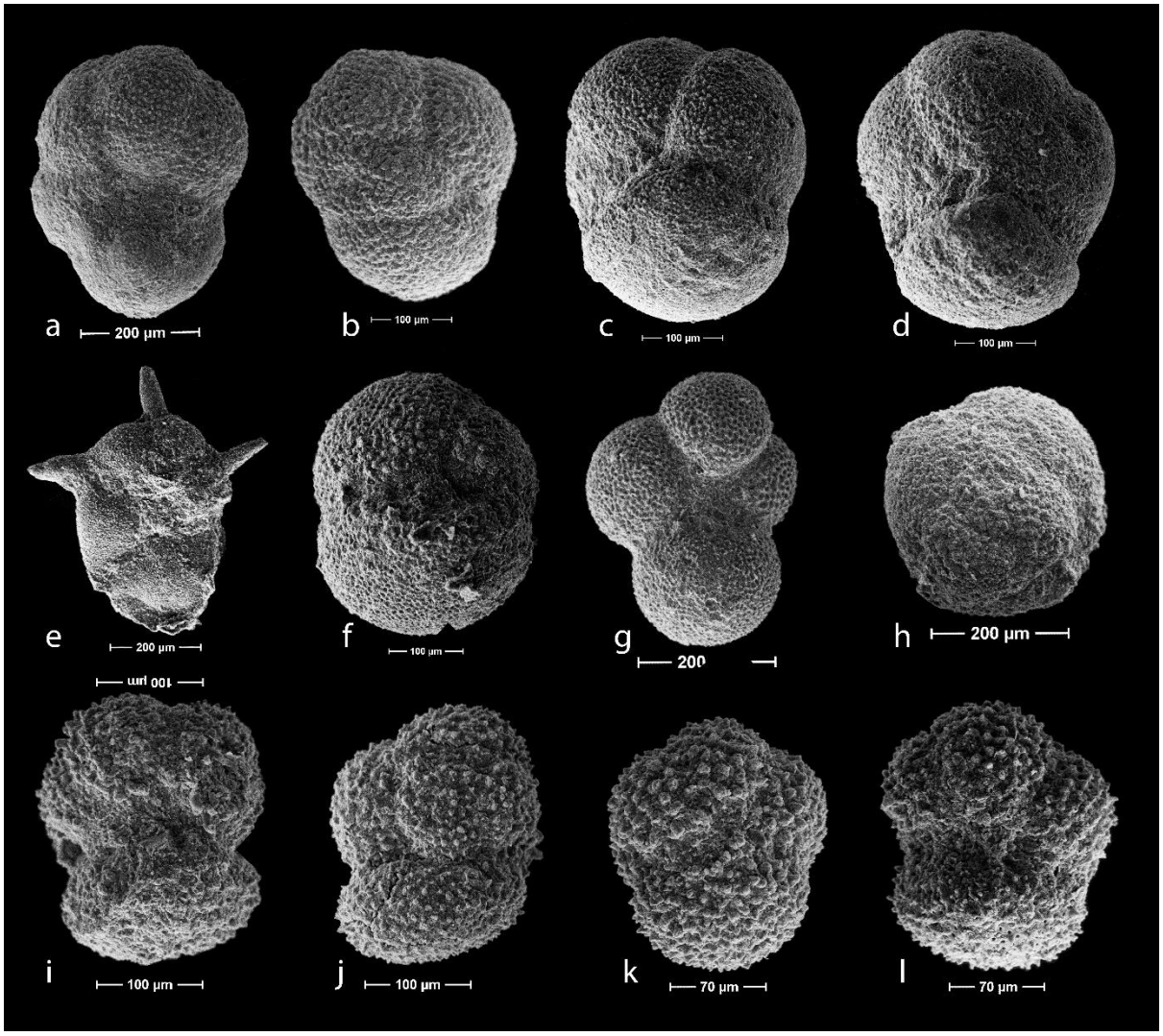
Slika 70. SEM fotografije odabranih planktonskih foraminifera iz uzorka KAT-I 11, stup Katun-I. Zona E9= P11. **a)** *Globigerinatheka* sp.; **b)** *Globigerinatheka curryi* Proto Decima i Bolli; **c)** *Morozovelloides* sp.; **d)** *Morozovelloides crassatus* (Cushman);**e**) *Morozovelloides crassatus* (Cushman); **f)** *Globigerinatheka mexicana* (Cushman); **g)** *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya); **h)** *Morozovelloides crassatus* (Cushman); **i**) *Globigerinatheka korotkovi* (Keller); **j)** *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya); **k)** *Subbotina linaperta* (Finlay); **i)** *Subbotina* sp.; **m)** *Globigerinatheka* sp.; **n)** *Turborotalia frontosa* (Subbotina); **o)** *Morozovelloides crassatus* (Cushman); **p)** *Subbotina jacksonensis* (Bandy); **r)** *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya); **s)** *Subbotina roesnaesensis* Olsson i Berggren; **t)** *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl i Applin).



Slika 71. SEM fotografije odabranih planktonskih foraminifera iz uzorka Pić-I 20/1, stup Pićan. Starost E10= donji dio P12. **a)** *Fissurina sp*., bentička foraminifera; **b)** *Hanktkenina* cf. *lehneri Cushman* i Jarvis; **c)** *Hanktkenina* cf. *dumblei* Weinzierl i Applin; **d)** *Hanktkenina* cf. *liebusi* Shokhina; **e)** *Acarinina praetopilensis* (Blow); **f)** *Hantkenina* sp.; **g)** *Hantkenina* cf. *liebusi* Shokhina; **h)** *Subbotina hagni* (Gohrbandt); **i)** *Acarinina praetopilensis* (Blow); **j)** *Globigerinatheka* sp.; **k)** *Acarinina topilensis* (Cushman); **l)** *Subbotina eocaena* (Guembel); **m)** *Globigerinatheka korotkovi* (Keller); **n)** *Hantkenina* cf. *lehneri* Cushman i Jarvis; **o)** *Globigerina officinalis* Subbotina; **p**) *Subbotina linaperta* (Finlay).



Slika 72. SEM fotografije odabranih planktonskih foraminifera iz uzorka Pić-I 26, stup Pićan. Starost gornji dio P12= E11. **a)** *Subbotina corpulenta* (Subbotina); **b)** *Acarinina* sp.; **c)** *Subbotina senni* (Beckmann); **d)** *Subbotina senni* (Beckmann); **e)** *Subbotina jacksonensis* (Bandy); **f)** *Subbotina corpulenta* (Subbotina); **g)** *Subbotina* sp.; **h)** *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich i Tappan); **i)** *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine i Bolli); **j)** *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine i Bolli); **k)** *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine i Bolli); **l)** *Subbotina jacksonensis* (Bandy); **m)** *Globigerinatheka* sp.; **n)** *Globigerinatheka* sp.



Slika 73. SEM fotografije odabranih planktonskih foraminifera iz uzorka Ped-I 1, stup Pićan. Starost P14= E13. **a)** *Turborotalia altispiroides* Bermúdez; **b)** *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich i Tappan; **c)** *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine i Bolli); **d)** *Turborotalia cerroazulensis* (Cole); **e)** *Hantkenina* cf. *compressa* Parr; **f)** *Globigerinatheka indeks* (Finlay); **g)** *Globorotaloides quadrocameratus* Olsson, Pearson i Huber; **h)** *Globigerinatheka luterbacheri* Bolli; **i)** *Acarinina mcgowrani* (Wade i Pearson); **j)** *Acarinina mcgowrani* (Wade i Pearson); **k)** *Acarinina collactea* (Finlay); **l)** *Acarinina mcgowrani* (Wade i Pearson).

5. RASPRAVA

5.1. RAZVOJ ISTARSKOG FLIŠKOG BAZENA

U ovom istraživanju zabilježena su tri tipa početnog stratigrafskog razvoja Istarskog fliša: 1) razvoj iz Foraminiferskih vapnenaca preko Prijelaznih naslaga i Globigerinskih lapora, 2) izravno na Foraminiferskim vapnencima bez značajnog intervala masivnog lapora (opisano na lokalitetima Ripenda i Katun-I) i 3) na vapnencima gornje krede (opisano na lokalitetu Šublentica). Navedene razlike u stratigrafskom razvoju su vjerojatno posljedice izraženog i dinamičnog razvoja paleoreljefa samog bazena tijekom njegovog formiranja. Izraženi paleoreljef uvjetovao je i različite paleookoliše unutar *foredeep* bazena u kojima su se taložili razni tipovi dubokomorskih sedimenata: pelagički lapori i raznoliki karbonatni klastiti (i karbonatne rampe). Dinamični paleoreljef je mogao tvoriti topografske barijere ili čak i manje podbazene u vrijeme taloženja samog fliša, pogotovo u početnoj fazi.

Prostorno ograničeni bazeni mogu utjecati na sedimentaciju pa prema literaturi (PICKERING i HISCOTT, 1985; MARJANAC, 1990; SINCLAIR i TOMASSO, 2002) pa se turbiditi koji se talože u prostorno ograničenom bazenu nazivaju *contained turbidites* (ili *pondend turbidites*, prostorno ograničeni turbiditi), a karakteriziraju ih pojave: 1) debelih intervala madstona (lapora), 2) kompleksni zapis smjerova paleotokova, 3) dominacije slojeva velike debljine, 4) kompleksnih intervala gradacije, 5) ostataka istiskivanja vode iz sedimenta i 6) *onlap* geometrija slojeva. Slojevi koji zadovoljavaju neke od ovih kriterija su opisani u istraživanim slijedovima u donjim dijelovima fliške sukcesije u kojoj dominiraju karbonatni ruditni turbiditi velike debljine i kompleksnih tekstura (npr. ponavljanje Bouminih intervala). Primjeri slojeva s debelim intervalom lapora, koji mogu ukazivati na prostorno ograničene, nalaze se u donjim dijelovima slijeda Istarskog fliša na lokacijama Ripenda, Katun-I, Buzet i Šterna-I.

Prema opisanim facijesima možemo zaključiti da se Istarski fliš taložio u dubokomorskom okolišu, gravitacijskim tokovima i hemipelagičkom sedimentacijom ispod valne baze olujnog vremena. Također, prema redoslijedu facijesa u stratigrafskom slijedu te prema sastavu naslaga moguće je izdvojiti superponirajuće zone (jedinice) unutar Istarskog fliša. Izdvajanje na takve zone, koje su odraz različitih okoliša taloženja i njihovih promjena pa posljedično i za njih vezana taloženja sedimenta, opisana su ranije u MULDINI-MAMUŽIĆ (1964), na istraživanim naslagama sjevernog dijela Istarskog fliškog bazena (kod mjesta Buzet, Draguć i Kotli).

MULDINI-MAMUŽIĆ (1964) opisuje sloj iznad serije lapora, koji je oko 3 m debljine, a sastoji se od numulitne breče na kojoj slijede naslage dobro slojevitog fosilifernog pješčenjaka te ove naslage smatra granicom između Globigerinskog lapora i naslaga lapora u gustoj izmjeni s pješčenjacima, koji slijede iznad gore navedenih, repernih naslaga (numulitne breče). Autorica još navodi da se te dvije serije razlikuju petrografski i faunistički te zaključuje da u donjoj seriji prevladava facijes lapora u izmjeni s biokalkarenitima i sadrži bogatu asocijaciju planktonskih foraminifera, a u gornjoj seriji prevladava lapor u izmjeni s kvarckalkarenitima uz rijetku pojavu biokalkarenita.

MARINČIĆ i sur. (1996) također izdvajaju različite jedinice unutar Istarskog fliša i to na: a) Globigerinske lapore, b) donji fliš i c) gornji fliš. MARINČIĆ i sur. (1996) definiraju tranziciju iz Globigerinskih lapora u donji dio fliša kod pojave debljih slojeva arenita. U donjoj fliškoj jedinici dominiraju karbonatni slojevi (turbiditi) koju su uglavnom do 30 cm debljine, ali pojavljuju se i slojevi do 12 m s brečama (debritima) u donjem dijelu. Isti autori navode da se karbonatni turbiditi donje jedinice sastoje od bioklastičnog materijala: kućica numulita i diskociklina, fragmenata koralinaceja i u manjoj mjeri planktonskih foraminifera. Gornji dio Istarskog fliša opisuju kao džepove (vjerojatno zbog ograničene rasprostranjenosti) koje čine hibridni turbiditi, koji se sastoje od hibridnog arenitnog dijela debljine oko 10 cm i 10–40 cm debelog intervala lapora.

U istraživanom slijedu kod mjesta Pedrovica (BABIĆ i sur., 2007), fliške naslage podijeljene su na: a) bazalne lapore, b) srednju jedinicu i c) gornju jedinicu. Bazalni lapori su masivni lapori i odgovaraju litostratigrafskoj jedinici Globigerinskih lapora. Prema BABIĆ i sur. (2007) starost bazalnih lapora na ovoj lokaciji je donji dio P12 zone ili E10 zona na temelju planktonskih foraminifera, a na temelju vapnenačkog nanoplanktona NP16. Srednja jedinica sastoji se od intervala lapora i slojeva karbonatnih klastita. Prema zajednicama planktonskih foraminifera ova zona svrstana je u gornji dio P12 biostratigrafske zone. Gornja jedinica se sastoji od izmjene lapora i slojeva pješčenjaka u kojima dominira karbonatni detritus, ali sadrže do oko 20 % zrna kvarca, tj. u gornjoj zoni dolazi do povećanja siliciklastične komponente. Prema planktonskim foraminiferama starost ove jedinice je najgornji dio P12 ili P3 zone.

U ovom istraživanju pojava pokrupnjavanja i podebljavanja na više unutar arenitnih intervala zapažena je na stupovima Katun-I, Buzet, Šterna-I te je vezana za stratigrafski više horizonte Istarskog fliša i slojeve s većom komponentom siliciklastičnog detritusa u sastavu. Prema ranijim istraživanjima (MULDINI-MAMUŽIĆ, 1964; MARINČIĆ i sur., 1996; BABIĆ

i sur., 2007) i rezultatima iz ovog istraživanja, možemo izdvojiti tri jedinice unutar samog fliša: a) **Globigerinske lapore (donju jedinicu)**, b) **srednju jedinicu** i c) **gornju jedinicu.**

Donja jedinica (Globigerinski lapor) je karakterizirana masivnim laporom (slojevi facijesa F6) i relativno čistom pelagičkom sedimentacijom s rijetkim slojevima kalkarenita te je ta jedinica stratigrafski najniža i nije razvijena na svim lokalitetima (npr. Šublentica).

Srednja jedinica je karakterizirana izmjenom hemipelagičkog lapora i karbonatnih turbidita koji su sastavljeni uglavnom od intrabazenskog bioklastičnog materijala čije su porijeklo karbonatne rampe koje su se nalazile na plićim rubovima bazena. Ova jedinica je najzastupljenija na istraživanim lokalitetima. Jedinici pripadaju sedimenti facijesa lapora s rijetkim slojevima arenita (facijes F5), te ruditni turbiditi (facijes F3) i megaslojevi (facijes F2).

Gornja jedinica se sastoji uglavnom od turbidita hibridnog (oko 50 % siliciklastične komponente) i siliciklastičnog (više od 50 % siliciklastične komponente) sastava te ju karakterizira učestala izmjena arenitnog i laporovitog intervala (sekvencija pokrupnjavanja i podebljavanja na više). Pojava slojeva s većom siliciklastičnom komponentom označava početak donosa ekstrabazenskog siliciklastičnog (terigenog) materijala u bazen tj. promjenu izvorišta. Sedimenti ove jedinice su facijesa arenitnih turbidita (facijes f4), ali mogu se naći i ruditni turbiditi (Buzet).

Ovakva podjela je zabilježena na opisanim lokalitetima u ovom istraživanju gdje stratigrafski slijed Istarskog fliša započinje na Prijelaznim naslagama (Naslage s rakovicama), a nastavlja se Globigerinskim laporom te srednjom i gornjom jedinicom kako je opisano u literaturi na drugim lokacijama u Istri (MARINČIĆ i sur., 1996; BABIĆ i sur., 2007). Lokaliteti s ovim slijedom su Buzet, Šterna-I i dijelom Pićan. Na lokalitetu Katun-I interval debljina Globigerinskih lapora je neznatna, čime se razlikuje od ostalih razvoja. Također, iznimka je lokalitet Ripenda gdje se na Foraminiferskim vapnencima brzo pojavljuju krupni karbonatni klastiti (Ripenda breče).

Na lokalitetima na kojima je istraživan samo segment fliškog slijeda moguće je procijeniti kojoj fliškoj jedinici pripada i koji je relativni stratigrafski horizont na temelju zastupljenih sedimentnih facijesa i sastava sedimenata. Na ovaj način može se zaključiti da su intervali na lokalitetima Plomin i Hum dijelovi srednje fliške jedinice. Zbog velike zastupljenosti slojeva sa znatnom količinom siliciklastične komponente interval na lokalitetu Šterna-II je procijenjen

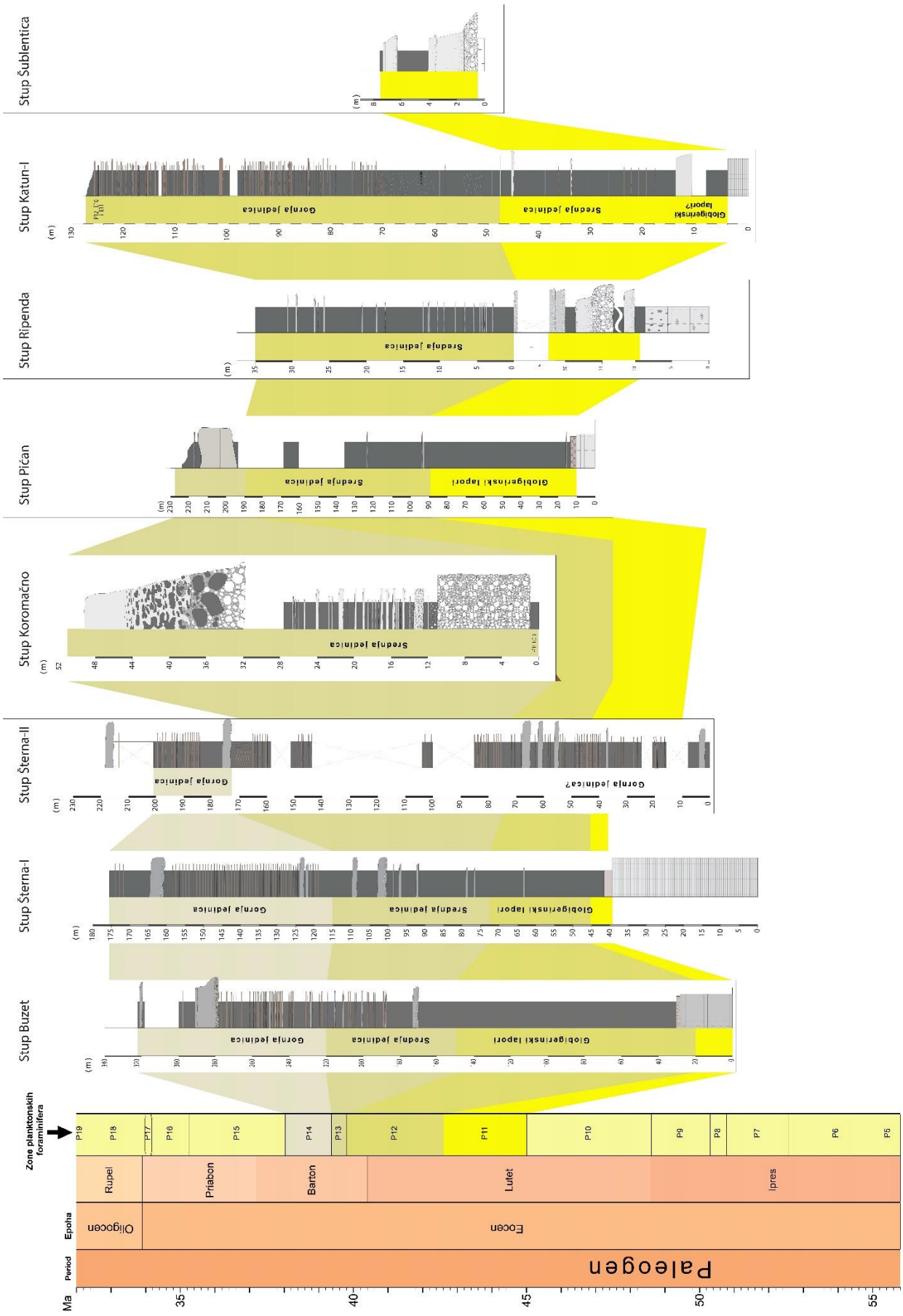
kao dio gornje jedinice fliša. Slučaj koji odskače je već spomenuti lokalitet Šublentica gdje su naslage fliša u izravnom kontaktu s vapnencima gornje krede te nedostaje dio paleogenskog slijeda. Također, u slučajevima kada slijed nije tektonski poremećen, moguće je procijeniti pripadnost jednice na temelju hipsometrijeke udaljenosti od stratigrafske podine. Na taj način procijenjena je relativna pozicija stupa Kaldir.

Treba se dodatno napomenuti da je pojava karbonatnih slojeva (pogotovo ruditnih turbidita, facijes F3) zastupljena na svim stratigrafskim razinama fliškog slijeda. Na nižim razinama stratigrafske ispune, karbonatne slojeve facijesa F3 nalazimo na lokalitetima Katun-I, Šublentica i Hum. Na višim stratigrafskim horizontima nalazimo karbonatne slojeve na lokalitetima Buzet i Gračišće (megasloj). Megasloj Gračišće se prema ŽIVKOVIĆ i BABIĆ (2003) nalazi na vrhu 260 m fliškog slijeda. Na temelju statigrafskih pozicija karbonatnih slojeva u istraživanom slijedovima, može se zaključiti da je donos karbonatnog materijala bio relativno konstantan od početka do kraja egzistiranja bazena, dok je siliciklastični detritus došao naknadno, u višim dijelovima stratigrafske ispune.

Starost Istarskog fliša

Na temelju rezultata analiza planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona potvrđena je srednjoeocenska starost Istarskog fliša. Zbog bolje rezolucije i mogućnosti usporedbe s rezultatima iz drugih istraživanja rezultati su opisani i prikazani u zonama planktonskih foraminifera (slika 74). Najstarije istraživane naslage pripadaju planktonskim zonama P11, a to su Globigerinski lapori (na lokalitetima Pićan i Katun-I) i laporu iznad karbonatnih klastita na mjestima gdje nije došlo do razvoja Gobigerinskog lapora ili je erodiran (Ripenda, Šublentica i Plomin). Srednji dio fliškog slijeda u kojem dominiraju karbonatni klastiti (srednja jedinica) su određeni u zoni P12 (E10 i E11) na lokacijama Ripenda, Katun-I i Pićan. Gornji dio fliške sukcesije pripada zoni P13 i P14 te ga čine naslage opisane na lokalitetima Koromačno te vršni dijelovi slijeda Pićan. Ovu zonu vjerojatno čini i vršni dio slijeda Katun-I i Katun-II, ali zbog slabe očuvanosti planktonskih foraminifera na ovim lokacijama je starost samo određena pomoću vapnenačkog nanoplanktona i odgovora višim fliškim horizontima (NP17). Dobiveni rezultati se dobro koreliraju s drugim istraživanjima u kojima se koriste zonacije planktonskih foraminifera, pa tako BABIĆ i sur. (2007) interval Globigerinskih lapora kod mjesta Pićan (Pedrovica) svrstavaju u donji dio P12 zone ili E10 i NP16 zone vapnenačkog nanoplanktona. Srednja jedinica je gornji dio P12 zone, a gornja jedinica je najgornji dio P12 ili P13 zone. ŽIVKOVIĆ i GLUMAC (2007) određuju starost

fliša na lokacijama Ipši, Šterna-Butri, Gračišće i Sv. Križ. Najstarije naslage prema ŽIVKOVIĆ i GLUMAC (2007) su Globigerinski lapori koji pripadaju gornjem dijelu P11 zone na lokacijama Gračišće i Sv. Križ, te P12 zoni na lokaciji Šterna-Butori. Naslage fliša pripadaju P12 na lokacijama Gračišće i Sv. Križ, dok na lokaciji Šterna-Butori zoni P13. Gornja granica taloženja fliša je u zoni P14. Lokacija Ipši predstavlja interval fliša iz gornjeg dijela zone P13 i zone P14. Korelacija istraživanih stupova je prikazana na slici 81 te prikazuje rezultate ovog istraživanja nadopunjene podacima iz arhive Zavoda za geologiju – HGI, za lokalitete Buzet i Šterna-I (HAJEK-TADESSE, 1996). Na navedenim lokalitetima (Buzet i Šterna-I) starost određenih zona na temelju planktonskih foraminifera se preklapaju sa starosti određenim u BENIĆ (1996) te slijedovi pripadaju zonama od NP15 do NP17. Ovi podaci su usporedivi s ranije određenim nanoplanktonskim zonama od BENIĆ (1991), koji su NP16, NP17 i donji dio NP18, tj. srednji i gornji eocen (lutet, barton i priabon).


Stup Šublentica
Stup Katun-I
Stup Ripenda
Stup Pićan
Stup Koromačno
Stup Šterna-II
Stup Šterna-I
Stup Buzet
Gornja jedinica
Srednja jedinica
Globigerinski lapori
Globigerinski lapori?
Gornja jedinica?
(m)
Zone planktonskih foraminifera
P19
P18
P17
P16
P15
P14
P13
P12
P11
P10
P9
P8
P7
P6
P5
Rupel
Priabon
Barton
Lutet
Ipres
Oligocen
Eocen
Paleogen
Epoha
Period
Ma
35
40
45
50
55

Slika 74. Korelacija stupova pomoću planktonskih zona. Istraživani lokaliteti se nalaze unutar P11 do P14 planktonskih zona. Na prikazanim stupovima označene su jedinice kojima određeni interval unutar Istarskog fliša pripada (Globigerinski lapori, srednja jedinica i gornja jedinica). Stupovi nisu prikazani u istom mjerilu.

Smjerovi paleotransporta

Podaci o smjerovima paleotransporta naslaga u Istarskom fliškom bazenu objavljeni su u MAGDALENIĆ (1972), ŠIKIĆ i PLENIČAR (1975), OREHEK (1991), MARINČIĆ i sur. (1996), te BABIĆ i ZUPANIČ (1996). Prema većini navedenih autora generalni smjer paleotransporta je uzdužan, prema JI, koji ukazuje na to da je većina detritusa došla iz smjera Alpa. Različitu interpretaciju iznosi MARINČIĆ (1981) koji pretpostavlja da je sav detritus dolazio iz Dinarida i da su svi tokovi bili primarno transverzalni prema JZ, a da su longitudinalni paleosmjerovi rezultat skretanja poprečnih tokova.

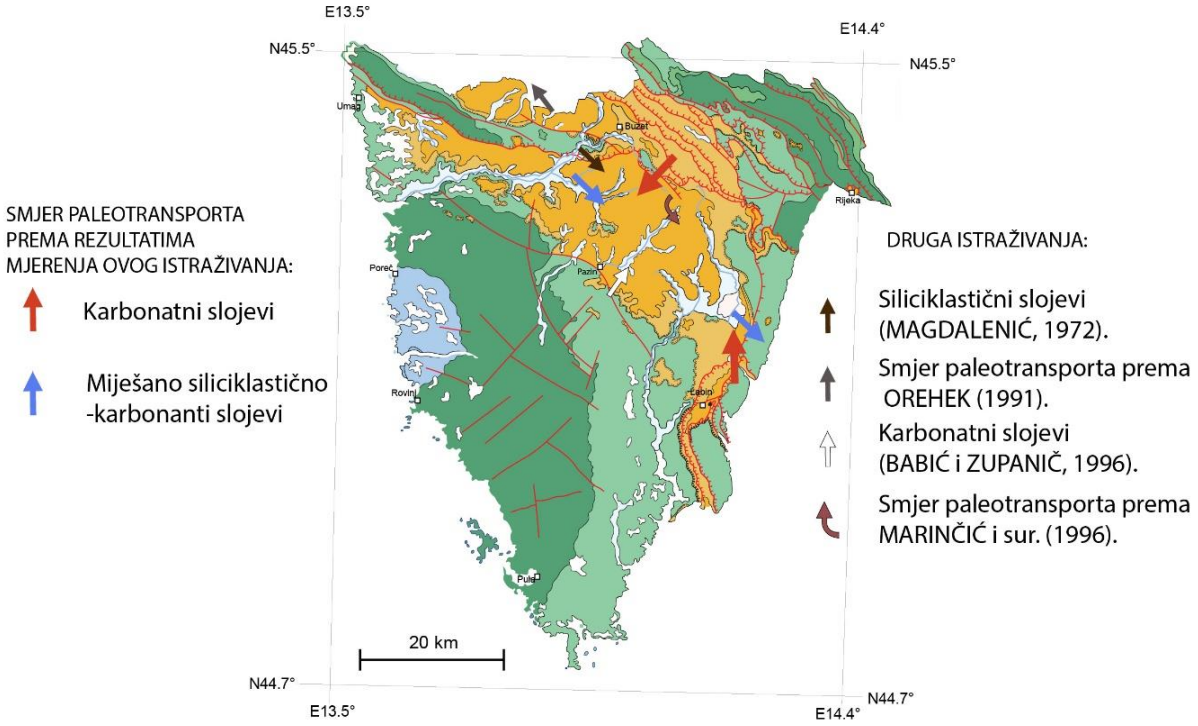
U sjevernom dijelu bazena (iznad Bujske antiklinale), smjer paleotransporta je prema SZ (ŠIKIĆ i PLENIČAR, 1975; OREHEK, 1991), što je suprotno smjerovima ustanovljenim na srednjem dijelu (MAGDALENIĆ, 1972; MARINČIĆ i sur., 1996). Moguće da je utjecaj na smjer paleotransporta turbidita imala i Bujska antiklinala koja je mogla stvoriti barijeru koja je mijenjala smjer turbiditima, ili je bila i sama izvorište karbonatnog detritusa.

Podaci o smjerovima paleotransporta iz navedenih izvora uspoređeni s mjerenjima iz ovog istraživanja su prikazani na karti na slici 75. BABIĆ i ZUPANIČ (1996) vezuju smjer paleotransporta za sastav te miješane siliciklastično-karbonatne naslage imaju longitudinalni smjer transporta prema IJI (kao i prema MAGDALENIĆ, 1972), dok karbonatni slojevi (debriti i turbiditi) imaju smjer paleotransporta prema sjeveru (slika 75).

Prema mjerenjima u ovom istraživanju na lokalitetu Katun možemo potvrditi rezultate BABIĆ i ZUPANIĆ (1996) o različitim smjerovima paleotrasporta za karbonantne i siliciklastične slojeve. U mjerenjima smjera paleotransporta na karbonatnim slojevima dominira smjer prema sjeveru, ali izmjereni su i drugi smjerovi. Trenutni rezultati ukazuju na to da je na južnim obroncima fliškog bazena smjer paleotransporta karbonatnih slojeva bio prema sjeveru, što je i dobiveno mjerenjima na lokalitetu Katun-I, ali i kod mjesta Pićan u radu od BABIĆ i sur. (2007), dok je na sjevernoj strani smjer paleotransporta karbonatnih slojeva bio prema jugu (lokalitet Hum, označen crvenom strelicom na sjevernom dijelu fliškog bazena,

slika 75). Ovi podaci ukazuju na to da je karbonanti bioklastični detritus dolazio i zatrpavao fliški bazen iz više smjerova (slika 75).

Otvara se pitanje koliko je smjer paleotransporta vezan za pojedine stratigrafske horizonte unutar samog fliša, jer su karbonantni slojevi s izmjerenim smjerom paleotransporta prema sjeveru u srednjoj, a slojevi sa siliciklastičnom komponentom i smjerom paleotransporta prema jugoistoku dio gornje fliške jedinice.



Slika 75. Karta sa shematskim prikazom smjerova paleotransporta u Istarskom fliškom bazenu. Podaci su preuzeti iz ovog istraživanja i iz radova od OREHEK, (1991), BABIĆ i ZUPANIČ (1996), te MARINČIĆ i sur. (1996).

5.2. NASLAGE ISTARSKOG FLIŠA

MEGASLOJEVI

Megaslojevi se smatraju složenim slojevima koji su taloženi u jednom taložnom događaju, ali nizom sedimentnih procesa, npr. podmorskih odrona (*submarine avalanche*), debritnih tokova i turbiditnih tokova visoke gustoće. Dvodijelna organizacija kompleksnih slojeva je posljedica transformacija toka, od početnog debritnog toka u turbiditni kao što je opisano u

literaturi (HAMPTON, 1972; LOWE, 1982; MULDER i ALEXANDER, 2001; SHANMUGAM, 2006).

U istraživanim megaslojevima (slika 76), u njihovom donjem dijelu (divizija I) mogu se prepoznati 2 podfacijesa: a) matriksno potporna breča s manjim klastima i b) klastno potporna breča s većim klastima. Prema LOWE (1982), oba podfacijesa su taložena iz kohezijskih, debritnih tokova i dok su u matriksom bogatoj breči klasti bili potpuno u suspenziji pomoću mobilnog matriksa, u breči bogatoj klastima, matriks je bio lubrikant koji se nalazio samo u međuklastnom prostoru. Količina matriksa unutar debritnog dijela (divizija I), koji je u slučaju Istarskih megaslojeva većinom lapor, mogla je biti i posljedica dužine transporta. Količina lapora, koji je inicijalno pokrenuta masa detritusa mogla preraditi i uključiti u tok kao matriks, mogla je biti posljedica dužine transporta pošto debriti koji su duže transportirani imaju prilike preraditi više lapora. Prema ovom zaključku može se smatrati da su breče s više matriksa, imale duži transport i bile taložene distalno od izvorišta nego breče koje imaju klastnu potporu. Iako količina matriksa ovisi i o sastavu ishodišta, ovu tvrdnju potkrepljuje i činjenica da breče s više matriksa imaju i razmjerno manje klaste što isto ukazuje na duži transport.

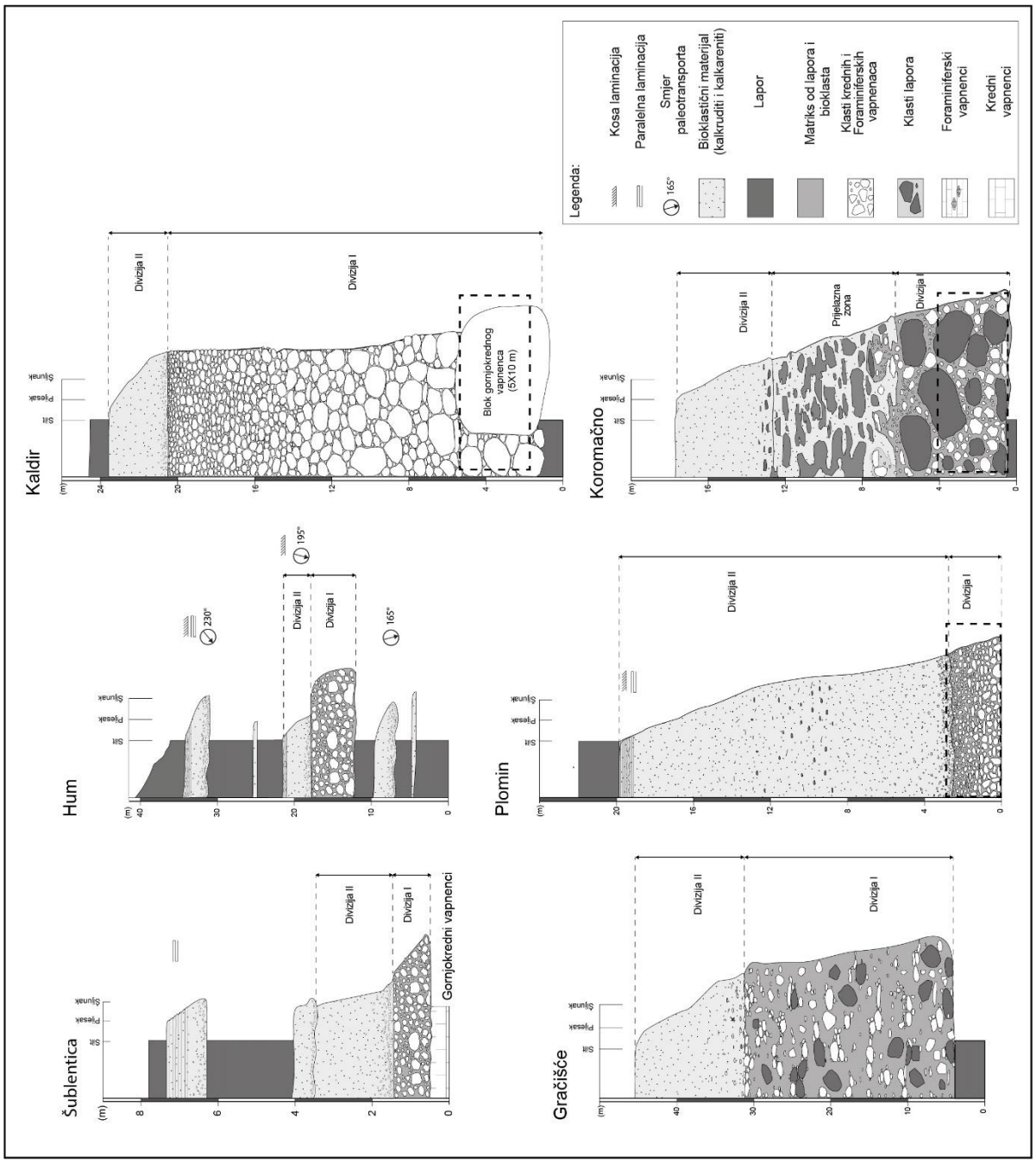
Klastno potporna breča je opisana u megaslojevima Plomin, Hum, Šublentica, Ripenda i posebno Kaldir dok su matriksno potporne breče opisane su u megaslojevima Gračišće i Koromačno (slika 76). Na temelju veličine klasta i odsutnosti matriksa u megasloju Kaldir, možemo zaključiti da je duljina transporta bila kratka i sloj je vjerojatno taložen proksimalno izvorištu, a mehanizam koji je transportirao detritus je vjerojatno bio podmorski odron (*submarine avalanche*). U literaturi objavljene klasifikacije taloženih procesa i masovnih tokova te njihova evolucijska međupovezanost uključuje: klizanja, slampiranja, debritne tokove i turbiditne tokove kao krajnje članove niza (SHANMUGAM 2006; FESTA i sur., 2019; OGATA i sur., 2020). Međutim, podmorski odroni i za njih vezani kogenetski turbiditni tokovi su rijetko uključeni u navedeni spektar transformacije tokova pa je nastanak megasloja Kaldir još uvijek nejasan.

HAGN i sur., (1979) opisuju olistostromu kod mjesta Gračišće koja se sastoji od klasta krednih i paleogenskih vapnenaca veličine do jednog kubnog metra (1 m^3), manjih fragmenata sivog šejla (lapora) i bogate fosilne zajednice koja je živjela u okolišima karbonatnog šelfa. Navedeni autori smatraju da su fosilna fauna i olistoliti došli s različitih strana bazena i da su se izmiješali tek prilikom konačne sedimentacije. Ovakva pretpostavka je diskutabilna jer je fosilni sadržaj izmiješan s laporom te čine matriks između litoklasta koji je i ravnomjerno

raspoređen po cijelom pružanju sloja, a također čini glavnu gradbenu jedinicu u gornjem turbiditnom dijelu (divizija II).

Specifična građa Istarskih megaslojeva može se usporediti sa slojevima iz drugih perialpskih predgorskih bazena koji imaju sličnu organizaciju. Facijesi divizije I mogu se usporediti s facijesima megaslojeva iz objavljene literature. Karbonatni megaturbiditi opisani u radu LABAUME i sur. (1987) iz eocenske Hecho grupe (JZ Pirenejski predgorski bazen, Španjolska), debljine su do 200 m. U donjem dijelu sastoje se od tzv. megabreče, a u gornjem dijelu od turbidita. U megabreči su prepoznata dva dijela u superpoziciji: donji, kojeg čine kaotična i neorganizirana klastnopotporna breča (divizija I) i gornji od matriksnopotporne karbonatne breče koja sadrži obilje klasta lapora i turbidita, tzv. *rip-up* klasta (divizija II). Prema TUNIS i VENTURINI (1992), megaslojevi u Julijskom bazenu su građeni također od dva prepoznatljiva dijela: megabreče u podini i normalno gradiranog kalkarenita u gornjem dijelu. Autori TUNIS i VENTURINI (1992) dalje u megabreči izdvajaju dvije jedinice. Prva jedinica je (mega)breča koja se sastoji od blokova plitkovodnih vapnenaca – olistolita. Druga jedinica se sastoji od karbonatne breče, ali se razlikuje po tome što nema velikih olistolita te sadrži brojne diskoidalne klaste karbonatnog madstona (lapora) i *rip-up* klasta siliciklastičnih turbidita. PAYROS i sur. (1999) opisuju promjenu u građi megaslojeva ovisno u poziciji u odnosu na izvorište. Razlikuju nezrele, homogene debrite u proksimalnom dijelu, u srednjem dijelu se sastoje od dvodijelnog debritnog dijela i tubiditnog dijela u krovini, dok se u distalnim zonama megaslojevi sastoje samo od debrita, bez baznog dijela, i turbidita, ili čak samo turbidita. Važno je napomenuti da u srednjem dijelu PAYROS i sur. (1999) razlikuju dva facijesa u debritnom dijelu: donju klastnopotpornu breču i gornju matriksnopotpornu breču na koje naliježe normalno gradirani turbiditni dio. Za rekapitulaciju, autori u svojem radu izdvajaju dva facijesa unutar debritnog dijela (divizija I), a to su klastnopotporna breča s olistolitima u donjem dijelu i matrkisnopotporna breča s *rip-up* klastima lapora u gornjem dijelu. Iako su ovi facijesi slični opisanim facijesima A i B unutar divizije I, u debritnim dijelovima Istarskih megaslojeva nije zabilježena vertikalna diferencijacija facijesa te su oni prepoznati u različitim megaslojevima pa time i taložnim događajima.

U usporedbi s hibridnim slojevima (*hybrid beds*) opisanim u dominantno pješčanim sustavima (HAUGHTON i sur., 2009; TALLING, 2013), megaslojevima opisanim u ovom istraživanju nedostaje bazalni sloj koji je prisutan u trodijelnim hibridnim slojevima te su znatno veće debljine od hibridnih slojeva opisanih u literaturi (HAUGHTON i sur., 2009; TALLING, 2013).



Slika 76. Usporedna slika koja prikazuje pojednostavljene stupove odabranih megaslojeva. Najveća razlika je u građi divizije I – koja je taložena iz klastima bogatih debritnih tokova (Šublentica, Hum, Plomin) ili matriksom bogatih debritnih tokova (Gračišće i Koromačno), ili čak podmorskim odronom - *submarine avalanche* (Kaldir). Litološki sastav klasta pojedinog sloja je prikazan na slici 57.

Sastav klasta ukazuje na to da je detritus svakog megasloja potekao iz različitog dijela kredno-paleogenske vapnenačke podloge te iz samog fliša (lapori) kao što je prikazano na slici 57. Smatra se da se u brzo razvijajućem predgorskom bazenu sinsedimentacijski rasjedi na kojima se stvaraju podmorski strmci i podmorski kolapsi formiraju u istim dijelovima gdje i prethodno formirane karbonatne rampe (cf. SINCLAIR, 1997; BARNOLAS i TEIXELL, 1994, PAYROS i sur., 1999; PETRINJAK i sur., 2021). U Istarskom bazenu je takvo rasjedanje izložilo starije dijelove karbonatnog slijeda podmorskoj eroziji te su od tuda potekli litoklasti krednih i paleogenskih vapnenaca. Na rasjednim strmcima je došlo do kolapsa koji su generirali gravitacijske tokove koji su pretaložili velike količine karbonatnog materijala (bioklastičnog detritusa iz istovremenih rampi i klasta starijih vapnenačkih stijena) u dublji dio bazena. Na svom putu ovi tokovi su preradili prethodno istaloženi bazenski mulj i lapor, koji se nalazi kao matriks i u obliku klasta lapora unutar megaslojeva.

Uzrok i okidač kolapsa na rasjedima su vjerojatno potresi koji su vezani za tektonsku evoluciju Dinarida, u ranoorogenetskoj fazi, tijekom formiranja dinaridskih struktura koje su napredovale prema području Istre. Slični tektonski mehanizmi, kao okidači i glavni uzroci taloženja megaslojeva opisani su u Perialpinskom području (MUTTI i sur., 1984; KLEVERLAAN, 1987; PINI i sur. 2012; OGATA i sur., 2020, GOBO i sur. 2021).

TARLAO i sur. (1995) su na temelju pronađenih okršenih krednih vapnenaca kod Pazina (središnja Istra), zaključili da je napredujuća orogenetska deformacija dovela do emerzije i do okršavanja rubova bazena. Na ovaj način okršavanje i slični procesi mogli su dovesti do destabilizacije rubova i učiniti stijene podložne kolapsima. Da je to bio slučaj, uz kredne vapnence bili bi nađeni i okršeni paleogenski Foraminiferski vapnenci. Međutim, okršeni paleogenski vapnenci nisu pronađeni. Na temelju toga možemo zaključiti da su se procesi okršavanja odvijali isključivo prije taloženja Foraminiferskih vapnenaca, tj. za vrijeme gornjokredne i paleocenske emerzije koja je dokumentirana na širem području (OTONIČAR, 2007; KORBAR, 2009).

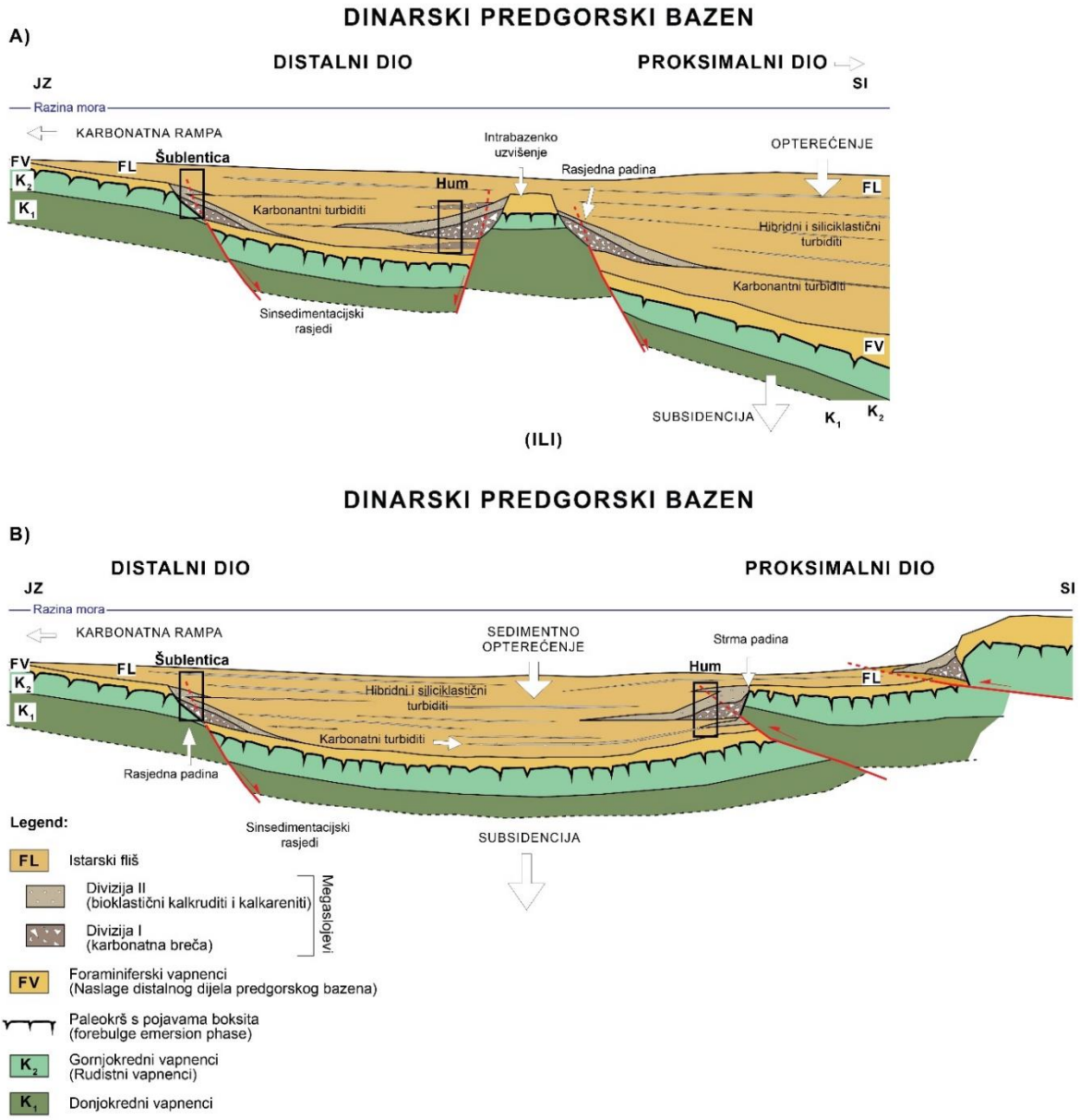
Nadalje, ovdje opisani megaslojevi se nalaze u fliškome slijedu u kojem nije opažena promjena facijesa stijena ispod i iznad megaslojeva, koje bi ukazivale na promjene u okolišu izvorišta (npr. promjene razine mora). Ovakva situacija nam ukazuje na to da je najvjerojatniji uzrok taloženja takvih slojeva seizmička aktivnost. Utjecaj promjena razina mora na taloženje megaslojeva nije još prepoznat. Pretpostavka je da bi se značajnije oscilacije razine mora odrazile na sastav turbidita (SHANMUGAM i MOIOLA, 1984; REIJMER i sur., 1991, 2012,

2015) i eventualno na promjenu taložnog facijesa. Primjeri megaslojeva koji su taloženi kao posljedica promjene razine mora opisani su u Srednjodalmatinskom bazenu, gdje su megaslojevi udruženi s krupnoklastičnim lepeznim deltama i pripisuju se periodima brzog dizanja morske razine (MARJANAC, 1996).

Vremenska korelacija između istarskih megaslojeva i krivulja globalne razine mora (npr. HAQ i sur., 1987) nije još moguća zbog nedostatka preciznog datiranja. Megaslojevi se pojavljuju na različitim dijelovima stratigrafskog slijeda Istarskog fliša i različite su starosti, što ukazuje na to da se taloženje megaslojeva odvijalo kroz duži vremenski period tijekom egzistiranja predgorskog bazena, a time vjerojatno i kroz različite režime izdizanja ili spuštanja razine mora s lokalnim karakterom.

Iako je zaključak da je glavni čimbenik kod taloženja megaslojeva tektonika, još nije ustanovljeno jesu li (mega)tokovi koji su taložili megaslojeve bili vezani samo za normalno rasjedanje u distalnom ili i za reversno rasjedanje u proksimalnom dijelu i u fronti orogenetskog klina. Tijekom evolucije Istarskog predgorskog bazena normalni rasjedi su mogli nastati na području distalnog dijela bazena (i distalnog dijela *foredeep* taložne zone) kao posljedica fleksure Jadranske mikroploče kao što je opisano u BABIĆ i ZUPANIČ (1996). Pretpostavljene lokacije navedenih rasjeda su prikazane na slici 84. Normalni rasjedi su mogli stvarati i unutar-bazenske horstove (topografska uzvišenja) i na taj način izlagati starije karbonate eroziji (slika 77A). Povlačenje karbonatnih platformi (tzv. *backstepping*) u distalnom dijelu predgorskog bazena, moglo je inicirati kolapse na rubovima tih platformi, kao što je opisano u Jaca bazenu u Pirinejskom predgoskom bazenu (BARNOLAS i TEIXELL, 1994). Druga opcija je da su neki od megaslojeva (npr. Hum) vezani za reversna rasjedanja u fronti orogenskog klina na sjevernoj strani bazena, na što ukazuje izmjereni smjer paleotransporta (slika 77B).

Lokalitet Šublentica na kojem je opisan kontakt krednih vapnenca i Istarskog fliša, vjerojatno je posljedica normalnog rasjedanja u distalnom dijelu bazena na način da se dio krednog slijeda spustio u dubljevodni okoliš i na taj način izložio dubokomorskoj fliškoj sedimentaciji (slika 77).



Slika 77. Shematski prikaz dvije moguće interpretacije Istarskog *foredeep* bazena nakon taloženja megaslojeva. **A)** svi megaslojevi su vezani za tektonsku ekstenziju i normalne rasjede u distalnom dijelu bazena; **B)** proksimalni megaslojevi su vezani za kompresijsku tektoniku i reversno rasjedanje u fronti Dinaridskog orogenetskog pojasa. Ilustracija nije u mjerilu. Modificirano prema PETRINJAK i sur. (2021).

Ruditni turbiditi (facijes F3)

Ruditni turbiditi taloženi su turbiditnim strujama visoke gustoće te su uglavnom karbonatnog sastava i znatno veće debljine od turbidita miješanog sastava (arenitnih turbidita). Ruditni turbiditi pojavljuju se u svim stratigrafskim horizontima Istarskog fliša. Na lokalitetu Katun-I javljaju se u bazalnom dijelu fliškog slijeda, dok su na lokalitetima Šterna-I, Šterna-II

i Buzet u višim statigrafskim nivoima. Često su velikih debljina i volumena te predstavljaju taložne događaje u kojima je velika količina detritusa pretaložena s plitkog karbonatnog šelfa u dubokomorski okoliš mehanizmima gravitacijskih tokova. Donji i najkrupniji dijelovi ovakvih slojeva su posljedica prijenosa detritusa vučenjem po dnu (*traction carpet*) i na taj način su transportirani i taloženi krupni fosili velikih bentičkih foraminifera i crvenih algi koji su imali i do nekoliko centimetara u promjeru (kalkruditi). U ovim dijelovima slojeva moguća je i obrnuta gradacija koja nastaje zbog trenja na samom kontaktu toka i podloge. Prilikom takvog transporta karbonatni fosili su se mehanički drobili te su njihovi sitniji i lakši dijelovi odlazili u suspenziju i gornji dio toka. Na donjim slojnim plohama često se nalaze tragovi tečenja i vučenja. Krupniji detritus ukazuje na kraći transport, blizinu izvorišta i veću brzinu toka u odnosu na siliciklastične turbidite koji su distalnog karaktera. Kod nekih slojeva se povećava udio siliciklastične komponente prema vrhu sloja u sitnijem detritusu (Grimalda i Buzet). U ruditnim turbiditima česta je pojava izražene horizontalne stratifikacije i laminacije (npr. sloj Sv. Križ na stupu Buzet). Okoliš taloženja ruditnih turbidita su karbonatne padine i strmci koje su se nalazile u kontaktu ili blizini s karbonantnim rampama. Ovi slojevi su karakteristični jer su otporniji na trošenje i eroziju od ostalih slojeva Istarskog fliša (prvenstveno lapora) te su poslužili kao podloga za gradnju gradova (npr. Buzet, Motovun, itd) te mogu tvoriti istaknute geomorfološke pojave.

Arenitni turbiditi (facijes F4)

Arenitni turbiditi (prema LOWE 1982) u Istarskom flišu su uglavnom distalnog karaktera, zbog podsječenih turbiditnih sekvencija i debljih laporovitih inetrvala. Ovi slojevi su dominantno miješano siliciklastično-karbonatnog sastava te su karakteristični za gornji dio fliškog stratigrafskog slijeda kao što je opisano na lokacijiama Šterna-I, Buzet i Katun-I. Okoliš taloženja ovih slojeva je bazenska ravnica ili vanjski dio turbiditnih lepeza. Sedimentna tijela koja bi ukazivala na proksimalnije dijelove turbiditnih lepeza ili podmorskih kanala nisu nađene. Prema MARINČIĆ i sur. (1996) zajednica ihnofosila unutar Istarskog fliša je izrazito raznolika i usporediva je s zajednicom *Nereites,* karakterističnom za dubokomorske okoliše. Pošto je smjer paleotrasporta siliciklastičnih (arenitnih) slojeva prema jugozapadu, možemo zaključiti da je izvorište bilo sjeverozapadno od Istre, gdje su se nalazili okoliši turbiditnih lepeza. Turbiditne lepeze su prihranjivane s rijekama koje su tekle iz Vanjskih Dinarida i Alpi.

Lapor s rijetkim slojevima arenita (facijes F5)

Slojevi ovog facijesa u pravilu se nalaze iznad Globigerinskih lapora u stratigrafskom slijedu fliških naslaga i pripadaju srednjim fliškim naslagama. Naslage ovog facijesa su opisane na lokalitetima Ripenda, Šterna-I, Katun-I i Pićan. Između intervala lapora mogu se naći slojevi kalkarenita i čak kalkrudita. Intervali lapora koji se nalaze između slojeva kalkarenita teoretski se mogu sastojati od dijela turbiditskog podrijetla (Boumin interval Te) i dijela hemipelagičkog podrijetla. Makroskopski, cijeli interval izgleda masivno i bez tekstura. Pretpostavka je i da je sukcesivni turbiditni tok erodirao i nepoznatu debljinu prethodno istaloženog hemipelagičkog lapora pa debljina hemipelagičkog dijela lapora ostaje nepoznata. U literaturi debljina Te intervala je korištena za određivanje stupnja prostornog ograničenja turbiditnih tokova (*ponding*) koji mogu ukazivati na dinamičnu topografiju bazena kako je to prikazano u Pïera Cava bazena u Francuskim Alpama, gdje autori (AMY i sur., 2007) razlikuju muljevite facijese po boji. Sedimenti facijesa F5 su taloženi u okolišu s dominantnim hemipelagičkim taloženjem s prodorima karbonatnih ruditnih i arenitnih turbidita.

Masivni lapor (facijes F6)

Masivni lapori odgovaraju jedinici Globigerinski lapori te se nalaze u donjim dijelovima istraživanih lokaliteta (Buzet i Šterna-I). Taloženi su u početnim fazama formiranja *foredeep* taložne zone prije taloženja krupnozrnastijih klastita. Prema tumaču osnovne geološke karte (OGK) 1:100 000, list Rovinj (POLŠAK i ŠIKIĆ, 1973), Globigerinski lapori su opisani kao masivini lapori, ali u gornjim dijelovima se mogu naći proslojci i slojevi pješčenjaka debljine do 20 cm. Navedeni dio s pješenjacima (prema POLŠAK I ŠIKIĆ, 1973) u ovom je istraživanju pripisan slojevima facijesa F5 – Lapor s rijetkim slojevima arenita.

Olistoliti (facijes F1)

Olistolit je pronađen samo na lokaciji Šćurak. SALOPEK (1954) navodi da se grad Labin najvećim dijelom nalazi na gromadi alveolinskih breča i da se na južnoj strani grada vidi oštar dodir fliških lapora sa svijetlim vapnencem s alveolinama. SALOPEK (1954) još navodi da su ti vapnenci s alveolinama na prvi pogled posve nalik na one iz glavnog alveolinskog vapnenca, ali je već utvrđeno da ova stijena nije homogena, nego da se sastoji od blokova alveolinskog

vapnenca koji su povezani vapnenim ili pjeskovito-vapnenim cementom u kojem ima sitnih numulitida, te zaključuje da je to „blokovna breča koja pripada fliškom pojasu“. Na (OGK) 1:100 000, list Labin (ŠIKIĆ i sur. 1969) ovaj je blok prikazan kao tektonski navlačak.

Sloj Pićan (foraminiferski vekston, facijes F8)

Sloj Pićan je na temelju petrografskih svojstava izdvojen kao zasebni karbonatni facijes (F8) unutar fliškoga intervala. Sloj je homogen i pokazuje mikrofacijes foraminiferskog vekstona–pekstona te ukazuje na to da je nastao drugačijim procesima od taloženja gravitacijskim tokovima. Pošto je mikrofacijes sličan kao i kod Foraminiferskih vapnenaca, i to paketu Diskociklinskih vapnenaca (ĆOSOVIĆ i sur., 2004), vjerojatno je nastao sličnim mehanizmima kao Diskociklinski vapnenci na vanjskom dijelu karbonatne rampe. Okoliš vanjske rampe je mogao u jednom trenutku napredovati u rubni dio bazena u slučaju spuštanja razine mora te je možda ovaj sloj zapis kratkotrajne faze regresije i povratka karbonatne sedimentacije u ovaj dio bazena. Deformacije slojeva u sukcesiji koje bi upućivale na tektonske odnose (navlačenje) ili na olistolite, nisu nađene.

5.3. SASTAV I PORIJEKLO KARBONATNOG BIODETRITUSA

Karbonanti biodetritus se nalazi u Megaslojevima (facijes F2), ruditni turbiditma (facijes F3) u arenitnom/ruditnom dijelu krupnoznastijih slojeva unutar facijesa slojeva lapora s rijetkim slojevima arenita (facijes F5).

Izvorište karbonatnog detritusa su karbonatne rampe koje su se nalazile na rubovima bazena (intrabazenski materijal). Primarni taložni okoliši rampe koji su bili izvorište karbonatnog detritusa, određeni su u poglavlju 4.4. Kvantitativna analiza sastava karbonatnih slojeva. Podjela taložnih okoliša eocenskih karbonatnih rampi prema FLÜGEL (2004) je na unutrašnju, rub rampe i vanjsku rampu (slika 78). Dobiveni rezultati analize karbonatnog detritusa ukazuju na jednoličan sastav, koji je potekao iz okoliša ruba i vanjske rampe (slika 78). Na navedeni zaključak ukazuju veliki udio numulita, ortofragmine i koralinaceja, koje se sve vežu za specifični okoliš vanjske rampe prema modelima prikazanim u HALLOCK i GLENN (1986), ĆOSOVIĆ i sur. (2004), RASSER i PILLER, (2004), BASSI (2005) i BARATTOLO i sur. (2007). Litoklasti (karbonatni ekstraklasti), također zastupljeni u karbonatnim klastitima, potekli su od trošenja starijih vapnenačkih stijena iz kredno-paleogenske podloge. Nažalost, litoklasti u frakcijama veličine pijeska i šljunka teško se mogu

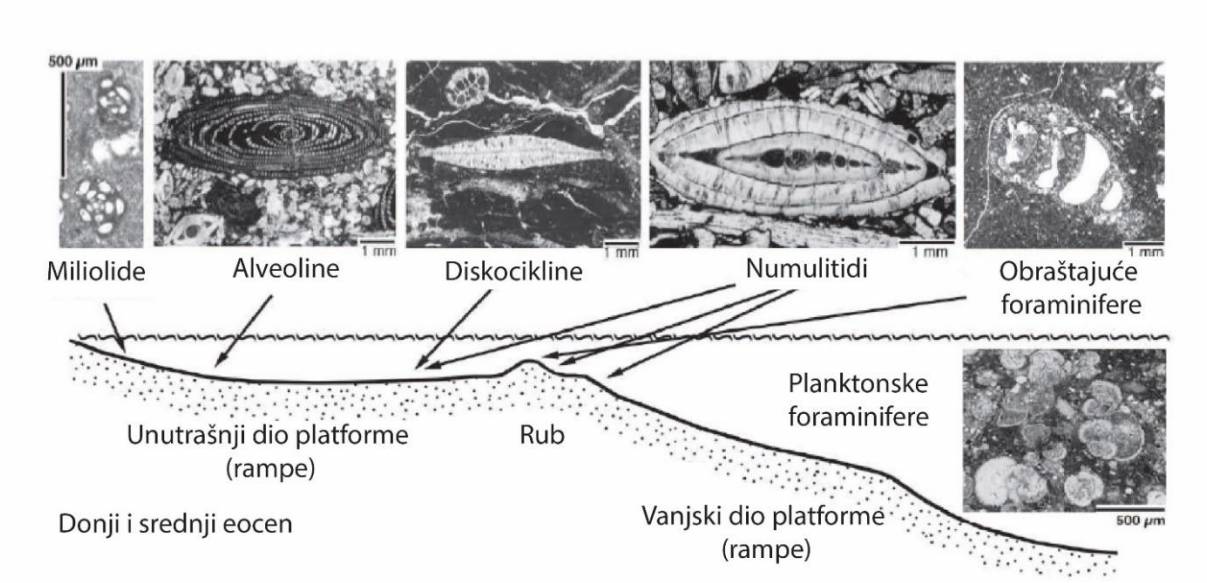
svrstati u litostratigrafsku jedinicu iz podloge jer rijetko imaju cjelovite i prepoznatljive fosile te u velikoj većini dominiranju samo zrna madstona. Na temelju navedenih opažanja može se pretpostaviti sljedeće:

a) Vanjski dijelovi (ili rub) karbonatne rampe su postojali u isto vrijeme kao i fliški bazen i to su paleookoliši u kojima se karbonatni detritus primarno akumulirao te se smatra intrabazenskim detritusom (ZUFFA, 1980). Navedene rampe su se nalazile na samim rubovima bazena, u direktnom kontaktu i bez barijera s fliškim bazenom (*foredee*p bazenom).

b) Plitki okoliši, u kojima su se taložile alveoline ili miliolide, u doba taloženja fliša nisu postojali u bližoj okolici ili je postojala barijera koje je sprečavala donos detritusa što je rezultiralo uniformnim sastavom slojeva, tj. odsustvom fosila unutrašnje rampe.

U slučaju da je fosilni detritus potekao od trošenja starijih stijena, u sastavu bi se mogli prepoznati fosili iz drugih starijih litotipova Foraminiferskih vapnenaca, npr. miliolide i alveoline, vjeorjatno čak i neki kredni fosili. Prema tome, odsutnost pojedinih rodova foraminifera navodi na to da je izvorište bioklastita bio okoliš vanjskog dijela karbonatne rampe koji je bio lateralno vezan za fliški bazen, najvjerojatnije s južne strane samog bazena. Postoji i mogućnost da su neki bioklasti potekli iz polu-konsolidiranih glinovitih vapnenaca koji su bili zahvaćeni rasjedanjem na padinama koje su se nalazile na rubovima bazena.

Kao što je već navedeno u uvodu, karbonatne rampe su se mogle formirati na distalnim rubovima predgorskog bazena (SINCLAIR, 1997; BOSENCE 2005) ili na sustavima reversnih rasjeda u fronti orogenetskog pojasa kao što je opisano u Sjevernoj Dalmaciji (ĆOSOVIĆ i sur., 2018). Budući da karbonatne rampe razvijene u *wedge-top* bazenima još nisu prepoznate na području današnje Istre, veća je vjerojatnost da se izvorište bioklastičnog materijala tj. karbonatna rampa nalazila u distalnom dijelu predgorskog bazena (OTONIČAR, 2007). Distalni dio predgorskih bazena koji su se nalazili na niskim zemljopisnim širinama i koji imaju deficit u sedimentnoj akumulaciji (*underfillied foreland basins*) je najčešće mjesto akumuliranja karbonatnih rampi i platformi (SINCLAIR, 1997; BOSENCE 2005).



Slika 78. Prikaz raspodjele organizama i paleookoliša na karbonatnim rampama donjeg i srednjeg eocena, modificirano prema FLÜGEL (2004).

5.4. SASTAV I PORIJEKLO SILICIKLASTIČNOG DETRITUSA

Slojevi sa znatnijom siliciklastičnom komponentom vežu se za facijes turbidita (F4) i pojavljuju se u gornjim horizontima fliškog slijeda (spomenuta gornja jedinica). Siliciklastična komponenta se nalazi u arenitima koji su određeni kao kalkareniti (>50 % karbonatne komponente, ali i znatne siliciklastične), hibridni areniti (oko 50 % siliciklastične komponente) i siliciklastični areniti (>50 % siliciklastične komponente, tj. nekarbonatnog, ekstrabazenskog detritusa). Prema određenim facijesima i opaženim teksturama, turbiditi gornje jedinice, sastavljeni od veće komponente siliciklastičnog detritusa, su distalnog karaktera i taloženi u okolišima bazenske ravnice. Njihova pojava u višim stratigrafskim horizontima fliškog slijeda može označavati: a) promjenu izvorišta iz samo karbonantog u karbonanto-siliciklastično kao posljedicu napredovanja orogenenetske fronte, ili b) intenzivnije trošenje samog izvorišta uslijed klimatskih ili eustatskih promjena i samim time veći donos detritusa iz izvorišta u kojem su zastupljene siliciklastičane stijene.

Sastav siliciklastično-karbonatnih slojeva i pojava litoklasta kvarcita, devitrificiranog stakla, rožnjaka i uškriljenih metamorfnih stijena, te mala zastupljenost plagioklasa, muskovita i biotita ukazuje na to da bi porijeklo siliciklastične komponente moglo biti od starijih vulkanskih i metamorfnih stijena. Opisana su i zrna kvarca s unduloznim potamnjenjem koja ukazuju na porijeklo iz metamorfnih stijena.

Prema MAGDALENIĆ (1972), u fliškim pješčenjacima među akcesornim teškim mineralima dominiraju minerali granat, cirkon i turmalin, sporedni su rutil i kromit (kromspineli), dok se u malim količinama sporadično pojavljuju epidot, staurolit, titanit, glaukofan, kloritoid, coisit i brukit. Na temelju tih analiza MAGDALENIĆ (1972) zaključuje da je detritični materijal fliške serije potekao iz starijih sedimentnih stijena (klastiti mezozojskog vulkanogeno-sedimentnog kompleksa, paleozojski i trijaski klastiti) te iz ultrabazičnih i bazičnih eruptiva te stijena niskog i visokog stupnja metamorfizma.

Preliminarna analiza sastava teških minerala na temelju šest uzoraka u ovom istraživanju pokazala je gotovo jednak sastav kao i kod MAGDALENIĆ (1972) i to sastav u kojem dominiraju minerali: cirkon, rutil, turmalin i granat, koji se smatraju izuzetno rezistentnima (ANDO i sur., 2012). Ovakav sastav teških minerala može ukazivati na porijeklo iz starijih sedimenata i tzv. recikliranje sedimenata. Stariji sedimenti koji bi mogli biti izvorište siliciklastičnog materijala bi mogli biti stariji fliški bazeni iz Dinarskih sustava sjeverno ili sjeverozapadno od Istre. Starost fliša iz Brkini i Pivške kotline određen je kao kuiz i lutet (OREHEK, 1970), dok je naslagama fliša iz Julijskog bazena određena starost od mastrihta do mlađeg eocena (TUNIS i VENTORINI, 1992). Tu su i kredni fliševi sjeverozapadnih Dinarida čiji pješčenjaci u svom sastavu teške frakcije sadrže dominantno ultrastabilne minerale i kromspinel (CRNJAKOVIĆ, 1981; ZUPANIČ, 1981, ZUPANIČ i sur., 1981). Prema modelu predgorskog bazena od DECELLES i GILES (1996), stariji dijelovi *foredeep* taložne zone mogu biti ugrađeni u orogen i samim time mogu postati izvorište materijala koji se kasnije taloži u mlađim *foredeep* zonama. Prema tome modelu, u evoluciji Dinarskih predgorskih bazena, Vipava i Brkini fliški pojasevi su ostaci *foredeep* taložnih zona ugrađenih u današnji orogen Dinarida (OTONIČAR, 2007; KORBAR, 2009). Jedan od argumenata da su izvorišta siliciklastične komponente Istarskog fliša stariji fliški bazeni je sadržaj kromita (kromspinela). LENAZ i sur. (2003) detritalne kromspinele, prisutne u Brkinskom, Istarskom i Krčkom flišu, smatraju da su potekli i iz peridotita i iz magmatskih stijena poteklih iz plašta (*mantle-derived magmatic rocks*) i to na temelju njihovog kemizma (TiO_2 sadržaja i omjera FeO/Fe_2O_3). LENAZ i sur. (2003) zaključuju da su u Julijski bazen spineli došli iz Vardarskog oceana tijekom mastrihta, te iz Pindos oceana tijekom paleocena. Uz kromspinele lercolitnog porijekla, oni peridotitskog kemizma i porijekla, prisutni su u Brkinskom i Istarskom flišu, gdje su vjerojatno stigli recikliranjem starijih fliških naslaga Julijskog bazena.

Na temelju geokemije pješčenjaka DE MIN i sur. (2014) također zaključuju da su u Julijskom bazenu pretaloženi sedimenti porijeklom iz Vardarskog oceana, ali je prije oko 56

milijuna godina (Ma) došlo do pojave naslaga za koje smatraju da su potekle od izdizanja Dinarida. DE MIN i sur. (2014) smatraju da su navedene naslage skupa pretaložene u mlađe bazene (Brkini i Vipava), dok je u Istarskom bazenu dominantan doprinos sedimenta i iz trećeg izvorišta (koji nije naveden).

MIKES i sur. (2006) na temelju petrografske i geokemijske analize zaključuju da su turbiditski areniti iz Vipavskog, Brkinskog i Istarskog fliškog bazena po sastavu litični areniti koji su potekli iz stijena niskog stupnja metamorfizma, kiselih plutona te u manjoj mjeri mafitskih vulkanskih stijena i ultrabazičnih izvora, ali zaključuju da je u manjoj mjeri bilo i recikliranja starijih sedimenata. MIKES i sur. (2006) navode da je tijekom paleogena ispred Dinarske orogenske fronte došlo do miješanja sedimenata iz raznih izvora s komponentama poteklih iz različitih Dinarskih jedinica: felzičnih kristalina, platformskih karbonata te ofiolita, te navode da je tijekom eocena glavni izvor mafičnog i ultramafičnog detritusa bio jurski ofiolitni melanž u sjeveroistočnim Dinaridima.

6. ZAKLJUČAK

- Za potrebe ovog istraživanja snimljeno je 10 sedimentoloških stupova, obrađena su tri sedimentološka stupa iz arhive Hrvatskog geološkog instituta i opisana četiri dodatna izdanka na kojima su uzeti uzorci i opisani sedimentni facijesi.
- Na temelju analize facijesa izdvojeno je sedam klastičnih facijesa i jedan karbonatni. Izdvojeni klastični facijesi su: olistoliti (F1), megaslojevi (F2), ruditni turbiditi (F3), arenitni turbiditi (F4), lapor s rijetkim slojevima arenita (F5), masivni lapor (F6) te slampovi i klizišta (F7). Karbonati facijes je foraminiferski vekston (F8).
- Sastav klastičnih sedimenata može biti a) karbonatni i b) miješano siliciklastično-karbonatni.
- Sastav sedimenata je vezan za opisane izdvojene facijese. Naslage karbonatnih klastita su olistoliti (F1), megaslojevi (F2), ruditni turbiditi (F3) i rjeđe arenitni turbiditi (F4) te slojevi facijesa lapora s rijetkim slojevima arenita (F5), dok su naslage vezane za miješano siliciklastično-karbonantan sastav isključivo turbiditi (F4).
- Pojava olistolita (F1) i megaslojeva ukazuje na okoliše blizu podmorskih padina (*base-of-slope*) i zaključak je da je izvor karbonatnog detritusa bliži (proksimalan), u odnosu na sliciklastični čija su izvorišta udaljenija.
- U karbonatnim slojevima dominira detritus pretaložen iz istovremene karbonatne rampe koja se nalazila lateralno i bila primarno mjesto akumulacije biogenog detritusa koji je u uglavnom sastavljen od: a) ortofragmina, b) numulita, c) koralinaceja i u manjoj mjeri d) litoklasta poteklih od starijih karbonatnih stijena.
- Biogeni (foslilni) sastav svih istraživanih slojeva (ruditnih turbidita i megaslojeva) je jednolik i ukazuje na to je da sav detritus potekao iz sličnog okoliša. Na temelju sastava može se zaključiti da su ti okoliši bili vanjski dijelovi karbonantih rampi. Zbog ove ujednačenosti karbonantog detritusa možemo zaključiti da je detritus uglavnom pretaložen iz istovremenih rampi, a u manjoj mjeri mogao je biti pretaložen iz nelitificiranih naslaga (Foraminiferskih vapnenaca).
- Nije vjerojatno pretaloživanje biogenog detritusa iz starije kredno-paleogenske podloge jer bi se to odrazilo u fosilnom sastavu (bilo bi miliolida i alveolina).
- Turbiditi (F4) miješanog siliciklastično-karbonatnog sastava imaju karakter distalnih turbidita i smatra se da su taloženi u okolišima bazenske ravnice. Na ovu činjenicu ukazuje odnos debljine arenitnog i laporovitog dijela i česta odsutnost baznih Ta intervala Bouminih

sekvencija (podsječene sekvencije). Također, nisu opisana sedimentna tijela koja bi ukazivala na facijese turbiditnih lepeza, kanala i sličnih proksimalnih dubokomorskih facijesa. Slojevi ovog facijesa se pojavljuju u višim horizontima Istarskog fliša (tzv. gornja jedinica).

- Miješani siliciklastično-karbonantni slojevi su opisani kao kalkareniti (više od 50 % intrabazenskog karbonatnog detritusa), hibridni areniti (50 % karbonantog intrabazenskog i ekstrabazenskog detritusa) te siliciklastični areniti (> 50 % siliciklastične komponente).
- Analiza smjerova paleotransporta ukazuje da je karbonatni detritus većinom dolazio iz smjera juga, ali zabilježeni su tragovi tokova s drugim smjerovima. Ovo može ukazivati na to da su se izvorišta karbonatnog detritusa (karbonatne rampe) nalazila s više strana fliškog (foredeep) bazena.
- Analize smjerova paleotransporta slojeva miješanih karbonatno-siliciklastičnih slojeva ukazuju na dominantan smjer paleotransporta iz sjeverozapada prema jugoistoku.
- Megaslojevi su česta pojava u Istarkom flišu i taložili su se iz kompleksnih tokova koji su se sastojali od debritih tokova u donjem dijelu (divizija I) i turbiditnih u gornjem (divizija II). Možemo razlikovati više podfacijesa u debritnim dijelovima: a) debrite bogate litoklastima i b) debrite bogate laporovitim matriksom. Prepoznati su i facijesi podmorskih odrona.
- Megaslojevi se sastoje od: a) litoklasta porijeklom iz kredno-paleogenske podloge, b) bioklastičnog, fosilnog detritusa porijeklom iz istovremenih rampi i c) prerađenog bazenskog lapora koji je sadržan kao matriks u debritima ili kao litoklasti (*rip-up clasts*).
- Specifični litološki sastav breča u debritnim dijelovima megaslojeva (divizija I) ukazuje na to da su klasti svakog pojedninog megasloja potekli iz različitog dijela kredno-paleogenske podloge.
- Megaslojevi su opisani kroz cijeli stratigrafski slijed i nisu vezani za pojedine stratigrafske faze u razvoju bazena ili moguće oscilacije globalne razine mora.
- Na taloženje megaslojeva glavni utjecaj je imala tektonika koja je vjerojatno bila posljedica napredovanja razvoja Dinarskih struktura, a ne značajne (globalne) promjene razine mora. Za očekivati je da bi se utjecaj promjene razine mora odrazio u: a) promjenama u sedimentnom facijesu stijena u slijedu, b) sastavu fosilnog detritusa pretaloženog iz plitkog karbonatnog mora i c) vezao bi pojavu megaslojeva za određene dijelove (razine) samog stratigrafskog slijeda koji su vezani uz specifičnu razinu mora.
- Strme padine na kojima su se stvarali masovni tokovi vjerojatno su vezane za sinsedimentacijeke rasjede koji su se stvarali na rubnim dijelovima bazena. Na ovaj način su starije karbonatne stijene iz kredno-paleogenske podloge bile izložene podmorskoj eroziji.

Seizmički udari mogli su generirati kolapse tih padina i tako stvarati gravitacijske tokove sedimenta s klastima starijih karbonatnih stijena. Inicijalno pokrenuti gravitacijski tok mogao je mobilizirati detritus s karbonatne rampe te ga pretaložiti u dubokomorski okoliš, i pritom još preraditi autohtone, bazenske sedimente (lapore).

- Na temelju rezultata analiza planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona određena je srednjeeocenska starost Istarskog fliša. Zone određene planktonskim foraminiferama su u rasponu od P11 do P14. Analiza vapnenačkog nanoplanktona ukazuje na zone NP16 i NP17. Najstarije naslage su opisane na lokalitetu Šublentica (planktonska zona P10/P11).

7. SAŽETAK

Tema ove disertacije su klastične i karbonatne naslage Istarskog fliša. Naslage fliša, uz Foraminiferske vapnence, čine naslage Dinarskog predgorskog bazena koji je postojao za vrijeme srednjeg eocena. Fliš se sastoji od hemipleagičkih lapora i sedimenata taloženih gravitacijskim tokovima u *foredeep* taložnoj zoni koja se rasprostirala ispred fronte Vanjskih Dinarida kao izduženo korito, orijentirano paralelno s frontom (sjeverozapad–jugoistok).

U svrhu ovog istraživanja napravljena je facijesna analiza, kvantitativna analiza karbonatnih slojeva, preliminarna analiza miješanih sliciklastično-karbonatnih slojeva, analiza paleotransporta te određivanje starosti na temelju sastava planktonskih foraminifera i nanofosila. Za ove potrebe analizirano je ukupno 17 lokaliteta (13 geoloških stupova i četiri točke opažanja). Geološki stupovi snimljeni su na lokalitetima: Plomin, Ripenda, Hum, Buzet, Gračišće, Kaldir, Katun-I, Katun-II, Koromačno, Pićan, Šublentica, Šterna-I, Šterna-II, a točke opažanja su Šćurak, Senari, Kožljak i Grimalda. Navedeni izdanci zahvaćaju: a) naslage litostratigrafske jedinice Foraminiferski vapnenci (Ripenda, Buzet, Katun-I, Pićan, Šterna-I), b) samo naslage jedinice fliša (Plomin, Hum, Gračišće, Kaldir, Katun-II, Koromačno), ili c) naslage gornjokrednih vapnenca i fliša (Šublentica). Na točkama opažanja su isključivo naslage litostratigrafske jedinice fliš, a služe za opis specifičnih sedimenata ili su točke uzorkovanja za analize sastava karbonantog detritusa. Na temelju analize facijesa izdvojeno je sedam klastičnih facijesa i jedan karbonatni. Izdvojeni klastični facijesi su: olistoliti (F1), megaslojevi (F2), ruditni turbiditi (F3), arenitni turbiditi (F4), lapor s rijetkim slojevima arenita (F5), lapor (F6) te slampovi i klizišta (F7). Karbonati facijes je foraminiferski vekston (F8).

Olistoliti (facijes F1) čine izolirani koherentni, blokovi starijih vapnenaca (Foraminiferskog vapnenca) dimenzija do nekoliko desetaka metara koji su „uronjeni“ unutar lapora i ostalih fliških naslaga. Ovaj facijes opisan je na točki opažanja Šćurak.

Megaslojevi (facijes F2) su kompleksni slojevi s dvodijelnom građom koji se sastoje od donjeg debritnog (divizija I) i gornjeg turbiditnog dijela (divizija II). Prijelaz između ta dva dijela je kontinuiran. Megaslojevi mogu biti debljine i do 40 m (Gračišće). Možemo razlikovati dva tipa debritnih dijelova: a) debrite bogate litoklastima i b) debrite bogate laporovitim matriksom. Donji dio (divizija I) na lokalitetu Kaldir interpretiran je kao podmorski odron (*submarine avalanche*). Megaslojevi se sastoje od: a) litoklasta poteklih iz kredno-paleogenske podloge koji se nalaze u diviziji I, b) bioklastičnog, fosilnog detritusa poteklog iz istovremenih

rampi koji se nalaze u diviziji II i c) prerađenog bazenskog lapora koji je sadržan kao matriks u debritima ili kao litoklasti (*rip-up* klasti).

Ruditni turbiditi (facijes F3) su normalno gradirani slojevi kalkrudita, kalkarenita i lapora, debljine do 10 m. Karbonatni detritus čine kućice velikih bentičkih foraminifera – ortofragmina i numulita te koralinaceje, a u manjoj mjeri i litoklasti. Na korodiranim površinama vidljive su teksture horizontalne i valovite laminacije. U sitnijoj frakciji, zastupljenoj u gornjim dijelovima slojeva, detritus je i dalje biogeni, ali je fragmentiran i razlomljen. Usitnjavanje se događalo kao mehaničko drobljenje prilikom transporta te se ne može odrediti od kojih je fosila detritus potekao. Donje slojne plohe su oštre i erozijske, mogu biti ravne, ali ima i erozijskih kanala (Grimalda) te tragova vučenja (*groove casts*) i tečenja (*flute casts*). Na vrhu sloja je interval lapora taložen iz repa turbiditne struje.

Arenitni Turbiditi (facijes F4) su slojevi debljine od 3 do 75 cm. Mogu biti karbonatnog i miješanog siliciklastično-karbonatnog sastava (češće). Na pojedinim slojevima je zapažena normalna gradacija te su često vidljive teksture horizontalne i valovite laminacije koje su interpretirane kao nepotpune Boumine sekvencije. Najkrupniji detritus je veličine krupnog pijeska i nalazi se u donjem dijelu sloja. Neki slojevi djeluju homogeno i nemaju izraženih tekstura. Na donjim slojnim površinama nalaze se bioturbacije i tragovi tečenja i vučenja.

Lapori s rijetkim slojevima arenita (facijes F5) je sličan kao facijes turbidita (F4), ali je izdvojen jer debljina intervala lapora znatno deblja od arenitnih intervala, karbonatnog sastava arenita i pojave u donjem fliškom intervalu. Intervali lapora mogu biti debljine i više od 10 m.

Masivni lapor (facijes F6) je homogene građe i pojavljuje se u sivkasto-plavičastoj boji. U većini slučajeva je bez tekstura i smatra se hemipelagičkim sedimentom. Pojava paralelnih lamina na trošnoj površini odnosi se na promjenu intervala raznih stupnjeva otpornosti na trošenje.

Facijes slampova i klizišta (facijes F7) je izdvojen na stupovima Katun-I, Katun-II i Šterna-II. Prepoznaje se kao deformirana zona u kojoj se može raspoznati primarni raspored i odnos slojeva. Česte su intrapaketne deformacije – boranje i rasjedanje manjih dimezija. Debljina im varira od metra (Katun-II) do desetak m (Katun-I). Za slampove je karakteristična kompresijska deformacija.

Foraminieferski vekston (facijes F8) je izdvojeni kao 18 m debeo sloj homogenog vapnenca koji je nazvan Pićanski sloj. Petrografski je sloj homogen te je na temelju toga

izdvojen kao zasebni karbonatni facijes unutar fliškog intervala. Također, tektonske deformacije slojeva u sukcesiji koje bi upućivale na tektonske odnose (navlačenje) ili na olistolite, nisu nađene.

Naslage fliša mogu se po sastavu podijeliti na karbonatne i miješane karbonatno-siliciklastične klastite. Za potrebe određivanja sastava fliških slojeva napravljene su: a) analize litološkog sastava debritnih breča, b) kvantitativa analiza sastava karbonatnih slojeva *point-counting* metodom i c) preliminarni petrorgrafski opis miješanih siliciklastično-karbonatnih slojeva s analizom teških minerala.

Analiza litološkog sastava debritnih breča iz divizije I napravljena je na šest megaslojeva: Plomin, Hum, Gračišće, Kaldir, Šublentica, i Koromačno. Litološki sastav klasta čine donjokredni, gornjokredni i Foraminiferski vapnenci, Prijelazne naslage te klasti lapora. Specifični litološki sastav breča u pojedinom sloju ukazuje na to da su klasti porijeklom iz različitog dijela kredno-paleogenske podloge na svakoj lokaciji.

Za kvantitativnu analizu sastava karbonantnih slojeva (kalkrudita i kalkarenita) analizirana su 42 preparata uzorkovanih iz 21 sloja rasprostranjena na 16 različitih lokacija. Sastav je određen brojenjem i klasifikacijom 300 zrna *point-counting* metodom. Prilikom analize određeni su glavni te sporedni konstituenti koju su dalje raspodijeljeni u grupe. Udio pojedine grupe iskazan je u postotcima. Glavni konstituenti su zastupljeni u svakom uzorku >10 % i njih čine četiri grupe: a) ortofragmine, b) numuliti, c) koralinaceje i d) litoklasti potekli od starijih karbonatnih stijena. Sekundarni konstituenti su 1) fragmenti lamelar-perforatnih foraminifera (hijalini fragmenti), 2) mikrit, 3) obraštajuće foraminifere, 4) mahovnjaci (bryozoa), 5) bodljikaši – ježinci, 6) školjkaši, 7) neodređene rotalidne foraminifere, 8) neodređena kalcitna zrna, 9) alveoline, 10) Fe-oksidi, 11) fragmenti rudista, 12) planktonske foraminifere, 13) tamna organska tvar, 14) serpulitidi i 15) zrnca glaukonita. Rezultati ukazuju da je sastav većeg dijela detritusa iz svih proučavanih uzoraka bioklastični te da je potekao s ruba vanjske karbonatne rampe. Zbog navedene uniformnosti možemo zaključiti da je bioklastični detritus pretaložen iz istovremene rampe, a nije potekao trošenjem starijih stijena kredno-paleogenske podloge jer bi se to odrazilo u fosilnom detritusu tako da bi fosili iz starijih stijena bili prisutni u analiziranim slojevima.

Miješani siliciklastično-karbonatni slojevi su opisani kao kalkarenacejski pješčenjaci (s >50 % ekstrabazenske siliciklastične komponente), biokalkareniti (s više od 50 % fosilnog karbonatnog detritusa) te kalklititi (više od 50 % karbonatnih zrna koja su potekla od starijih

karbonatnih stijena). Udio $CaCO_3$ ovih slojeva se kreće od 33 do 89 %. Udio karbonatne komponente je određen kalcimetrijom.

Mjerenje paleotransporta rađeno je na temelju tragova tečenja (*flute casts*), tragova vučenja (*groove marks*) i pomoću orijentacije kreste riplova (*ripple marks*) na gornjoj slojnoj površini. Analiza smjerova paleotransporta siliciklastičnih slojeva ukazuje na dominatan smjer paleotransporta iz sjeverozapada prema jugoistoku koji je dobiven na temelju 150 mjerenja tragova tečenja (*flute casts*) i 123 mjerenja tragova vučenja (*groove casts*). Smjer paleotransporta na karbonatnim slojevima je dominantno prema sjeveru, a dobiven je na temelju tragova tečenja i orijentacije kreste riplova na gornjoj slojnoj površini (ukupno 12 mjerenja) i tragova vučenja (4 mjerenja).

Prema istraživanim facijesima možemo zaključiti da je Istarski fliš taložen u kombinaciji okoliša i to: a) podmorske padine na što ukazuju facijesi karbonatnih slojeva (facijesi F1, F2 i F3) i b) okolišu bazenske ravnice na što ukazuju facijesi miješanih siliciklastično-karbonatnih turbidita (facijes F4). U gornjim dijelovima istraživanih profila (Katun-I, Buzet, Šterna-I) dolazi do pojave pokrupljavanja i podebljavanja arenitnih intervala (sekvencija pokrupnjavanja i podebljavanja naviše) i veće komponente siliciklastičnog materijala u istraživanim slojevima. Ova pojava može označavati: a) približavanje izvorišta uslijed napredovanja izvorišta ili spuštanja razine mora, ili b) veće trošenje izvorišta i time veći donos siliciklastičnog detritusa.

Na taloženje megaslojeva glavni utjecaj je imala tektonika koja je vjerojatno bila posljedica napredovanja Dinarskih struktura, a ne promjena razine mora. Za očekivati je da bi se utjecaj promjene razine mora odrazio u: a) promjenama u sedimentnom facijesu stijena u slijedu, b) sastavu fosilnog detritusa pretaženog iz plitkog mora i c) vezao bi pojavu megaslojeva za određene dijelove (razine) samog stratigrafskog slijeda koji su vezani za specifičnu razinu mora.

Na temelju analiza zajednica planktonskih foraminifera i vapnenačkog nanoplanktona starost Istarskog fliša određena je kao srednjeeocenska, i to 43–44 Ma (lutet) za najstarije naslage, do oko 36 Ma (barton) za najmlađe. Zone određene planktonskim foraminiferama su u rasponu od P10/P11 do P14. Prema vapnenačkom nanoplanktonu zone su u rasponu od NP16 do NP17. Najstarije naslage su određene na lokaciji Šublentica (zona planktonskih foraminifera P10/P11), a najmlađe su određene na lokacijama Katun i Pićan i to na vršnim dijelovima slijeda (P14).

8. EXTENDED ABSTRACT

The aim of this thesis is to investigate carbonate and clastic deposits of the Istrian flysch, located in central Istria (Croatia). The flysch, together with the underlying Foraminiferal limestones, forms deposits of the Dinaric foreland basin, which existed during the Middle Eocene. The flysch consists of hemipelagic marls and various sediments that were deposited by gravitational flows in the foredeep zone extending in front of the outer Dinarides as an NW-SE elongated through parallel to the front.

Methods used in this research include facies analysis, quantitative clast analysis of carbonate layers, preliminary analysis of heavy minerals from mixed siliciclastic-carbonate layers, paleotransport analysis and age determination based on composition of planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton. A total of 13 sections (Plomin, Ripenda, Hum, Buzet, Gračišće, Kaldir, Katun-I, Katun-II, Koromačno, Pićan, Šublentica, Šterna-I, Šterna-II) and four separate outcorps (Šćurak, Senari, Kožljak and Grimalda) were investigated. The succession described at these localities is composed of three lithostratigraphic units (from bottom to top): Upper Cretaceous limestone, Foraminiferal limestone and Istrian flysch deposits. Foraminiferal limestones and Istrian flysch deposits are present at localities Ripenda, Buzet, Katun-I, Pićan, and Šterna-I. Istrian flysch only is found in Plomin, Hum, Gračišće, Kaldir, Katun-II, and Koromačno, while Upper Cretaceous limestone and Istrian flysch deposits are found in Šublentica. Additional outcorps are presented to describe specific facies cases (Šćurak – olistolith, facies F1) or are just sampling locations (Senari, Kožljak and Grimalda).

Based on the analysis of facies, seven clastic facies and one carbonate facies are described. Clastic facies are: olistoliths (F1), megabeds (F2), rudite turbidites (F3), arenite turbidites (F4), marl with rare layers of arenite (F5), massive marl (F6), and slumps (F7). Carbonate facies is foraminiferal packstone / wackestone described only at Pićan section (F8).

Olistoliths (facies F1) are isolated and coherent boulders of older, Foraminiferal limestone, up to several tens of meters in size, that are imbedded in other flysch deposits. They result from gravitational collapses and were transported by slide processes into deep-water environment. This facies is described only at outcrop Šćurak.

Megabeds (facies F2) are complex beds with twopartite structure consisting of lower debrite (division I) and upper turbidite part (division II). Megabeds can be up to 40 m thick

(Gračišće). Two subfacies in debrite parts of megabeds are distinguished: a) debris rich in lithoclasts and b) debris rich in marl matrix. These subfacies were formed by different debris flows rich in either clasts or matrix. Megabeds are composed of a) lithoclasts derived from the Cretaceous-Paleogene basement, b) bioclastic detritus derived from contemporaneous carbonate ramps and c) resedimented intrabasinal marl that is contained as a matrix in debrites or as lithoclasts (rip-up clasts).

Rudite turbidites (facies F3) are normally graded beds. Coarser bottom part of the bed is up to 5 centimeters thick and predominantly consists of tests of large benthic foraminifera (orthophragminids and numulitides), Corallinaceae red algae, and to a lesser extent, lithoclasts. Plane-parallel and ripple cross-lamination are visible on corroded surfaces. In upper, finer parts of the strata, detritus is still biogenic, but is mostly undeterminable. Fragmentation occurred due to mechanical crushing during transport. The lower bedding planes are sharp and erosive. These are mostly flat, but erosional channels (Grimalda) and traces of groove casts and flute casts can be recognized.

Arenite turbidite beds (facies F4) are 3 to 75 cm thick, that can be of carbonate and mixed siliclastic-carbonate composition. Turbidites are interpreted as Bouma sequences because of normal grading and plane-parallel as well as ripple-cross lamination. Bouma sequences can be complete (intervals Ta-e) but often, only the Tb-e, Tb-c sequneces are present. The largest detritus is the size of coarse sand. Some beds appear homogeneous and have no pronounced structures. Bioturbation is present, as well as flute casts, and groove casts on the lower bedding plane.

Marl with sparse layers of arenite (facies F5) is similar to turbidite facies (F4), but is singled out because the thickness of the marl interval is significantly thicker than that of arenites and siltstones, composition of arenite intervals is carbonate (calcarenite), and its stratigraphical positioning is in the lower part of the flysch succession. Marl intervals can be more than 10 m thick.

Massive marls (facies 6) are homogeneous and structureless marl that belnogs to the Globigerina marl unit. The massive marl is considered a hemipelagic sediment. The occasional appearance of parallel stratification, visible on weathered surfaces is relted to alternations between less and more resistant marls. These alternations between less and more resistant marls are related to cyclic climatic changes between wetter and dryer periods that affected the marl composition.

Slumps (facies F7) are found on sections Katun-I, Katun-II and Šterna-II and are described as deformed zones in which primary arrangement of beds and their thickness ratios can still be recognized. Slumps are characterized by compressionional deformations, with common small-scale reverse faults and folds. The slump zone thickness can vary from a meter (Katun-II) to tens of meters (Katun-I).

Foraminiferal wackestone-packstone (carbonate facies F8) is an isolated 18 m thick bed of homogeneous limestone named Pićan bed. Petrographically, the bed is homogeneous. The microfacies is described as foraminiferal wackestone-packstone with nummulitides, ortophragminides and Corallinaceae red algae. This bed is found to be an isolated occurrence of carbonate sedimentation and is therefore singled out as a separate carbonate facies within the flysch interval. Deformations that would indicate tectonic origin (reverse faulting or thrusting) were not recognized.

The analysis of the lithological composition of debrite breccias was made on six megabeds: Plomin, Hum, Gračišće, Kaldir, Šublentica, and Koromačno. The analyses showed that the clasts derive from Lower Cretaceous limestones, Upper Cretaceous limestones, Foraminiferal limestones, Transitional beds and marls. The specific lithological composition of the breccia in each bed indicates that clasts originated from different parts of the Cretaceous-Paleogene basement.

For quantitative analysis of the composition of the carbonate beds, 42 samples were analyzed. Samples ware collected from 21 beds from 16 locations. The composition was determined by counting and classifying 300 grains per sample using the point-counting method. During the analysis, the main and secondary constituents were determined, which were further divided into groups. The share of each group is expressed as a percentage. The main constituents represent > 10 % in each sample and consist of four groups: a) orthophragminids, b) numulitides, c) Corallinaceae red algae and d) lithoclasts derived from older carbonate rocks. Secondary constituents are grouped as: 1) fragments of lamellar-perforated foraminifera (hyaline fragments), 2) micrite, 3) overgrown foraminifera, 4) bryozoa, 5) echinoderms, 6) bivalves, 7) calcite grains of indeterminable rotaliid foraminifera, 9) alveolinides, 10) Fe-oxides, 11) rudist fragments, 12) planktonic foraminifera, 13) dark organic matter, 14) serpulitides, and 15) glauconite grains. Carbonate composition of all studied samples from different beds and locations is uniform and indicates that all detritus originated from the edge

or outer carbonate ramp environments. Due to this uniformity, we can conclude that carbonate detritus was resedimented from contemporaneous carbonate ramps and did not originate from weathering of the Cretaceous-Paleogene basement because fossils from older strata would be present in the analyzed beds.

Mixed silicyclastic-carbonate beds have been described as calcarenaceous sandstones (with > 50 % extrabasinal siliciclastic components), bioclacarenites (with more than 50% fossil carbonate detritus), and calclithite (more than 50 % of carbonate grains derived from older carbonates). The $CaCO_3$ content of these beds, determined by calcimetry, ranges from 33 to 89 %.

Paleotransport directions were measured on flute casts, groove casts and ripple marks on the upper bedding planes. Dana from siliciclastic beds indicate a dominant direction from the northwest to the southeast. This is based on 150 measurements of flute casts and 123 measurements of groove casts. The paleotransport direction of carbonate beds is dominantly to the north, and is based on measurements of flute cast orientation and orientation of ripple crests on the upper bedding plane (a total of 12 measurements) and groove casts (four measurements).

According to investigated facies, we can conclude that the Istrian flysch is deposited in a combination of deep-sea environments that included: a) base of slope environments, indicated by facies of carbonate beds (facies F1, F2 and F3) and b) basin plane environment indicated by facies of mixed siliciclastic-carbonate turbidites (F4 and F5). In the upper parts of the investigated profiles (Katun-I, Buzet, Šterna-I), arenite intervals show a thickening and coarsening upward trend. This phenomenon can indicate a) progradation of shelf environments, with the sediment source moving closer to the depocenter, b) a sea level drop (lowstand), c) increased weathering of the terrigenous sediment source and, therefore, a higher sediment input.

Deposition of megabeds was influenced mainly by tectonics during advancement of Dinaric structures, and not a change in sea level. It is expected that the impact of sea level changes would be reflected in a) changes in sedimentary facies in the succession, b) composition of fossil detritus that originated from shallow carbonate ramps and c) would link the occurrences of megabeds only to certain parts of the Istrian flysch.

In addition to different structural features, each megabed has a distinct clast composition (Lower and Upper Cretaceous limestones as well as the Eocene Foraminiferal limestones), indicating that each bed is a sedimentary record of a specific local slope failure

that scalloped a different part of the Cretaceous to Palaeogene carbonate succession underlying the Flysch. Thus, each described megabed probably represents a separate local collapse within the Dinaric foredeep. The synsedimentary faults dissected the floor of the evolving distal Dinaric foredeep and exposed the basement rocks along submarine fault scarps. Seismic shocks related to the advancing orogen are suggested as the main triggering mechanism for the collapses along the fault scarps and/or oversteepened slopes.

Based on the analysis of planktonic foraminifera and calcareous nanoplankton assamblages, the age of the Istrian flysch investigated in this research was determined to be middle Eocene. Zones determined by planktonic foraminifera range from P10/ P11 to P14. The range of calcareous nanoplankton is from zone NP16 to zone NP17, which corresponds to the period from Lutetian (43-44 Ma) to Bartonian (36 Ma). The oldest deposits were determined at Šublentica (zone of planktonic foraminifera P10 / P11), and the youngest were determined at Katun and Pićan, on the topmost parts of the studied sections (P14).

9. LITERATURA

ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. i PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and olistoliths.– U SESTINI, G., (ur.): Development of the northern Apennines geosyncline.– Sedimentary Geolology, 4, 521–557.

AGNINI, C., FORNACIARI, E., RAFFI, I., CATANZARITI, R., PÄLIKE, H., BACKMAN, J. & RIO, D. (2014): Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes.– Newsletters on Stratigraphy, 47/2, 131–181.

AMY, L., KNELLER, B. i MCCAFFREY, W. (2007): Facies architecture of the Grès de Peïra Cava, SE France: Landward stacking patterns in ponded turbiditic basins.– Journal of The Geological Society 164. doi: 143–162. 10.1144/0016-76492005-019.

ANDÒ, S., GARZANTI, E., PADOAN, M. i LIMONTA, M. (2012): Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. – Sedimentary Geology. 280. doi: 165–178. 10.1016/j.sedgeo.2012.03.023.

BABIĆ, L., i ZUPANIČ, J. (1996): Coastal dinaric flysch belt: paleotransport model for the Pazin Basin, and the role of a foreland uplift.– Natura Croatica, 5, 317–327.

BABIĆ LJ., HERNITZ-KUČENJAK, M., ĆORIĆ, S. i ZUPANIČ, J. (2007): The Middle Eocene age of the supposed Late Oligocene sediments in the flysch of the Pazin Basin (Istria, Outer Dinarides).– Natura Croatica: periodicum Musei historiae naturalis Croatici, 16(2), 83–103.

BARATTOLO, F., BASSI, D. i ROMANO, R. (2007): Upper Eocene larger foraminiferal–coralline algal facies from the Klokova Mountain (southern continental Greece).– Facies, 53, 361–375. doi: 10.1007/s10347-007-0108-2

BARNOLAS, A. i TEIXELL, A. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, south Pyrenees).– Geology, 22, 1107–1110.

BASSI, D. (2005): Larger foraminiferal and coralline algal facies in an Upper Eocene storm-influenced, shallow water carbonate platform (Colli Berici, northeastern Italy).–

Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 226, 17–35. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.05.002.

BENIĆ, J. (1991): The age of the Istria Flysch deposits based on calcareous nannofosils.– U: DROBNE, K. i PAVLOVEC, R. (ur.): Introduction to the Paleogene SW Slovenia and Istria.– Field-Trip Guidebook IGCP Project, Early Paleogene Benthos, 2nd meeting Postojna (Slovenia, Istria). 25.

BENIĆ, J. (1996a): Nanoanalize iz paleogenskih klastita Istra (profili Šterna-I i Buzet-I), Geološko-paleontolški zavod, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb.

BENIĆ, J. (1996b): Vapnenački nanofosili u eocenskim klastitima Istre Geološko-paleontolški zavod, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb.

BERGANT, S. (1996): Sedimentno - petrografske analize uzoraka s profila Šterna-I i Buzet-I, Izvještaj za projekt "Geološka karta Republike Hrvatske 1:50 000". Zavod za geologiju, Institut za geološka istraživanja, Zagreb.

BERGANT, S., TIŠLJAR, J. i ŠPARICA, M. (2003): Eocene Carbonates and Flysch Deposits of the Pazin Basin.– U: VLAHOVIĆ, I. i TIŠLJAR, J. (ur.): Field Trip Guidebook - 22nd IAS Meeting of Sedimentology - Opatija 2003 (pp. 57–63). Croatian geological survey, Zagreb.

BERGANT, S., MATIČEC, D., FUČEK, L., PALENIK, D., KORBAR, T., ŠPARICA, M., KOCH, G., GALOVIĆ, I. i PRTOLJAN, B. (2020): Basic Geological Map of the Republic of Croatia scale 1:50.000, sheet: Rovinj 2. – Department of geology, Croatian geological survey, Zagreb.

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER C.C. & AUBRY, M. (1995): A Revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.– U: BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M. & HARDENBOL, J. (ur.): Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation.– Special publication of Society for Sedimentary Geology, 129–212. doi: 10.2110/pec.95.04.0129

BERGGREN, W.A. & PEARSON, P.N. (2005): A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminifera zonation.– Journal of Foraminiferal Research, 35/4, 279–298.

BOSENCE, D.W.J. (2005): A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic.− Sedimentary Geology, 175, 49–72. doi: 10.1016/j.sedgeo.2004.12.030

BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation.− Elsevier, Amsterdan

BOUMA, A.H. (1987): Megaturbidite: An acceptable term?– Geo-Marine Letters, 7, 63–67. doi: 10.1007/BF02237985

CHAYES, F. (1956): PetrographicModal Analysis: An Elementary Statistical Approach.Wiley, New York, 113 str.

ĆORIĆ, S., BABIĆ, LJ., HERNITZ KUČENJAK, M. i ZUPANIČ, J. (2008): Conflicting dating of the coastal Dinaric flysch, and implications: Eocene or Miocene? The case of north Dalmatia and Istria. Geophysical Research Abstracts. 10.

ĆOSOVIĆ, V., DROBNE, K. i MORO, A. (2004): Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonateplatform (Istrian Peninsula).– Facies, 50, 61–75.

ĆOSOVIĆ, V., MARJANAC, T., DROBNE, K. i MORO, A. (2008): Outer Dinarides: eastern Adriatic coast. Paleogene and Neogene.− U: McCANN, T. (ur.): The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. The Geological Society London, London, 1031–1139.

ĆOSOVIĆ, V., MRINJEK, E, NEMEC, W., ŠPANIČEK, J. i TERZIĆ, K. (2018): Development of transient carbonate ramps in an evolving foreland basin.– Basin Research, 30, 746–765, doi: 10.1111/bre.12274

CRNJAKOVIĆ, M (1981): Maastrichtian flysch sediments in the south-west part of Mt. Medvednica. Geološki vjesnik, 34, 47–61

DE MIN, A., PRINCIVALLE, F. i LENAZ, D. (2014): Geochemistry of the Late Mesozoic - Early Cenozoic turbidites from the NE part of the Adria microplate.– Periodico di Mineralogia. 83. 141–158. doi: 10.2451/2014PM0008.

DECELLES, P. G. (1994) Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. – Geological Society of America Bulletin, 106, 32–56.

DECELLES, P.G. i GILES, K.A. (1996): Foreland basin systems.– Basin Research, 8, 105–123. doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.

DIMITRIJEVIĆ, M. N., DIMITRIJEVIĆ, M. D. i RADOŠEVIĆ, B. (1967): Sedimentne teksture u turbiditima. Zavod za geološka i geofizička istraživanja, Beograd, 70 str.

DOROBEK, S. (1995): Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology.– U: DOROBEK, S. & ROSS, G.M. (ur.): Stratigraphic evolution of foreland basins. SEPM Special Publication, 52, 127–147.

DROBNE, K. (1977): Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie.– Mémoires suisses de Paléontologie, 99, 174 str.

DROBNE, K. i PAVŠIČ, J. (1991): Clastic carbonate deposits in SW Slovenia and Istria (Podsabotin beds – Paleocene; flysch – Paleocene, Eocene; Kožbana beds – Paleocene; Međana beds – Eocene).− U: DROBNE, K. i PAVLOVEC, R. (ur.): Introduction to the Paleogene SW Slovenia and Istria. IGCP Project 286 ″Early Paleogene Benthos″, 2nd Meeting Postojna. Paleontološki Inštitut I. Rakovca ZRC SAZU, Ljubljana, 19–21.

DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.– U: HAM, W.E. (ur.): Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 108–121.

EMBRY, A. F. i KLOVAN, J. E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.–Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19(4), 730–781.

FABETA, I. (1957): Plominski bazen. Rudarsaki elaborat. Istarski ugljenokopi Raša 7/5.

FALLGATTER, C., KNELLER, B., PAIM, P. S. i MILANA, J. P. (2017): Transformation, partitioning and flow–deposit interactions during the run-out of megaflows.– Sedimentology, 64, 359–387. doi: 10.1111/sed.12307

FESTA, A., PINI, G. A., OGATA, K. i DILEK, Y. (2019): Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts

and exhumed subduction-accretion complexes.– Gondwana Research, 74, 7-30. doi: 10.1016/j.gr.2019.01.003.

FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application.– Springer-Verlag, Berlin. 976 p. doi: 10.1017/S0016756806221940

FOLK, R. L., (1980): Petrology of sedimentary rocks: Austin, Texas, Hemphill's Bookstore, 182 str.

GOBO, K., MRINJEK, E., i ĆOSOVIĆ, V. (2021): Mass-transport deposits and the onset of wedge-top basin development: An example from the Dinaric Foreland Basin, Croatia. – Journal of Sedimentary Research. 90. 1527–1548. doi: 10.2110/jsr.2019.192.

HAJEK-TADESSE, V. (1996): Mikropaleontološke analize uzoraka profila Šterna i Buzet-Sv. Križ, Izvještaj za projekt "Geološka karta Republike Hrvatske 1:50 000". Zavod za geologiju, Institut za geološka istraživanja, Zagreb.

HALLOCK, P. i GLENN, E. C. (1986): Larger Foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental Analysis of Cenozoic Carbonate Depositional Facies.– Palaios, 1 (1), 55–64. doi: 10.2307/3514459

HAGN H., PAVLOVEC R. i PAVŠIĆ J. (1979): Excursion G, Gračišće near Pićan, Istria-Eocene. in: Excursions Guidebook,– 16. European Micropalaeontological Colloquium. Ljubljana, 185-19

HAMPTON, M. A. (1972): The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents.– Journal of Sedimentary Research, 42(4), 775–793. doi: 10.1306/74D7262B-2B21-11D7-8648000102C1865D

HANICH, M., HAČEK, M., CEPANEC, Z. i PECIĆ, M. (1979): Strukturno-tektonska istraživanja područja ležišta ugljena Koromačno. OOUR za kompleksna geološka istraživanja, Industroprojekt – Zagreb. Narodni muzej Labin.

HAUGHTON, P., DAVIS, C., MCCAFFREY, W., i BARKER, S. (2009). Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance.– Marine and Petroleum Geology, 26, 1900–1918.

HAQ, B., HARDENBOL, J.R. i VAIL, P. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic.– Science, 235, 1156–67. doi: 10.1126/science.235.4793.1156.

HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT (2009): Geološka karta Republike Hrvatske M 1:300.000.– Zavod za geologiju, Hrvatski geološki institut, Zagreb.

KLEVERLAAN, K. (1987): Gordo Megabed: a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas Basin, Province Almeria, southeast Spain.– Sedimentary Geolology, 51, 165–180. doi: 10.1016/0037-0738(87)90047-9

KORBAR, T. (2009): Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region: a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogene carbonates.– Earth-Science Reviews, 96, 296–312.

KORBAR, T., AVANIĆ, R., BAKRAČ, K., BELAK, M., BERGANT, S., BRČIĆ, V., BRLEK, M., FUČEK, L., GRGASOVIĆ, T., GRIZELJ, A., HALAMIĆ, J. HEĆIMOVIĆ, I., HORVAT, M., JAMIČIĆ, D., KOCH, G., MATIČEC, D., OŠTRIĆ, N., PALENIK, D., SLOVENEC, D. i ŠORŠA, A. (2012): Upute za izradu Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000.– priručnik, Hrvatski geološki institut, Zagreb, 131 str.

KRAŠENINNIKOV V. A., MULDINI-MAMUŽIĆ, S. i DŽODŽO-TOMIĆ, R. (1968): Signification des foraminiferes planctoniques pour la division du Paléogene de la Yougoslavie et comparaison avec les autres régions examinées. Geološki vjesnik, 21, 117–145.

KUENEN, P., i MIGLIORINI, C. (1950): Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding.– The Journal of Geology, 58(2), 91-127.

LABAUME, P., MUTTI, E. i SEGURET, M. (1987): Megaturbidites: A depositional model from the eocene of the SW-Pyrenean Foreland basin, Spain.– Geo-Marine Letters, 7(2), 91–101. doi: 10.1007/BF02237988

LENAZ, D., KAMENETSKY, V. S., & PRINCIVALLE, F. (2003): Cr-spinel supply in the Brkini, Istrian and Krk Island flysch basins (Slovenia, Italy and Croatia).– Geological Magazine, 140 (3), 335-342. doi:10.1017/S0016756803007581

LENAZ, D. (2009): Detrital pyroxenes in the Eocene flysch of the Istrian Basin.– Geologica Acta, 6(3), 259–266. doi:10.1344/105.000000255

LOWE, D. R. (1982): Sediment gravity flows: II depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.– Journal od Sedimentary Petrology, 52, 279–297. doi: 10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D

LUŽAR-OBERITER, B., HOCHULI, P., BABIĆ, LJ., GLUMAC, B., i TIBLJAŠ, D. (2010): Climatic cycles recorded in the Middle Eocene hemipelagites from a Dinaric foreland basin of Istria (Croatia).– Geologica Carpathica, 61, 193–200. doi: 10.2478/v10096-010-0010-7.

MANGE, M. A. i MAURER, H. F. W. (1992): Heavy Minerals in Colour.– Chapman i Hall, London, 151 str.

MAGAŠ, N. (1968): Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:100 000, List Cres, L 33-113. Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

MAGAŠ, (1973): Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:100 000, Tumač za list Cres L33-113.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

MAGDALENIĆ, Z. (1972): Sedimentologija fliških naslaga Srednje Istre.– Prirodoslovna istraživnja, knjiga 39,– Acta Geologica, 71–100.

MARINČIĆ, S. (1981): Eocenski fliš Jadranskog pojasa.– Geološki vjesnik, 34, 27-38.

MARINČIĆ, S., ŠPARICA, M., TUNIS, G. i UCHMAN, A. (1996): The eocene elysch deposits of the Istrian peninsula in Croatia and Slovenia. Regional, stratigraphic, sedimentological and ichnological analysis.–Annales, 9, 139–156.

MARJANAC, T (1989): Sedimentološka istraživanja paleogena u Vanjskim Dinaridima 3, Geološko-paleontološki zavod, Prirodoslovno-matematički faklultet, Zagreb.

MARJANAC, T. (1990): Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia.– Sedimentology, 37, 921–929.

MARJANAC, T. (1991): Importance of megabeds for reconstruction of Palaeogene flysch basin of Split hinterland (Middle Dalmatia).– Geološki vjesnik, 44, 201–213.

MARJANAC, T. (1993): Evolution of Eocene-Miocene flysch basin of Central Dalmatia, Croatia.-doktorski rad, University of Zagreb, 348 str.

MARJANAC, T. (1996): Deposition of megabeds (megaturbidites) and sea-level change in a proximal part of Eocene-Miocene flysch of central Dalmatia (Croatia).– Geology, 24, 543–546.

MARJANAC, T. i ĆOSOVIĆ, V. (2000): Tertiary depositional history of Eastern Adriatic realm.– Vijesti Hrvatskog geološkog društva, 37/2, 93–103.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. –U: FARINACCI, A. (ur.), Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma, 1970, 739–785.

MATIČEC, D., VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I. i TIŠLJAR, 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. doi: 10.4154/GC.1994.46

MIKES, T., TAMÁS, I., FRISCH, W., & VON EYNATTEN, H. (2006): Geochemistry of Eocene flysch sandstones in the NW External Dinarides.– Acta Geologica Hungarica, 49(2), 103–124. doi:10.1556/AGeol.49.2006.2.2

MIKES, T. i BÁLDI-BEKE, M. i KAZMER, M. i DUNKL, I. i EYNATTEN, H. (2008): Calcareous nannofossil age constraints on Miocene flysch sedimentation in the Outer Dinarides (Slovenia, Croatia, Bosnia-Herzegovina and Montenegro).– Geological Society, London, Special Publications. 298, 335–363. doi: 10.1144/SP298.16.

MULDER, T. i ALEXANDER, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flow and their deposits.– Sedimentology, 48, 269–299. doi: 10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x.

MULDINI-MAMUŽIĆ, S. (1964): Mikrofauna vapnenaca i klastičnog razvoja paleogena Srednje Istre.– Geološki vjesnik, 18, 281–289.

MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le Torbiditi Dell'Appenninno Settentrionale: Introduzione All'Analisi di Facies. Memorie Societa Geologica Italiana, 161-199.

MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., SEGURET, M. i ZANZUCCHI, G. (1984): Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits.– Marine Geology, 55(1-2), 103–116. doi: 10.1016/0025-3227(84)90135-X

MUTTI, E. (1992): Turbidite Sandstones.– Agip and Universita di Parma, Parma. 275 str.

MUTTI, E., BERNOULLI, D., RICCI LUCCHI, F. i TINTERRI, R. (2009): Turbidites and turbidity currents from Alpine 'Flysh' to the exploration of continental margins.– Sedimentology, 56. 267–318. doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.01019.x.

OGATA, K., POGAČNIK, Ž. PINI, G. A., TUNIS, G., FESTA, A., CAMERLENGHI, A. i REBESCO, M. (2014): The carbonate mass transport deposits of the Paleogene Friuli Basin (Italy/Slovenia): Internal anatomy and inferred genetic processes.– Marine Geology, 356, 88–110. doi: 10.1016/j.margeo.2014.06.014.

OGATA, K., POGAČNIK, TUNIS, G. PINI, G. A. FESTA, A. i SENGER, K. (2019): A Geophysical-Geochemical Approach to the Study of the Paleogene Julian—Slovenian Basin "Megabeds" (Southern Alps—Northwestern Dinarides, Italy/Slovenia).– Geosciences, 9(4), 1–17. doi: 155. 10.3390/geosciences9040155.

OGATA, K., FESTA, A., PINI, G. A. i ALONSO, J. L. (2020): Submarine Landslide Deposits in Orogenic Belts: Olistostromes and Sedimentary Mélanges in Submarine Landslides.– U: OGATA, K., FESTA, A i PINI, G. A. (ur.): Submarine Landslides: Subaqueous Mass Transport Deposits from Outcrops to Seismic Profiles, Geophysical Monograph 246 (str. 3–26), American Geophysical Union. John Wiley i Sons. doi: 10.1002/9781119500513.ch1.

OREHEK, S. (1970): Eocenski flis Pivske kotline in Brkinov. VII Kongres geologa SFRJ, 253–270, Zagreb.

OREHEK, S. (1991): Palaeotransport of SW Slovenian flysch.– U: DROBNE, K. i PAVLOVEC, R. (ur.): Introduction to the Paleogene SW Slovenia and Istria, Field-Trip Guidebook, IGCP Project 286, 27–31. Ljubljana.

ORI, G. G. i FRIEND, P. G. (1984) Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets.– Geology, 12, 475–478.

OTONIČAR, B. (2007): Upper Cretaceous to Paleogene forbulge unconformity associated with foreland basin evolution (Kras, Matarsko podolje and Istria; SW Slovenia and NW Croatia).– Acta Carsologica, 101–120. doi: 10.3986/ac.v36i1.213

PAYROS, A., PUJALTE, V. i ORUE-ETXEBARRIA, X. (1999): The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from Pamplona Basin.– Sedimentary Geolology, 125, 165–194. doi: 10.1016/S0037-0738(99)00004-4

PEARSON, P.N., OLSSON, R.K., HUBER, B.T., HEMLEBEN, C. i BERGGREN, W.A. (2006): Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera.– The Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Paper, 41, 513 p.

PERCH-NIELSEN K. (1985): Cenozoic calcareous nannofossils.– U: BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. i PERCH-NIELSEN, K. (ur.): Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 427–554.

PETRINJAK, K., BUDIĆ, M., BERGANT, S. i KORBAR, T. (2021): Megabeds in Istrian Flysch as markers of synsedimentary tectonics within the Dinaric foredeep (Croatia). Prihvaćen za objavljivanje u Geologia Croatica

PICCOLI, G. i PROTO DECIMA F. (1969): Ricerche biostratigrafiche sui depositi flyschoidi della regione adriatica settentrionale e orientale.– Memorie degli Instituti di Geologia Mineralogia dell'Universitŕ di Padova, 27, 1–23

PICKERING, K, T. i HISCOTT, R. N. (1985): Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis (flysch succession). – Sedimentology. 32. 373–394.

PICKERING, K. T., i HISCOTT, R. N. (2016): Deep Marine Systems; Processes, Deposits, Environments, Tectonics and Sedimentation. Oxford: American Geophisical Union and Wiley.

PIPER .J.W. (1978):Turbidite muds and silts in deep-sea fans and abyssal plains.– U: D.J. STANLEY D. J. i KELLING, G. (ur.), Sedimentation in Submarine Fans, Canyons, and Trenches. Stroudsburg, Pennsylvania, Hutchinson and Ross, 163–176

PINI, G. A., OGATA, K., CAMERLENGHI, A., FESTA, A., LUCENTE, C. C., i CODEGONE, G. (2012): Sedimentary melanges and fossil mass-transport complexes: A key for better understanding submarine mass movements?– U: YAMADA, Y., KAWAMURA, K., IKEHARA, K., OGAWA, Y., URGELES, R., MOSHER, D., CHAYTOR, J. i STRASSER, M. (ur.), Submarine mass movements and their consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research, 31 (pp. 585–

594). Dordrecht, Springer Science+Business Media B.V. doi: 10.1007/978-94-007-2162-3_52

PLENIČAR, M., POLŠAK, A i ŠIKIĆ, D. (1969): Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:100 000, List Trst, L 33-88.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Geološki zavod Ljubljana, Savezni geolološki zavavod, Beograd.

PLENIČAR, M., POLŠAK, A i ŠIKIĆ, D. (1973): Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:100 000, Tumač za list Trst, L 33-88.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Geološki zavod Ljubljana, Savezni geolološki zavavod, Beograd.

POLŠAK, A. i ŠIKIĆ, D. (1969): Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:100 000, List Rovinj, L 33-100.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

POLŠAK, A. i ŠIKIC, D., (1973): Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:100 000, Tumač za list Rovinj L30-100.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

POSTMA, G., NEMEC, W. i KLEINSPEHN, K. (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement.– Sedimentary Geology. 58. 47–61. doi: 10.1016/0037-0738(88)90005-X.

RASSER, M. W., i PILLER W. E. (2004): Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine Foreland.–Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 206, 21–39. doi: 10.1016/j.palaeo.2003.12.018

REIJMER, J., TEN KATE, W. G. H. Z., SPRENGER, A. i SCHLAGER, W. (1991): Calciturbidite composition related to exposure and flooding of a carbonate platform (Triassic, Eastern Alps).– Sedimentology, 38, 1059–1074. doi: 10.1111/j.1365-3091.1991.tb00371.x.

REIJMER, J. J., PALMIERI, P. i GROEN, R. (2012): Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas).– Facies, 58, 493–507. doi: 10.1007/s10347-011-0291-z

REIJMER, J. J., PALMIERI, P., GROEN, R. i FLOQUET, M. (2015): Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes?– Sedimentary Geology, 317, 53–70. doi: 10.1016/j.sedgeo.2014.10.013

RICCI LUCCHI, F. (1986): The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines.– U: Allen, P.A. i HOMEWOOD, P. (ur.): Foreland Basins. Special Publication, The International Association of Sedimentologists, 8, 105–139.

RUPKE, N. (1976): Sedimentology of Very Thick Calcarenite Marlstone Beds in a Flysch Succession, Southwestern Pyrenees.– Sedimentology, 23, 43–65

SALOPEK, M. (1954): Prilozi poznavanju geološke građe Labinskog i Pićanskog basena Istre.– Zagreb: Jugoslavenska akademija znanosti i umjetnosti.

SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. i USTASZEWSKI. K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units.– Swiss Journal of Geosciences, 101, 139–183. doi: 10.1007/s00015-008-1247-3

SHANMUGAM, G. i MOIOLA, R.J. (1984): Eustatic control of calciclastic turbidites.– Marine Geology, 56, 273–278. doi: 10.1016/0025-3227(84)90018-5.

SHANMUGAM, G. (2006): Deep-water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs.– Amsterdam, Elsevier, Handbook of petroleum exploration and production, v. 5, 476 p.

SINCLAIR, H.D. i ALLEN, P.A. (1992): Vertical vs. Horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin.– Basin Research, 4, 215–232.

SINCLAIR, H.D. (1997): Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins.– GSA Bulletin, 109(8), 324–346. doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0324:TMFUPF>2.3.CO;2

SINCLAIR, H. D. i TOMASSO, M. (2002): Depositional Evolution of Confined Turbidite Basins.– Journal of Sedimentary Research, 72, 451–456. doi: 10.1306/111501720451.

SINHA, A. K. i UPADHYAY, R. (1994): Flysch: a historical perspective and the Himalayas.– Earth-Science Reviews, 36, 1–2, 47–48. doi: 10.1016/0012-8252(94)90007-8

STANLEY, J. D. (1988): Turbidites Reworked by Bottom Currents: Upper Cretaceous Examples from St. Croix, U.S. Virgin Islands.– Smithsonian Contributions to the Marine Sciences, 33, 1–79. doi: 10.5479/si.01960768.33.

STOW, D.A.V. i SHANMUGAM, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments.– Sedimentary Geology, 25, 1–2, 23–42

STOW, D. A.V. i PIPER, D. J. W. (1984) Deep-water fine-grained sediments: facies models. U: STOW, D.A.V. I PIPER D. J. W. (ur.), Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies. Blackwell, Oxford, 611–640.

STOW, D. A. V. (1986). Deep sea clastics: where are we and where are we goinig?– Geological Society, London, Special publication, 67–93.

STRACHAN, L. (2008): Flow transformations in slumps: A case study from the Waitemata Basin, New Zealand.– Sedimentology, 55, 1311–1332. doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00947.x.

ŠIKIĆ, D., POLŠAK, A. i MAGAŠ, N. (1969): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Labin, L33-101.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, Savezni geolološki zavod, Beograd.

ŠIKIĆ, D., PLENIČAR, M. i ŠPARICA, M. (1972): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Ilirska Bistrica, L33-89.– Inst. geol. istraž. Zagreb, Geol. zavod Ljubljana (1958.–1967.), Sav. geol. zavod, Beograd.

ŠIKIĆ, D. i POLŠAK, A. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, Tumač za list Labin, L33-101.– Inst. geol. istraž. Zagreb (1963), Sav. geol. zavod, Beograd.

ŠIKIĆ, D. i PLENIČAR, M. (1975): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, Tumač za list Ilirska Bistrica, L33-89.– Inst. geol. istraž. Zagreb, Geol. zavod Ljubljana (1967.), Sav. geol. zavod, Beograd.

ŠPANIČEK, J., ĆOSOVIĆ, V., MRINJEK, E., i VLAHOVIĆ, I. (2017): Early Eocene evolution of carbonate depositional environments recorded in the Čikola Canyon (North Dalmatian Foreland Basin, Croatia).– Geologia Croatica, 70, 11–25. 10.4154/gc.2017.05.

ŠPARICA, M., KOCH, G., IBRAHIMPAŠIĆ, H., GALOVIĆ, I., i BERGANT, S. (2005): New data to the Palaeogene stratigraphy of the clasticcarbonate beds in SE Istria, Croatia. In

I. Velić, I. Vlahović, & R. Biondić (Ed.), Third Croatian Geological Congress. Abstract book. Zagreb: Croatian Geological Society.

TALLING, P. (2013): Hybrid submarine flows comprising turbidity current and cohesive debris flow: Deposits, theoretical and experimental analyses, and generalized models.– Geosphere, 9, 460–488. doi: 9. 460–488. 10.1130/GES00793.1.

TARLAO, A., TUNIS, G. i VENTURINI, S. (1995): Lutetian Transgression in Central Istria: the Rogovići-Mećari section case.– U: VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I. i ŠPARICA; M (ur.): Proceedings 2, First Croatian Geological Congress (613–618). Institute of Geology, Zagreb.

TERRY, R. D., i CHILINGAR, G. V. (1955): Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations," by M. S. Shvetsov.– Journal of Sedimentary Research, 25(3), 229–234.

TIŠLJAR, J. (2004): Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb.

TUCKER, M. (2008): Petrologija sedimenata, Uvod u postanak sedimentnih stijena.– AZP Grafis, Samobor, 262 str.

TUNIS, G., i VENTURINI, S. (1992): Evolution of the Southern Margin of the Julian Basin with Emphasis on the Mega Beds and Turbidites Sequence of the Southern Julian Prealps (NE Italy).– Geologia Croatica, 45, 127–150. doi: 10.4154/GC.1992.10

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. i MATIČEC, D. (2005): Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 220(3-4), 333–360. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.01.011

VLAHOVIĆ, I. i VELIĆ, I. (2009): Liburnijske naslage, foraminiferski vapnenci i pri-jelazne naslage (?gornji paleocen, donji i srednji eocen –?Pc, $E_{1,2}$).− U: VELIĆ, I. i VLAHOVIĆ, I. (ur.): Tumač Geološke karte Republike Hrvatske 1:300.000. Hrvatski geološki institut, Zagreb, 76−77

VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., MATIČEC, D. i BERGANT, 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.– U: VLAHOVIĆ, I. i TIŠLJAR, J. (ur.): Field Trip Guidebook - 22nd IAS Meeting of Sedimentology - Opatija 2003 (pp. 57–63). Croatian geological survey, Zagreb.

VELIĆ, I. (2007): Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe).– Geologia Croatica, 60(1), 1–113.

WADE, B.S., PEARSON, P.N., BERGGREN, W.A. i PÄLIKE, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale.– Earth-Science Reviews, 104, 111–142. doi: 10.1016/j.earscirev.2010.09.003

WENTWORTH, C. K. (1922): A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments.– Geological Society of America Bulletin, 25 (1), 655–744.

ZUFFA, G. G. (1980). Hybrid Arenites: Their Composition and Classification.– Journal of Sedimentary Research, 50, 10. doi: 1306/212F7950-2B24-11D7-8648000102C1865D.

ZUFFA G.G. (1985) Optical Analyses of Arenites: Influence of Methodology on Compositional Results. In: Zuffa G.G. (eds) Provenance of Arenites. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8

ZUPANIČ, J. (1981): Non-carbonate detritus from arenite sediments of Maastrichtian Vivodina Flysch (Žumberak, Western Dinarides).– Geološki vjesnik, 34, 109–120

ZUPANIČ, J, BABIĆ, LJ. i CRNJAKOVIĆ, M. (1981): Lower Cretaceous basinal clastics (Oštrc Formation) in the Mt. Ivanščica (Northwestern Croatia).– Acta Geol, Zagreb, 11, 1–44

ŽIVKOVIĆ, S. i BABIĆ, LJ. (2003): Paleoceanographic implications of smaller benthic and planktonic foraminifera from the Eocene Pazin Basin (Coastal Dinarides, Croatia).– Facies, 49, 49–60. doi: 10.1007/s10347-003-0024-z.

ŽIVKOVIĆ, S. i GLUMAC, B. (2007): Paleoenvironmental reconstruction of the Middle Eocene Trieste-Pazin basin (Croatia) from benthic foraminiferal assemblages.– Micropaleontology, 53(4), 285–310. doi: 10.2113/gsmicropal.53.4.285

10. ŽIVOTOPIS

Rođen je 13. lipnja 1984. u Zagrebu. Osnovnu školu završio je u Samoboru. Maturirao je 2003. godine na XV gimnaziji u Zagrebu. Akademske godine 2004./2005. upisao je studij Geologije, smjer diplomirani inženjer geologije, na Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu. Diplomirao je s radom naziva „Kvartarne naslage između Jablanca i Alana na Sjevernom Velebitu“ pod vodstvom prof. dr. sc. Tihomira Marjanca. Od 1. travnja 2016. do 31.3.2021. zaposlen je kao asistent na Zavodu za geologiju Hrvatskog geološkog instituta. Od jeseni 2016. upisan je na poslijediplomski doktorski studij, smjer geologija, na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu u Zagrebu. Član je Hrvatskoga geološkog društva i društva IAS (International Association of Sedimentologists).

Izvorni znanstveni u CC časopisima

ŠPELIĆ, M., DEL BEN, A., PETRINJAK, K (2020): Structural setting and geodynamics of the Kvarner area (Northern Adriatic).– Marine and petroleum geology, 125, 20. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104857

PETRINJAK, K., BUDIĆ, M., BERGANT, S, KORBAR, T. (2021): Carbonate megabeds in distal Dinaric foreland basin (Istrian Flysch, Croatia), prihvaćeni manuskript u časopisu Geologia Croatica.

Sažeci u zbornicima skupova

PETRINJAK, K., BERGANT, S. I KORBAR T (2021): Carbonate megabeds of Istrian Flysch (Dinaric foreland basin, Croatia). 35th IAS Meeting of Sedimentology, Virtual Meeting – Knjiga sažetaka., Bábek, O i Vodrážková, S (Ur): Prag. Palacký University Olomouc. Str. 357. (usmeno izlaganje).

PETRINJAK, K., BERGANT, S., BELIĆ, N., FRANGEN, T.(2019): Geological Model of Pićan area, Istria. 6. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem - Knjiga sažetaka., Horvat, M., Matoš, B., Wacha, L., (ur.). Zagreb: Hrvatski geološki institut, str. 158–159. (poster, domaća recenzija, sažetak, ostalo)

PETRINJAK, KREŠIMIR; BERGANT, S. (2019): Sedimentology of Istrian flysch Megabeds. 6. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem - Knjiga sažetaka., Horvat, M., Matoš, B., Wacha, L., (ur.). Zagreb: Hrvatski geološki institut, str. 157–157 (predavanje, domaća recenzija, sažetak, znanstveni)

PETRINJAK, K., BERGANT, S.(2019): Sedimentological characteristics and facies analyses of Istrian flysch deposits (Dinaric foreland, Croatia), 34th IAS - Sedimentology to face societal challenges on risk, resources and record of the past - Abstract Book, Rim, 2019. str. 282–282 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).

WACHA, L., KOVAČIĆ, M., VLAHOVIĆ, I., PETRINJAK, K., TSUKAMOTO, S., PAVELIĆ, D. (2019): The Chronology and Provenance of Pleistocene coarse-grained Sands on Krk Island (northern Adriatic Sea, Croatia), 34th IAS - Sedimentology to face societal challenges on risk, resources and record of the past - Abstract Book, Rome, Italy: Sapienza Universita di Roma, 2019. str. 198–198 (poster, recenziran, sažetak, znanstveni)

PETRINJAK, K., BERGANT, S., KUREČIĆ, T., AŠČIĆ, Š.(2018): Possible occasional recovery of carbonate sedimentation within Istrian flysch basin, 5. Slovenski geološki kongres, Book of abstracts., Novak, M., Rman, N. (ur.), Ljubljana: Geološki zavod Slovenije, 2018. str. 124–124 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni)

PETRINJAK, K., ŠPELIĆ, M., BRUNOVIĆ, D., BELIĆ N., FERIĆ, P., BRČIĆ, V., WACHA, L., SURIĆ, M., MARKUŠIĆ, S., KORBAR, T. (2017): Research on active tectonics in densely populated Kvarner area characterized by highly dissected Dinaric Karst (GEOSEKVA Project) // Man and Karst 2017: Abstract and Guidebook / Krklec, K. (ur.), Zadar, Hrvatska: Sveučilište u Zadru, 2017. str. 63–63 (poster, sažetak, ostalo)

11. PRILOZI

11.1. POPIS ODREĐENIH PLANKTONSKIH FORAMINIFERA

Stup Plomin

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Pl-9	*Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Acarinina* sp. *Subbotina* spp.	Oskudna zajednica planktonskih i bentičkih foraminifera. Mikrofosili su deformirani, bili su pod visokim naprezanjima (rasjedi) i teško ih je odrediti.	lutet (?P11=E9 zona)
Pl-10	*Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka korotkovi* (Keller, 1946) *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina* sp. *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957) *Gyroidina* sp. *Amphistegina sp.* *Osangularia pteromphalia* (Guembel 1868) *Lenticulina sp.* *Dorothia sp.* *Asterigerinata sp.* *Uvigerina sp.*	Odnos plankton/bentos je 20:80 %. Male bentičke foraminifere.	P11-do donji dio P12= E9 do E10
Pl-11	/	Rekristaliziran sediment bez fosila.	/
Pl-13	/	Vapnenac bez fosila.	/
Pl-15	*Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Globigerinatheka* sp	Rekristalizirani vapnenac.	Lutet

Stup Ripenda

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
RIP-I 10	*Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina spp.* *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958)	Fosili su rekristalizirani, ali brojni i relativno dobro očuvani.	P11=E9

	Globigerinatheka curryi Proto Decima & Bolli, 1970 *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Hantkenina dumblei* Weinzierl & Applin, 1929 *Hantkenina liebusi* Shokhina, 1937 *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Globorotaloides* sp. *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton, 1932)		
RIP-I 11	*Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina* spp. *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Globigerinatheka mexicana* (Cushman, 1925) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Globorotaloides* sp. *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)	Relativno dobro očuvani fosili, puno ih ima.	P11=E9
RIP-1	*Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Globigerinatheka index* (Finlay, 1939) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Globorotaloides sp.* *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949)	Fosili su rekristalizirani.	Donji dio P12=E10
RIP-3	*Acarinina sp.*		

	Globigerinatheka barri Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970)	Mikrofosili su rekristalizirani i inkrustrirani vapnencem. Otežana odredba fosila i starosti stijena.	P12= E10 do E11
	Catapsydrax unicavus (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Turborotalita carcoselleensis* (Toumarkine & Bolli, 1975)		
RIP-5	*Acarinina* sp. *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)	Mikrofosili su rekristalizirani i inkrustrirani vapnencem. Prisutno selektivno otapanje tako da su tanje kućice otopljene, a one robusnije čitave. Otežana odredba fosila i starosti stijena.	P12= E10 do E11

Stup Katun-I

Uzorak	**Određene vrste**	**Napomena**	**Starost uzorka**
KAT-I 11	*Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) ***Globigerinatheka curryi* Proto Decima & Bolli, 1970** ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Hantkenina* sp.	*Globigerinatheke, acarinine* i *M. crassatus* jako česti, male bentičke foraminifere*: Melonis pompilioides, Lenticulina sp, Dentalina sp i Dorothia sp.*	Srednji eocen, zona P11=E9
KAT-I 1	*Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina primitiva* (Finlay, 1947) *Igorina broedermanni* (Cushman & Bermúdez, 1949) *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) ***Pseudoglobigerinella bolivariana* (Petters, 1954)**		Srednji eocen, zona P11=E9

	Hantkenina sp. *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868)		
	Subbotina jacksonensis (Bandy, 1949) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958)		
KAT-I 2	*Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** ***Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton, 1932)** *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)		Srednji eocen, zona P11 =E9
KAT-I 4	*Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka korotkovi* (Keller, 1946) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Turborotalita* sp. ***Guembelitrioides nuttalli* (Hamilton, 1953)**		Srednji eocen, zona P11 =E9
KAT-I 5	*Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka korotkovi* (Keller, 1946) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina primitiva* (Finlay, 1947) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** ***Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970)**		Srednji eocen, zona donji dio P12=E10

	Morozovelloides crassatus (Cushman, 1925) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) ***Pseudoglobigerinella bolivariana* (Petters, 1954)** *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949) *Hantkenina* sp.		
KAT-I 6A	*Subbotina* sp. *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina* sp. *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952	Siltit-manje fosila	Srednji eocen, zona P12=E10 i E11
KAT-I 7	*Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli, 1970) *Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970) *Globigerinatheka sp.*	Siltitit bez fosila, samo juvenilne forme	Srednji eocen, superpozicijski određena zona P12=E10 i E11

Stup Koromačno

Uzorak	**Određene vrste**	**Napomena**	**Starost uzorka**
K-13	*Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina echinata* (Bolli, 1957) *Acarinina collactea* (Finlay, 1939) *Turborotalia cocoaensis* (Cushman, 1928) *Turborotalia cerroazulensis* (Cole, 1928) *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli, 1970) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina gortanii* (Borsetti, 1959) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949) *Turborotalita carcoselleensis* (Toumarkine & Bolli, 1975)	Ima jako puno fosila, rekristalizirani su, ali su relativno dobro očuvani	Zona P14 ili E13
K-14	*U ovom uzorku nisu nađeni fosili te nije moguće odresiti starost, osim superpozicijski*		/
K-15	*Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) *Catapsydrax* sp.	U ovom uzorku nađeno je puno eocenskih planktonskih foraminifera koje su vjerojatno pretaložene iz starijih sedimenata. Budući da se radi o pretaloženom materijalu, nije	/

		moguće odrediti starost osim superpozicijski.	
K-7	*Turborotalia cerroazulensis* (Cole, 1928) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939)	Svjetlosivi kalcitni lapor, sadrži malo fosila koji su rekristalizirani. U zajednici se nalazi i 10 % bentičkih vrsta	Vjerojatno Zona P14 ili E13
K-22	*Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina echinata* (Bolli, 1957) *Acarinina collactea* (Finlay, 1939) *Turborotalia cocoaensis* (Cushman, 1928) *Turborotalia cerroazulensis* (Cole, 1928) *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli, 1970) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina gortanii* (Borsetti, 1959) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Subbotina angiporoides* (Hornibrook, 1965) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949) *Turborotalita carcoselleensis* (Toumarkine & Bolli, 1975)	Fosili su relativno dobro očuvani. Značajan je udio bentičkih foraminifera koji iznosi oko 10 %.	Zona P14 ili E13
	Lenticulina vortex (Fichtel & Moll, 1798) *Uvigerina* sp. *Marginulina* sp. *Dentalina* sp. *Dorothia* sp. *Anomalinoides* sp.	Bentičke foraminifere	

Stup Pićan

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Pić-I 15	*Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)**	Fosili su inkrustrirani vapnencem i srednje do loše očuvani, ima zrnaca glaukonita.	P11=E9
	***Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970)** *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929)		

	Subbotina linaperta (Finlay, 1939)		
Pić-I 16	*Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina pentacamerata* (Subbotina, 1947) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** *Hantkenina liebusi* Shokhina, 1937 *Hantkenina lehneri* Cushman & Jarvis, 1929 *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Globorotaloides eovariabilis* Huber & Pearson, 2006		P11=E9
Pić-I 18	*Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** *Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) ***Hantkenina liebusi* Shokhina, 1937** ***Hantkenina dumblei* Weinzierl & Applin, 1929**	Male bentičke foraminifere: *Spiroplectamina carinata*, *Osangularia pteromphalia*, *Lenticulina* sp. 5 % bentosa, oko 95 % planktona.	P11=E9
Pić-I 20/1	*Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** ***Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970)** *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina jacksonensis* (Bandy, 1949) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) ***Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958)**	95 % planktona, 5 % bentosa	Donji dio P12=E10
	***Globigerinatheka korotkovi* (Keller, 1946)** ***Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957)** *Paragloborotalia nana* (Bolli, 1957) *Globorotaloides eovariabilis* Huber & Pearson, 2006 *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)		

	Hantkenina liebusi Shokhina, 1937		
Pić-I 26	*Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina collactea* (Finlay, 1939) *Acarinina* spp. ***Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli, 1970)** ***Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970)** ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Globorotaloides eovariabilis* Huber & Pearson, 2006 *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)	Fosili su brojni i dobro očuvani, bentičke foraminifere: *Osangularia pteroromphalia*	P12=E11
Pić-I 5	*Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina collactea* (Finlay, 1939) *Acarinina medizzai* (Toumarkine & Bolli, 1975) *Dentoglobigerina galavisi* (Bermúdez, 1961) *Dentoglobigerina tripatita* (Koch, 1926) ***Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli, 1970)** ***Turborotalia cerroazulensis* (Cole, 1928)** ***Turborotalia altispiroides* (Bermúdez, 1937)** *Hantkenina compressa* Parr, 1947 *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka luterbacheri* Bolli, 1979 *Globigerinatheka index* (Finlay, 1939) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) *Chiloguembelina* sp. *Globorotaloides* sp.	Zajednica planktonskih foraminifera vrlo dobro očuvana i bogata brojem primjeraka, visoka bioraznolikost.	P13= E12
Ped-I 1	*Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina collactea* (Finlay, 1939)	Zajednica bogata i jako dobro očuvana, iako su mnoge kućice deformirane zbog pritisaka i tektonike.	P14=E13

	Acarinina spp. ***Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli, 1970)** ***Turborotalia possagnoensis* (Toumarkine & Bolli, 1970)** ***Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953)** *Globigerinatheka kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya,1958) *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Globorotaloides eovariabilis* Huber & Pearson, 2006 *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)		
Pić-I 35 B	*Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925) *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Globigerinatheka index* (Finlay, 1939) *Globigerinatheka luterbacheri* Bolli, 1979 *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina angiporoides* (Hornibrook, 1965) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Bermúdez, 1949)	Puno fosila, relativno su dobro očuvani. Bentos: *Lenticulina vortex*, *Gaudrina* sp. Prisutni i riblji zubi	P14=E13
Pić-I 35 D	*Globigerinatheka index* (Finlay, 1939) *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952 *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Subbotina senni* (Beckmann, 1953) *Globorotaloides* sp. *Acarinina mcgowrani* Wade & Pearson, 2006 *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927)	Fosili su rekristalizirani.	P14=E13

Stup Šublentica

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Šub-7	*Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957) *Acarinina praetopilensis* (Blow, 1979) *Acarinina collactea* (Finlay, 1939) *Morozovelloides lehneri* (Cushman & Jarvis, 1929) *Morozovelloides crassatus* (Cushman, 1925)	Vrlo bogata i dobro očuvana zajednica planktonskih i bentičkih foraminifera. Male bentičke foraminifere: rodovi	P10-P11=E8-E9

	Globigerinatheka mexicana (Cushman, 1925) *Hantkenina liebusi* Shokhina, 1937 *Turborotalia frontosa* ***Pseudoglobigerinella bolivariana* (Petters, 1954)** ***Morozovella aragonensis* (Nuttall, 1930)** *Subbotina corpulenta* (Subbotina, 1953) *Subbotina eocaena* (Guembel, 1868) *Subbotina hagni* (Gohrbandt, 1967) *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl & Applin, 1929) *Subbotina linaperta* (Finlay, 1939) *Catapsydrax unicavus* (Bolli, Loeblich & Tappan, 1957) *Pseudohastigerina micra* (Cole, 1927) *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton, 1932)	*Osangularia, Heterolepa, Cibicidoides* i *Dentalina.*	

11.2. POPIS ODREĐENIH VAPNENAČKIH NANOFOSILA

Stup Plomin

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Pl-9	*Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954, *Lanternithus minutus* Stradner, 1962, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio NP16/NP17; CNE15/CNE16 ili samo CNE16 pošto nije nađen *S. obtusus* čiji je zadnja pojava na granici CNE15 - Barton.
	Watznaueria barnesiae (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložena vrsta iz krede	
Pl-10	*Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay in Hay *i sur.*, 1967) Prins, 1979,	Fosili česti i umjereno sačuvani	Gornji dio NP16/NP17; CNE15/CNE16 ili

	Coccolithus eopelagicus (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster binodosus* Martini, 1958, *Discoaster deflandrei* Bramlette i Riedel, 1954, *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954, *Discoaster* sp., *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971, *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus predistentus* Bramlette i Wilcoxon, 1967 pl-11 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Thoracosphaera* sp., *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		samo CNE16 pošto nije nađen *S. obtusus* čija je zadnja pojava na granici CNE15 - Barton.
	Discoaster lodoensis Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster multiradiatus* Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster sublodoensis* Bramlette i Sullivan, 1961 *Toweius* sp., *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai, 1963	Pretaložena vrsta iz paleocena/donjeg eocena	
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložena vrsta iz krede	
Pl-11	*Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum erbae* Fornaciari i sur. in Fornaciari i sur. 2010 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster nodifer* (Bramlette i Riedel, 1954) Bukry, 1973 *Pemma basquense* (Martini, 1959) Báldi-Beke, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Malo fosila, umjereno sačuvani	Gornji dio NP16/NP17; CNE15/CNE16 ili samo CNE16 pošto nije nađen *S. obtusus* čija je zadnja pojava na granici CNE15 - Barton..
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložena vrsta iz krede	
Pl-13	*Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971,	Fosili česti i umjereno sačuvani	Gornji dio NP16/NP17; CNE15/CNE16 ili samo CNE16 pošto

	Cyclicargolithus floridanus (Roth i Hay, in Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Helicosphaera compacta* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner in Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians Deflandre in Grassé, 1952* *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		nije nađen *S. obtusus* čija je zadnja pojava na granici CNE15 - Barton.
	Toweius sp.,	Pretaložena vrsta iz paleocena/donjeg eocena	
Pl-15	*Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Malo fosila, umjereno sačuvani	Gornji dio NP16/NP17; CNE15/CNE16 ili samo CNE16 pošto nije nađen *S. obtusus* čija je zadnja pojava na granici CNE15 - Barton.
	Discoaster kuepperi Stradner, 1959	Pretaložena vrsta iz paleocena/donjeg eocena	

Stup Ripenda

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Rip I-11	*Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 *Campylosphaera dela* (Bramlette i Sullivan, 1961) Hay i Mohler, 1967 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre and Fert, 1954) Prins, 1979 *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay *in* Hay *i sur*., 1967) Prins, 1979 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962, *Pemma basquense* (Martini, 1959) Báldi-Beke, 1971	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16/NP17, CNE14 na osnovu vrsti *Sphenolithus furcatolithoides* i *Cribrocentrum reticulatum*

	Reticulofenestra dictyoda (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Thoracosphaera* sp., *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
Rip-1	*ChIIiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre and Fert, 1954) Prins, 1979 *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay *in* Hay *i sur.*, 1967) Prins, 1979, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster nodifer* (Bramlette i Riedel, 1954) Bukry, 1973 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954, *Helicosphaera reticulata* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971, *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971, *Thoracosphaera* sp. *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16/NP17, CNE 14/CNE15
	Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968 *Watznaueria barnesiae* (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
Rip-3	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre and Fert, 1954) Prins, 1979 *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay *in* Hay *i sur.*, 1967) Prins, 1979, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930,	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16/NP17, CNE14/CNE15

	Cribrocentrum erbae Fornaciari i sur. in Fornaciari i sur. 2010 *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *?Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954, *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Helicosphaera compacta* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra lockeri* Müller, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus predistentus* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
Rip-5	*Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Helicosphaera reticulata* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962, *Pemma basquense* (Martini, 1959) Báldi-Beke, 1971 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, **?*Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, ***Sphenolithus obtusus* Bukry, 1971** *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Fosili česti i dobro sačuvani	NP17, CNE15 zbog pojave vrste *Sphenolithus obtusus*
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	

Katun-I

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
KAT-I 2	*Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, CNE13/14, gornji lutet/barton
	Campylosphaera dela (Bramlette i Sullivan, 1961) Hay i Mohler, 1967		
	Chiasmolithus nitidus Perch-Nielsen, 1971		
	Coccolithus eopelagicus (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966		
	Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, 1973		
	Coccolithus pelagicus (Wallich 1877) Schiller, 1930		
	Cyclicargolithus floridanus (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971		
	Dictyococcites hesslandii Haq 1971		
	Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, 1927		
	Discoaster distinctus Martini, 1958		
	Helicosphaera bramlettei (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975		
	Lanternithus minutus Stradner, 1962		
	Reticulofenestra dictyoda (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968		
	Reticulofenestra hillae Bukry i Percival, 1971		
	Reticulofenestra minuta Roth, 1970		
	Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968		
	***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967**		
	Sphenolithus radians Deflandre *in* Grassé, 1952		
	Sphenolithus spiniger Bukry, 1971		
	Thoracosphaera spp.		
	Zygrhablithus bijugatus (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
KAT-I 4	***Chiasmolithus grandis*** (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, CNE13/14, gornji lutet/barton
	Coccolithus formosus (Kamptner, 1963) Wise, 1973		
	Coccolithus pelagicus (Wallich 1877) Schiller, 1930		
	Cyclicargolithus floridanus (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971		
	Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, 1927		
	Discoaster deflandrei Bramlette i Riedel, 1954		
	Discoaster saipanensis Bramlette i Riedel, 1954		
	Discoaster tanii Bramlette i Riedel, 1954		
	Reticulofenestra dictyoda (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968		
	Reticulofenestra minuta Roth, 1970		
	Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968		
	***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967**		
	Sphenolithus moriformis (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967		
	Sphenolithus radians Deflandre *in* Grassé, 1952		
	Sphenolithus spiniger Bukry, 1971		
	Zygrhablithus bijugatus (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
	Toweius sp.	Pretaložena vrsta iz paleocena/donjeg eocena	

	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
KAT-I 5	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Campylosphaera dela* (Bramlette i Sullivan, 1961) Hay i Mohler, 1967 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster deflandrei* Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera compacta* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus orphanknollensis* Perch-Nielsen, 1971 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Thoracosphaera* spp. *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, CNE14, gornji lutet/barton
	Toweius sp.	Pretaložene vrste iz paleocena/donjeg eocena	
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
KAT-I 6A	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 *Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 ***Chiasmolithus grandis*** (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay *in* Hay *i sur*., 1967) Prins, 1979 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster binodosus* Martini, 1958 *Discoaster nodifer* (Bramlette i Riedel, 1954) Bukry, 1973 *Helicosphaera compacta* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Helicosphaera reticulata* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16/NP17 lutet/barton

	Pemma basquense (Martini, 1959) Báldi-Beke, 1971 *Pemma* sp. Pontosphaera latoculata (Bukry i Percival 1971) Perch-Nielsen 1984 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra lockeri* Müller, 1970 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 ***Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971** *Umbilicosphaera jordanii* Bown, 2005 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 Pretalozeno iz Paleocena/donjeg Eocena *Discoaster kuepperi* Stradner, 1959 *Toweius* sp. *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963 *Uniplanarius trifidus* (Stradner *in* Stradner i Papp, 1961) Hattner i Wise, in Wind i Wise 1983 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968 *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Burnett *in* Gale i sur., 1996	Pretaložene vrste iz krede	
KAT-I 7	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Campylosphaera dela* (Bramlette i Sullivan, 1961) Hay i Mohler, 1967 ***Chiasmolithus grandis*** (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 *Coronocyclus nitescens* (Kamptner, 1963) Bramlette and Wilcoxon, 1967 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Cyclicargolithus luminis* (Sullivan, 1965) Bukry, 1971 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971 vr** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster binodosus* Martini, 1958 *Discoaster* cf. *distinctus* Martini, 1958 *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Helicosphaera reticulata* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Micrantholithus crenulatus* Bramlette i Sullivan, 1961 *Pontosphaera formosa* (Bukry i Bramlette, 1969) Romein, 1979 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968	Fosili česti i dobro sačuvani	NP17 (CNE15) Barton

	Reticulofenestra wadeae Bown, 2005 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 ***Sphenolithus obtusus* Bukry, 1971** *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 ***Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971** *Thoracosphaera* spp. *Umbilicosphaera jordanii* Bown, 2005 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 Pretalozeno iz Paleocena/donjeg Eocena *Discoaster multiradiatus* Bramlette i Riedel, 1954 *Ellipsolithus macellus* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sullivan, 1964 *Prinsius martinii* (Perch-Nielsen, 1969) Haq, 1971 *Sphenolithus editus* Perch-Nielsen *in* Perch-Nielsen *i sur.*, 1978 *Toweius eminens* (Bramlette i Sullivan, 1961) Perch-Nielsen, 1971 *Toweius* sp. *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai, 1963 *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959 *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965 *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959 *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963 *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede.	

Katun-II

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
KAT-I 10	*Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 ***Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968** *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre and Fert, 1954) Prins, 1979 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster binodosus* Martini, 1958 *Discoaster nodifer* (Bramlette i Riedel, 1954) Bukry, 1973 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971 vr** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Pontosphaera duocava* (Bramlette i Sullivan, 1961) Romein, 1979 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970	Fosili česti i dobro sačuvani.	NP17 (CNE15) Barton

	Reticulofenestra umbilicus (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 ***Sphenolithus obtusus* Bukry, 1971** *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 Pretalozeno iz Krede: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959 *Calculites ovalis* (Stradner, 1963) Prins i Sissingh in Sissingh, 1977 *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968		
KAT-I 8	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Blackites* sp. *Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 *Braarudosphaera* sp. *Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 ***Chiasmolithus grandis*** (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera compacta* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Pemma* cf. *stradneri* (Chang 1969) Bybell i Gartner 1972 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra lockeri* Müller, 1970 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971, toweius sp, zy bij Pretalozeno iz Paleocena/donjeg Eocena *Discoaster multiradiatus* Bramlette i Riedel, 1954 *Toweius* sp. *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969 *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 *Retecapsa crenulata* (Bramlette i Martini, 1964) Grün *in* Grün and Allemann, 1975 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Malo fosila, umjereno sačuvani. Pretaložene vrste iz paleocena/donjeg eocena. Pretaložene vrste iz krede.	NP17

Stup Koromačno

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka

K-13	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, in Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Helicosphaera reticulata* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 ***Sphenolithus obtusus* Bukry, 1971** *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Thoracosphaera* spp. *Umbilicosphaera jordanii* Bown, 2005 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 Pretalozeno iz Krede: *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre 1959 *Watznaueria barnesiae* (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Fosili česti i dobro sačuvani.	NP16/17, CNE15, barton
K-14	*Clausicoccus fenestratus* (Deflandre and Fert, 1954) Prins, 1979 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, in Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Helicosphaera reticulata* Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Stradner in Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971	Fosili česti i dobro sačuvani.	NP16-NP17, barton

	Reticulofenestra minuta Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 ***Sphenolithus obtusus* Bukry, 1971** *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Thoracosphaera* spp. *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
K-7	*Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay in Hay *i sur.*, 1967) Prins, 1979 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, in Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Scyphosphaera columella* Stradner, 1969 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, 1952 ***Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971** *Thoracosphaera* spp. *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16, CNE14, lutet/barton
	Watznaueria barnesiae (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
K-22	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 *Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay in Hay *i sur.*, 1967) Prins, 1979 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971**	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16-NP17, lutet/barton (CNE14/CNE15?)

	Cyclicargolithus floridanus (Roth i Hay, in Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971 *Discoaster binodosus* Martini, 1958 *Discoaster deflandrei* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 ***Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971** *Thoracosphaera* spp. *Umbilicosphaera jordanii* Bown, 2005 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
	Watznaueria barnesiae (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	

Stup Pićan

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Pić-I 16	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 ***Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968** *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971	Fosili česti i dobro sačuvani	NP16, gornji lutet/donji barton
	Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster deflandrei* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Helicosphaera seminulum* Bramlette i Sullivan, 1961 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Pemma basquense* (Martini, 1959) Báldi-Beke, 1971 *Pemma papillatum* Martini, 1959 *Pontosphaera exilis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Romein, 1979 *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948 ex Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Roth, 1970 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 *Zygrhablithus* sp.		

	Watznaueria barnesiae (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
Pić-I 18	*Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 ***Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968** *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Reticulofenestra wadeae* Bown, 2005 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, gornji lutet/donji barton (CNE14)
	Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
Pić-I 20/1	*Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 *Coronocyclus nitescens* (Kamptner, 1963) Bramlette and Wilcoxon, 1967 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** ***Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971**	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, gornji lutet/donji barton (CNE14)
	Watznaueria barnesiae (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
Pić-I 26	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, gornji lutet/donji barton (CNE14)

	Coccolithus eopelagicus (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Reticulofenestra wadeae* Bown, 2005 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre in Grassé, 1952 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 *Toweius* sp.		
Pić-I 5	*Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969 *Braarudosphaera bigelowii* (Gran i Braarud 1935) Deflandre, 1947 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968** *Chiasmolithus nitidus* Perch-Nielsen, 1971 *Chiasmolithus solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 ***Dictyococcites bisectus* (Hay i sur. 1966) Bukry and Percival 1971** *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Pemma basquense* (Martini, 1959) Báldi-Beke, 1971 *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Reticulofenestra wadeae* Bown, 2005 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, gornji lutet/donji barton (CNE14)

	Sphenolithus radians Deflandre *in* Grassé, 1952 *Umbilicosphaera jordanii* Bown, 2005 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Reinhardt, 1965 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložene vrste iz krede	
Pić-I 35B	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Campylosphaera dela* (Bramlette i Sullivan, 1961) Hay i Mohler, 1967 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, in Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971 *Discoaster deflandrei* Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster nodifer* (Bramlette i Riedel, 1954) Bukry, 1973 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Reticulofenestra wadeae* Bown, 2005 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus obtusus* Bukry, 1971 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus radians* Deflandre *in* Grassé, 1952 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959 *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965 *Watznaueria barnesiae* (Black *in* Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Fosili česti i dobro sačuvani Pretaložene vrste iz krede	Gornji dio zone NP16, gornji lutet/donji barton (CNE14)
Pić-I 35D	*Blackites tenuis* (Bramlette i Sullivan, 1961) Sherwood, 1974 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette i Riedel, 1954) Radomski, 1968 *Chiasmolithus* cf. *solitus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Locker, 1968 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette i Riedel, 1954) Hay, Mohler i Wade 1966 *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973 *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930 ***Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971** *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur*., 1967) Bukry, 1971 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927 *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954 *Discoaster tanii* Bramlette i Riedel, 1954 *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975 *Lanternithus minutus* Stradner, 1962	Fosili česti i dobro sačuvani	Gornji dio zone NP16, gornji lutet/donji barton (CNE14)

	Reticulofenestra dictyoda (Deflandre in Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968 *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970 *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968 *Sphenolithus cuniculus* Bown, 2005 ***Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967** *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967 *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971 *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		
	Watznaueria barnesiae (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968 *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël 1959) Perch-Nielsen, 1984	Pretaložene vrste iz krede	

Stup Šublentica

Uzorak	Određene vrste	Napomena	Starost uzorka
Šub-7	*Blackites* sp., *Bramletteius serraculoides* Gartner, 1969, *Campylosphaera dela* (Bramlette i Sullivan, 1961) Hay i Mohler, 1967, *Clausicoccus fenestratus* (Deflandre and Fert, 1954) Prins, 1979, *Clausicoccus subdistichus* (Roth i Hay *in* Hay *i sur.*, 1967) Prins, 1979, *Coccolithus formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, *Coccolithus pelagicus* (Wallich 1877) Schiller, 1930, *Cribrocentrum reticulatum* (Gartner and Smith 1967) Perch-Nielsen 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth i Hay, *in* Hay *i sur.*, 1967) Bukry, 1971, *Dictyococcites hesslandii* Haq 1971, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster deflandrei* Bramlette i Riedel, 1954, *Discoaster saipanensis* Bramlette i Riedel, 1954, *Helicosphaera bramlettei* (Müller, 1970) Jafar i Martini, 1975, *Lanternithus minutus* Stradner, 1962, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre *in* Deflandre i Fert, 1954) Stradner *in* Stradner i Edwards, 1968, *Reticulofenestra hillae* Bukry i Percival, 1971, *Reticulofenestra minuta* Roth, 1970, *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini i Ritzkowski, 1968, *Sphenolithus cuniculus* Bown, 2005, *Sphenolithus furcatolithoides* Locker, 1967, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann i Stradner, 1960) Bramlette i Wilcoxon, 1967, *Sphenolithus spiniger* Bukry, 1971, *Thoracosphaera* sp., *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959		Stratigrafska odredba na osnovu pojave S. furcatolithoides, Cr. reticulatum, R. umbilicus i odsustva D. bisectus. NP16, CNE14, gornji Lutet, donji Barton.
	Watznaueria barnesiae (Black in Black i Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968	Pretaložena vrsta iz krede	