Relativne promjene morske razine tijekom mlađe krede na sjeverozapadnom dijelu Jadranske karbonatne platforme

Brčić, Vlatko

Doctoral thesis / Disertacija

2015

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering / Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko-geološko-naftni fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:169:507700

Rights / Prava: Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International/Imenovanje-Nekomercijalno-Bez prerada 4.0 međunarodna

Download date / Datum preuzimanja: **2024-04-24**

Repository / Repozitorij:

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering Repository, University of Zagreb

Sveučilište u Zagrebu

RUDARSKO-GEOLOŠKO-NAFTNI FAKULTET

Vlatko Brčić

RELATIVNE PROMJENE MORSKE RAZINE TIJEKOM MLAĐE KREDE NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME

DOKTORSKA DISERTACIJA

Zagreb, 2015.

University of Zagreb

FACULTY OF MINING, GEOLOGY AND PETROLEUM ENGINEERING

Vlatko Brčić

RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES DURING THE LATE CRETACEOUS IN THE NORTHWESTERN PART OF THE ADRIATIC CARBONATE PLATFORM

DOCTORAL THESIS

Zagreb, 2015

Sveučilište u Zagrebu

RUDARSKO-GEOLOŠKO-NAFTNI FAKULTET

Vlatko Brčić

RELATIVNE PROMJENE MORSKE RAZINE TIJEKOM MLAĐE KREDE NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME

DOKTORSKA DISERTACIJA

Mentor:

Prof. dr. sc. Igor Vlahović

Zagreb, 2015.

University of Zagreb
FACULTY OF MINING, GEOLOGY AND PETROLEUM ENGINEERING

Vlatko Brčić

RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES DURING THE LATE CRETACEOUS IN THE NORTHWESTERN PART OF THE ADRIATIC CARBONATE PLATFORM

DOCTORAL THESIS

Supervisor:
Professor Igor Vlahović, PhD

Zagreb, 2015

Ova doktorska disertacija izrađena je pod vodstvom prof. dr. sc. Igora Vlahovića u sklopu Poslijediplomskog doktorskog studija na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu.

... mojoj Obitelji

***Zahvaljujem**:*

... mentoru, prof. dr. sc. Igoru Vlahoviću na idejama, savjetima i pomoći pri izradi disertacije.

... najboljoj „karbonatnoj ekipi“, dr. sc. Dubravku Matičecu, Ladislavu Fučeku, dipl. ing. geol., dr. sc. Tvrtku Korbaru i mr. sc. Damiru Paleniku na inicijativi, strpljenju, savjetima, pomoći, podršci i podučavanju;

... posebno zahvaljujem Ladislavu Fučeku na ogromnom trudu i utrošenom vremenu na terenu i za mikroskopom;

... doc. dr. sc. Urošu Barudžiji i prof. dr. sc. Davoru Paveliću na korisnim savjetima i pomoći oko brojnih seminara i ovog rada;

... prof. dr. sc. Bosiljki Glumac na analizama stabilnih izotopa i savjetima;

... prof. dr. sc. Blanki Cvetko-Tešović na pomoći s problematičnim foraminiferama i savjetima;

... brojnim kolegicama i kolegama na Hrvatskom geološkom institutu: mojem cimeru Vedranu Mihelju na pomoći, toleranciji i korisnim savjetima, ostalim znanstvenim novacima, bivšim i sadašnjim (Tomislavu Kurečiću, Mihovilu Brleku, Lari Wacha, Ivanu Mišuru i dr.), Hrvoju Posiloviću na idejama i pomoći, Aniti Grizelj i Mariji Horvat na pomoći oko mikroskopiranja i XRD-a, Tončiju Grgasoviću na određivanju alga, Georgu Kochu na palinološkim analizama, Ivi Veliću, prijateljima i kolegama sa Zavoda za hidrogeologiju i geološko inženjerstvo (Kosti Urumoviću, Mariu Doliću, Hrvoju Buriću, Laszlu Podolskom, Iris Bostjančić, Draženu Navratilu, Nedeljku Staniću, Josipu Terziću, Vlatku Gulamu, Tihomiru Frangenu i dr.), cijeloj „ekipi“ iz geološkog laboratorija (Damiru Galoviću, Đurđici Novoselec, Antunu Škrtiću, Mirjani Drušković, Vlasti Jurišić-Mitrović i Dragici Kovačić), Ivi Suši, Nenadu Kurtanjeku, Tei Fluksi i svima drugima koji su na bilo koji način pridonijeli izradi ovoga rada.

*... **Hrvatskom geološkom institutu**, a posebno Zavodu za geologiju i predstojnicima Zavoda dr. sc. Damiru Slovenecu i dr. sc. Ivanu Hećimoviću hvala na potpori za terenska i kabinetska istraživanja, te Karolini Smrečki na pomoći i razumijevanju.*

„I seem to have been only a boy playing on the seashore, whilst the great ocean of truth lay all undiscovered before me“.

Sir Isaac Newton (1642–1728)

SAŽETAK

Na području današnje Istre i kvarnerskih otoka kao sjeverozapadnog dijela nekadašnje Jadranske karbonatne platforme istraživane su relativne promjene morske razine zabilježene unutar gornjokrednih naslaga. Snimljeno je i uzorkovano ukupno petnaest geoloških stupova i profila (Dolina Mirne, Vodice–Jelovica, Vodice–Jelovica padina, Martinjak, Goli breg, Planik, Veprinac, Učka, Rabac, Barban, Medulin, Osor, Martinšćica A, Martinšćica B i Premuda). Pored mikrofacijesnih i biostratigrafskih analiza na pojedinim su uzorcima primijenjene i druge analitičke metode, poput rendgenske difrakcije, elektronske mikroskopije, analize stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ i palinološke analize. Terenskim istraživanjem i analizama mikrofacijesa definirani su glavni litotipovi, značajke okoliša taloženja, te glavne dijagenetske promjene. Budući da su razmatrane i druge epizode potapanja SZ dijela Jadranske karbonatne platforme tijekom gornje krede pored najvažnijih neformalnih litostratigrafskih jedinica Milna (s članovima Rušnjak, Marušići, Vinkuran i Niska), Sv. Duh i Gornji Humac prikazane su i jedinice Crna, Sis, Belej (s članom Vrana), Veli Rat i Gornji Humac, a opisane su i pojave do sada neistraženih dubljemorskih naslaga stratigrafskog raspona konijak–santon na području vršnog dijela Učke i raspona turon–santon između Medulina i Marlere u južnoj Istri. Korelacijom izdvojenih litostratigrafskih jedinica i analizom drugih raspoloživih podataka izrađene su paleookolišne i paleogeografske rekonstrukcije istraživanog područja za razdoblja starijeg cenomana, srednjeg–mlađeg cenomana, cenomana–turona, turona–konijaka i starijeg santona. Na temelju rezultata istraživanja izdvojene su dvije stratigrafske razine s izrazitom facijesnom diferencijacijom i barem djelomičnim potapanjem platforme tijekom mlađe krede u istraživanom prostoru, međusobno odvojene kratkom epizodom isključivo plitkomorske sedimentacije tijekom mlađeg cenomana. Starija je epizoda uzrokovana sinsedimentacijskom tektonikom tijekom starijega cenomana, čime je u južnom dijelu Cresa i na Lošinju formirana karbonatna rampa s pučinskim utjecajem, a slabiji efekti sinsedimentacijske tektonike su zabilježeni i u područjima sjeverne i južne Istre – to je područje postupno zapunjavano tijekom starijeg, a mjestimice i srednjeg pa čak i starijeg dijela mlađeg cenomana. Mlađa je epizoda započela tijekom mlađeg cenomana potapanjem većeg dijela istraživanog područja zbog značajnog eustatskog porasta morske razine, pri čemu je u području današnje Ćićarije, istočne Istre i južnog Cresa plitkovodna sedimentacija ponovno uspostavljena tijekom turona. U isto su vrijeme pod djelovanjem sinsedimentacijske tektonike usprkos znatnom eustatskom porastu

morske razine područja Savudrijske antiklinale u sjevernoj Istri, sjevernog dijela Cresa i većine Krka okopnjela, dok je jugoistočni dio istraživanog područja produbljen, tako da je u južnoj Istri, na Lošinju i Premudi taloženje produženo do konijaka i santona.

Ključne riječi: Jadranska karbonatna platforma, potopljena platforma, dubljemorske naslage, paleogeografija, stabilni izotopi, Istra, Kvarner, cenoman, turon.

ABSTRACT

Relative sea-level changes have been studied in the area of Istria and Kvarner islands, the NW part of the Mesozoic Adriatic Carbonate Platform. A total of 15 geological columns and profiles was sampled (Mirna Valley, Vodice–Jelovica, Vodice–Jelovica Slope, Martinjak, Goli breg, Planik, Veprinac, Učka, Rabac, Barban, Medulin, Osor, Martinšćica A, Martinšćica B and Premuda). Besides standard microfacies and biostratigraphic analyses on some samples other analytical methods were performed, like X-Ray diffraction, electronic microscopy, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ stable isotope analysis as well as palynological analyses. Based on the field data and microfacies analyses main lithotypes, environmental conditions and diagenetic changes have been defined. The study was focused on a very significant Cenomanian–Turonian eustatic sea-level rise, defined within deposits of the informal lithostratigraphic units Milna (including Rušnjak, Marušići, Vinkuran and Niska members), Sv. Duh and Gornji Humac. However, other drowning episodes and penecontemporaneous shallow-water successions have been studied too, so corresponding units Crna, Sis, Belej (with Vrana member), Veli Rat and Gornji Humac have also been described, as well as previously uninvestigated deeper-marine Coniacian–Santonian deposits in the apical part of the Učka Mt. and Turonian–Santonian deposits between Medulin and Marlera in southern Istria. Correlation of lithostratigraphic units and analysis of all available data enabled construction of palaeoenvironmental and palaeogeographic reconstructions of the study area during the Early Cenomanian, Middle–Late Cenomanian, Cenomanian–Turonian, Turonian–Coniacian and Early Santonian. Two episodes of significant facies differentiation and at least partial platform drowning have been delineated, separated by a short-lived epsiode of completely shallow-water deposition during Late Cenomanian. The first episode was caused by synsedimentary tectonics during the Early Cenomanian, resulting in formation of a carbonate ramp with pelagic influence in the present-day southern Cres and Lošinj.areas, as well as weaker deformation in northern and southern Istria areas – those deeper areas were gradually infilled during Early, Middle or even Late Cenomanian. The second, younger episode commenced in the Late Cenomanian by drowning of the major part of the study area due to the significant eustatic sea-level rise, followed by gradual recovery of shallow-marine deposition during the Turonian in the present-day Ćićarija, eastern Istria and southern Cres areas. Penecontemporaneously under the influence of the significant synsedimentary tectonics in spite of the eustatic sea-level rise Savudrija Anticline area in northern Istria, northern part of the island of Cres and most of the Krk island

were uplifted and emerged, while SE part of the study area was drowned, resulting in prolonged deposition of deeper-marine deposits until Coniacian and Santonian.

Key words: Adriatic Carbonate Platform, drowned platform, deeper-marine deposits, palaeogeography, stable isotopes, Istria, Kvarner, Cenomanian, Turonian.

SADRŽAJ

1. UVOD **1**

2. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA **4**

2.1. JADRANSKA KARBONATNA PLATFORMA 4

2.2. GEOLOŠKE ZNAČAJKE PODRUČJA ISTRE I KVARNERA 7

2.2.1. Slijed naslaga područja Istre i Kvarnera 7

2.2.2. Tektonika Istre i Kvarnera 14

2.3. DOSADAŠNJA ISTRAŽIVANJA DUBLJEMORSKIH GORNJO-KREDNIH NASLAGA JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME 16

2.4. OCEANSKI ANOKSIČNI DOGAĐAJ OAE2 24

3. METODOLOGIJA ISTRAŽIVANJA **35**

3.1. TERENSKA ISTRAŽIVANJA 35

3.2. KABINETSKA I LABORATORIJSKA ISTRAŽIVANJA 37

3.2.1. Mikrofacijesne analize 37

3.2.2. Rendgenska difrakcija (XRD) 41

3.2.3. Elektronska mikroskopija (SEM) 42

3.2.4. Analize stabilnih izotopa ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) 42

3.2.5. Kemijske metode obrade uzoraka 44

3.2.6. Palinološke analize 44

3.2.7. Elektromagnetna separacija 46

4. REZULTATI ISTRAŽIVANJA **48**

4.1. DETALJNI GEOLOŠKI STUPOVI I UZORKOVANI PREGLEDNI PROFILI 48

4.1.1. Detaljni geološki stup Dolina Mirne 48

4.1.2. Detaljni geološki stup i profil Vodice–Jelovica 55

4.1.3. Detaljni geološki stup Martinjak 60

4.1.4. Uzorkovani geološki profil Goli breg 64

4.1.5. Detaljni geološki stup Planik 67

4.1.6. Uzorkovani geološki profil Veprinac 71

4.1.7. Detaljni geološki stup Učka 77
4.1.8. Uzorkovani geološki profil Rabac 81
4.1.9. Detaljni geološki stup i profil Barban 85
4.1.10. Detaljni geološki stup i profil Medulin 90
4.1.11. Detaljni geološki stup Osor 94
4.1.12. Detaljni geološki stup Martinšćica 95
4.1.13. Detaljni geološki stup Premuda 99

4.2. REZULTATI ANALIZA STABILNIH IZOTOPA $\delta^{13}C$ I $\delta^{18}O$ 104
4.2.1. Rezultati analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na detaljnom geološkom stupu Martinjak 104
4.2.2. Rezultati analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na detaljnom geološkom stupu Planik 106
4.2.3. *Rezultati analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na detaljnom geološkom stupu Premuda* 108

5. GORNJOKREDNE NEFORMALNE LITOSTRATIGRAFSKE JEDINICE NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME 111

5.1. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA CRNA 114
5.2. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA SIS 115
5.3. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA RUŠNJAK 116
5.4. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA VRANA 117
5.5. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA BELEJ 118
5.6. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA MILNA 119
5.7. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA SV. DUH 125
5.8. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA VELI RAT 141
5.9. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA GORNJI HUMAC 147
5.10. DUBLJEMORSKE GORNJOKREDNE NASLAGE UČKE I JUŽNE ISTRE 150

6. RASPRAVA 154

6.1. USPOREDBA REZULTATA ANALIZA STABILNIH IZOTOPA $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ 154

6.2. KORELACIJA GORNJOKREDNIH NEFORMALNIH LITOSTRATIGRAFSKIH JEDINICA NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME 157

6.3. UZROCI PROMJENA RELATIVNE MORSKE RAZINE TIJEKOM MLAĐE KREDE NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME 165

6.3.1. Potapanje sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme tijekom cenomana 168

6.3.2. Potapanje sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme u razdoblju cenoman–turon/konijak/santon 175

7. PREGLED GLAVNIH REZULTATA ISTRAŽIVANJA I ZAKLJUČCI **190**

8. POPIS LITERATURE **195**

POPIS DODATAKA 215

POPIS SLIKA U TEKSTU 215

POPIS TABLICA U TEKSTU 224

POPIS PRILOGA 224

LEGENDA GEOLOŠKIH KARATA 225

ŽIVOTOPIS 227

POPIS OBJAVLJENIH RADOVA 228

1. UVOD

Plitkovodne karbonatne platforme predstavljaju vrlo dobre pokazatelje relativnih promjena morske razine, jer je kontinuitet taloženja u plitkovodnim okolišima moguć samo ako su brzina taloženja, brzina subsidencije i eustatske promjene razine mora u idealnoj ravnoteži. Relativno snižavanje morske razine uzrokuje izlaganje površine platforme subaerskim uvjetima, dok je značajnije produbljavanje u stijenskom zapisu vidljivo po taloženju naslaga padinskih karakteristika ili naslaga nastalih u sustavu potopljene platforme. Stoga su plitkovodne karbonatne platforme izuzetno vrijedan zapis taložnih događaja na kojima je moguće taložne uvjete i okoliše analizirati na temelju teksturnih i strukturnih obilježja naslaga, a vrijeme tih događaja procijeniti na temelju fosilnog sadržaja, kemostratigrafskih metoda ili apsolutnog datiranja. Korelacijom točnih događaja na širem prostoru moguće je razlučiti i najvažnije uzroke relativnih promjena morske razine, tj. radi li se o lokalnim ili globalnim događajima.

Predmet istraživanja u sklopu ovoga rada su bile karbonatne naslage gornje krede, s naglaskom na događaje privremenog potapanja sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme (JKP u daljnjem tekstu) tijekom cenomana i turona. Osim toga, u radu je prikazan kraći pregled krovinskih i podinskih neformalnih litostratigrafskih jedinica, te usporedba s drugim dubljemorskim naslagama gornje krede.

Metodologija rada podijeljena je na terenska i kabinetska istraživanja s popisom korištenih analitičkih metoda. Geološkim kartiranjem utvrđene su najpovoljnije lokacije za snimanje detaljnih geoloških stupova i profila, a kabinetskom obradom uzoraka definirani su glavni litotipovi, mineralni sastav, alokemi, mikrofosilne zajednice, dijagenetske promjene, mikrofacijesi i okoliši taloženja. Uz pomoć analiza stabilnih izotopa definiran je i sastav $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na odabranim lokalitetima.

U poglavlju o rezultatima istraživanja nalaze se detaljni opisi 15 snimljenih geoloških stupova i profila s terenskim i mikroskopskim opažanjima, te lokacijama i isječcima geoloških karata susjednog terena. Drugi dio rezultata istraživanja odnosi se na krivulje izotopnog sastava analiziranih uzoraka s odabranih geoloških stupova.

Na snimljenim geološkim stupovima i profilima definirane su petrološko-paleontološke značajke izdvojenih neformalnih litostratigrafskih jedinica. Mikrofacijesnom i mikropaleontološkom analizom definirani su litotipovi, taložni okoliši i uvjeti tijekom cenomana i turona, te dijagenetske značajke naslaga. Korelacijom podataka dobivenih

analizom slijeda naslaga i geološkim kartiranjem šireg područja, proučavanjem regionalne i lokalne tektonike koja je utjecala na paleogeografiju istraživanog područja, te analizom stabilnih izotopa rekonstruirani su paleookolišni i paleogeografski uvjeti. Najvažniji rezultati ovoga rada su procjena utjecaja eustatskih promjena i tektonskih zbivanja na cjelokupan stijenski zapis iz razdoblja cenomana i turona, te usporedba tih događaja s drugim epizodama potapanja koje su se dogodile tijekom mlađe krede na istraživanom području.

Snimljenim geološkim stupovima unutar naslaga stratigrafske razine cenoman–turon na SZ dijelu JKP, procjenom utjecaja eustatskih i sinsedimentacijskih tektonskih događaja, korelacijom geoloških stupova, kao i usporedbom s drugim događajima potapanja na SZ dijelu JKP dobiveni su podaci koji su omogućili usporedbu okolišnih uvjeta i paleogeografske rekonstrukcije istraživanog područja tijekom mlađe krede.

Pretpostavlja se da je potapanje Jadranske karbonatne platforme oko granice cenoman–turon bilo u prvom redu uzrokovano globalnim eustatskim porastom morske razine, tako da bi trebalo biti više ili manje istodobno u cijelom području. Zato je bilo važno utvrditi koliko je na pojedinim dijelovima istraživanog prostora sinsedimentacijska tektonika lokalno kontrolirala iznose eustatskih promjena morske razine i uzrokovala značajne paleogeografske razlike, odnosno okopnjavanje unatoč globalno zabilježenom eustatskom porastu morske razine.

Prve dubljemorske gornjokredne naslage na istraživanom prostoru su donjocenomanske starosti. Utvrđene su na području današnjeg Kvarnera (otoci Cres, Krk, Rab i Lošinj) i definirane kao neformalna litostratigrafska jedinica Belej.

Na području Istre dubljemorske naslage su stratigrafskog raspona od vršnog cenomana do srednjeg, eventualno gornjeg turona. Definirane su kao neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh. Ova jedinica je u nešto manjoj mjeri zastupljena i na području Kvarnera.

Dubljemorske naslage utvrđene su i u mlađim stratigrafskim horizontima gornje krede. Na području današnje južne Istre istaložene su konijačko–santonske naslage s pelagičkim utjecajem, a facijesno slične naslage utvrđene su i na alohtonom vršnom dijelu Učke. Za pobliže definiranje ovih jedinica potrebno je provesti dodatna istraživanja.

Analizom stabilnih izotopa ugljika i kisika provjeren je utjecaj globalnih anoksičnih događaja tijekom utvrđenih potapanja sjeverozapadnog dijela JKP.

Ova disertacija izrađena je u okviru projekta Osnovna geološka karta Republike Hrvatske 1:50.000 na Hrvatskom geološkom institutu. Definiranje i detaljna obrada reprezentativnih geoloških stupova i profila, te definiranje litostratigrafskih jedinica može

predstavljati prilog izradi novih listova OGK RH 1:50.000, a korelacijom specifičnih stratigrafskih horizonata i naslaga sa sličnim pojavama opisanim u svjetskoj literaturi dobiva se mogućnost boljeg razumijevanja događaja u mlađoj kredi na području sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme, pa i šire.

2. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA

2.1. JADRANSKA KARBONATNA PLATFORMA

Pod pojmom karbonatna platforma podrazumijeva se prostrano zaravnjeno područje u kojem su dugotrajno održavani uvjeti taloženja povoljni za nastanak plitkomorskih karbonatnih sedimenata, što je uz odgovarajuću subsidenciju rezultiralo njihovom velikom debljinom. Mezozojski platformni karbonati nekadašnje Jadranske karbonatne platforme (GUŠIĆ & JELASKA, 1990; VELIĆ et al., 2003; VLAHOVIĆ et al., 2005) prostiru se od slovensko–talijanske granice na sjeverozapadu pa sve do Albanije na jugoistoku. Jugozapadni rub nekadašnje platforme proteže se približno sredinom Jadranskog mora, a sjeveroistočni središnjim dijelom Slovenije, okolicom Karlovca u Hrvatskoj, središnjim dijelom Bosne i Hercegovine, te dalje kroz Crnu Goru (sl. 2.1.).

Sl. 2.1. Područje rasprostiranja mezozojskih naslaga nekadašnje Jadranske karbonatne platforme (prema GRANDIĆ et al., 1999; DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002; VLAHOVIĆ et al., 2002a) s naznačenim područjem istraživanja ovog rada.

No i prije nastanka Jadranske karbonatne platforme u povoljnim su uvjetima taloženi karbonati u području današnjih Krških Dinarida. Najstarije karbonatne naslage utvrđene na tom području su permski vapnenci i dolomiti u lateralnoj i vertikalnoj izmjeni s klastitima i evaporitima na području današnje Like, Dalmacije, Velebita i Bosne i Hercegovine. Kasnije, tijekom starijeg trijasa prevladavalo je taloženje siliciklastičnih naslaga, a u srednjem trijasu lagunarni karbonatni facijesi s lokalnim vulkanoklastičnim pojavama (ŠUŠNJARA et al., 1992; TIŠLJAR, 1992; FIO et al., 2010; SREMAC, 2012).

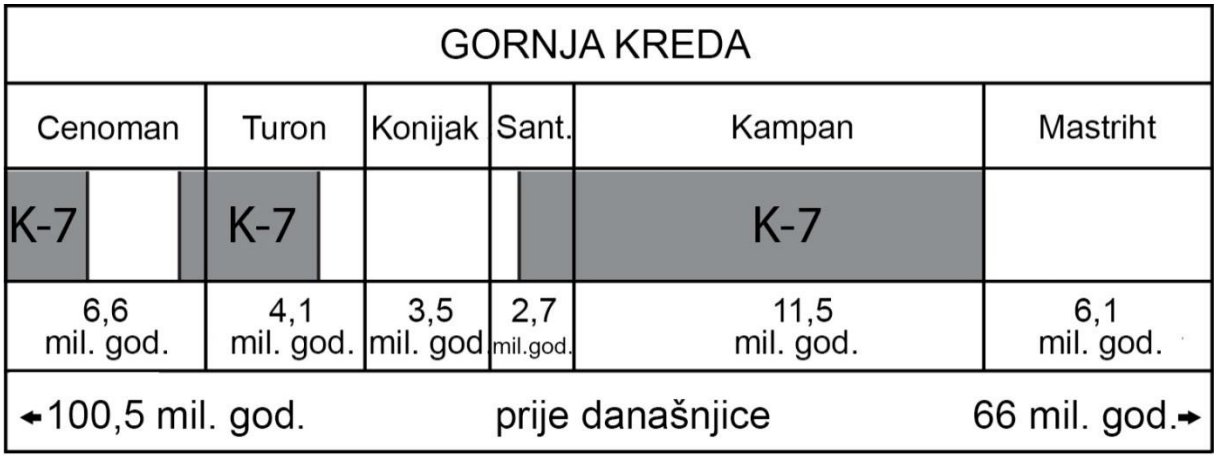
Tijekom srednjeg trijasa došlo je do tektonske dezintegracije duž sjevernog ruba Gondwane, odnosno nastanka Jadranske mikroploče (*Adria Microplate*; vidi SCHMIDT et al., 2008; HANDY et al., 2010, 2014 i reference u tim radovima). Ovim događajem ostvareni su uvjeti za nastanak velikog izoliranog platformskog prostora nazvanog Južnotetiska megaplatforma (STM, *Southern Tethyan Megaplatform*; VLAHOVIĆ et al., 2005). Ovaj je prostor tijekom toarcija dezintegriran te su nastala dva veća dubljemorska prostora, Jadranski i Molise–Lagonegro bazen, te središnja Mediteranska karbonatna platforma čija je Jadranska karbonatna platforma (JKP) u današnjim geografskim koordinatama najsjeverozapadniji dio (VLAHOVIĆ et al., 2002a, 2005).

Dakle, uvjeti od direktnog kontinentalnog utjecaja izolirane, peleogeografski odvojene cjeline, okružene dubljim područjima (Jadranskim bazenom i Slovensko-bosanskim koritom) koje su je odvajale od drugih karbonatnih platforma (kao što su bile Apeninska i Apulijska) stvoreni su tek pri kraju starije jure (u toarciju). Nakon razmjerno stabilne sedimentacije tijekom srednje i mlađe jure te starije krede, izrazita diferencijacija facijesa tijekom mlađe krede bila je obilježena mjestimičnim taloženjem naslaga dubljih okoliša tipa karbonatnih rampa i pretežito karbonatnih turbiditnih naslaga, ali i postupno sve izraženijim okopnjavanjem dotadašnjih platformnih prostora, pa je potkraj krede marinski taložni prostor bio već gotovo potpuno reduciran. Na samom kraju krede nastupila je regionalna emerzija koja predstavlja i gornju stratigrafsku granicu Jadranske karbonatne platforme (VLAHOVIĆ et al., 1994, 2005; TIŠLJAR et al., 1998).

Naslage nastale na nekadašnjoj JKP nisu podjednako očuvane niti kontinuirano izložene na površini. Najveći problem predstavlja istraživanje nekadašnjih rubova platforme jer je većina platformnih naslaga duž jugozapadnog ruba prekrivena mlađim naslagama i recentnim talozima Jadranskog mora, dok je sjeveroistočni rub većinom prekriven mlađim naslagama ili navlakama starijih stijena, tako da je također nedostupan promatranju (TIŠLJAR et al., 2002).

Povoljni taložni uvjeti tijekom dugačkog vremenskog raspona (približno 120 mil. god.) rezultirali su značajnom debljinom karbonatnih naslaga na JKP, ukupno od 4500–8000 m (POLŠAK, 1965a, b; TIŠLJAR, 1978a, b; VELIĆ & TIŠLJAR, 1988; TIŠLJAR & VELIĆ, 1991; VLAHOVIĆ et al., 2002a, 2005). U tom se debelom slijedu u izmjeni pojavljuju različiti tipovi uglavnom plitkomorskih karbonatnih sedimentnih stijena, nastalih u plimnim i periplimnim okolišima s niskom energijom vode, potplimnim okolišima, plitkim lagunama, od valova zaštićenim platformskim plićacima, ali i sedimentacijskim okolišima s umjerenom do povišenom energijom vode, kao što su rubovi i padine karbonatne platforme, te organogeni grebeni (TIŠLJAR et al., 2002; VELIĆ et al., 2002).

TIŠLJAR et al. (2002) su unutar naslaga Jadranske karbonatne platforme izdvojili ukupno devet jurskih (J1–J9) i deset krednih (K1–K10) megafacijesa, uglavnom na središnjem dijelu JKP, jer su rubna područja, kao što je već rečeno pretežito prekrivena mlađim ili recentnim naslagama te navlakama starijih stijena. Megafacijes K7 ili Megafacijes vapnenaca potopljene platforme s pelagičkom faunom predstavlja glavni cilj istraživanja ove disertacije (sl. 2.2.). Najstarija pojava K-7 Megafacijesa zabilježena je u krednim naslagama okolice Ogulina, a stratigrafski pripada donjem aptu (VELIĆ & SOKAČ, 1978). Prva pojava K-7 Megafacijesa u mlađoj kredi zabilježena je u starijem cenomanu otoka Cresa (KORBAR et al., 2001), a najmlađe kredne pojave su santonsko–kampanske starosti (TIŠLJAR et al., 2002).



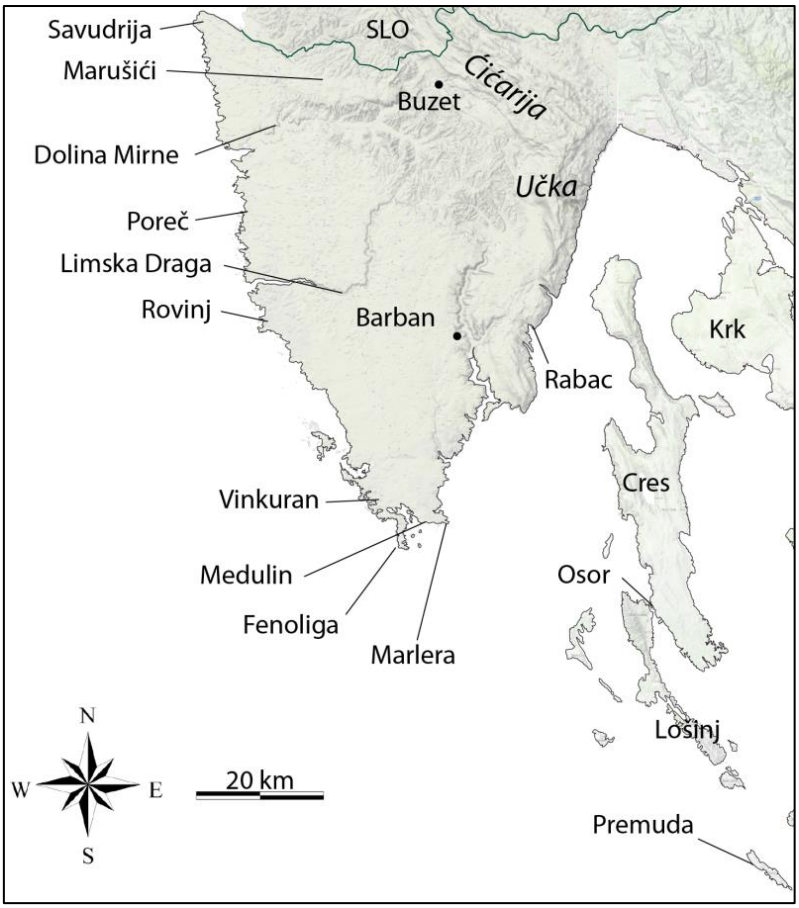
Sl. 2.2. Pojave gornjokrednog K-7 Megafacijesa na području Krških Dinarida (djelomično izmijenjeno prema TIŠLJAR et al., 2002; vremenska podjela prema GRADSTEIN et a., 2012 s nadopunom za kredu Međunarodne komisije za stratigrafiju; COHEN et al., 2013).

2.2. GEOLOŠKE ZNAČAJKE PODRUČJA ISTRE I KVARNERA

2.2.1. Slijed naslaga područja Istre i Kvarnera

Istraživano područje Istre i Kvarnera (sl. 2.3.) prikazano je na ukupno 11 listova Osnovne geološke karte SFRJ mjerila 1:100.000 i pripadajućim tumačima u kojima su prikazani geografski pregled, pregled dosadašnjih istraživanja, prikaz opće građe terena, opis izdvojenih kronostratigrafskih jedinica, tektonika, pregled mineralnih sirovina, pregled povijesti stvaranja terena te popis literature. Područje Istre je prikazano na šest listova OGK: Pula (POLŠAK, 1967, 1970), Cres (MAGAŠ, 1968, 1973), Rovinj (POLŠAK & ŠIKIĆ, 1969, 1973), Labin (ŠIKIĆ et al., 1969; ŠIKIĆ & POLŠAK, 1973), Trst (PLENIČAR et al., 1969, 1973) i Ilirska Bistrica (ŠIKIĆ et al., 1972; ŠIKIĆ & PLENIČAR, 1975). Područje Kvarnera obuhvaća listove Crikvenica (GRIMANI et al., 1970, 1973), Lošinj (MAMUŽIĆ, 1968, MAMUŽIĆ et al., 1973a), Molat (MAMUŽIĆ, 1970; MAMUŽIĆ & SOKAČ, 1973), Rab (MAMUŽIĆ et al., 1969, 1973b) i Silba (MAMUŽIĆ et al., 1970; MAMUŽIĆ & SOKAČ, 1973). U navedenim tumačima su prikazani i najvažniji dotadašnji radovi o geologiji Istre i Kvarnera koji sežu sve do kraja 18. stoljeća.

Nakon istraživanja za potrebe izrade OGK 1:100.000 provedena su mnoga specijalistička istraživanja. Vrlo važne radove o stratigrafiji jurskih i krednih naslaga srednje Istre i biostratigrafiji krednih naslaga južne Istre objavio je POLŠAK (1965a, b). Jurske glinovite boksite zapadne Istre istraživao je ŠINKOVEC (1974). FÜCHTBAUER & TIŠLJAR (1975) su opisali peritajdalne cikluse unutar donjokrednih naslaga Istre. TIŠLJAR (1976) je opisao procese ranodijagenetske i kasnodijagenetske dolomitizacije, te dolomitizaciju u naslagama kamenoloma Fantazija pored Rovinja i okolnih lokaliteta. TIŠLJAR (1978a, b) je prikazao temeljne sedimentološke značajke titonskih, valendisko–otrivskih i baremsko–aptskih plitkovodnih karbonatnih naslaga zapadnoistarske antiklinale, te detaljno obradio onkolitne i stromatolitne vapnence unutar tih naslaga. Detaljna istraživanja litofacijesa i biofacijesa plitkovodnih karbonata rezultirala su čitavim nizom novih spoznaja o geologiji Istre (SOKAČ & VELIĆ, 1978, 1979; TIŠLJAR, 1979, 1986, 1991, 1994; TIŠLJAR & VELIĆ, 1986, 1987, 1991; TIŠLJAR et al., 1983; VELIĆ & TIŠLJAR, 1988).

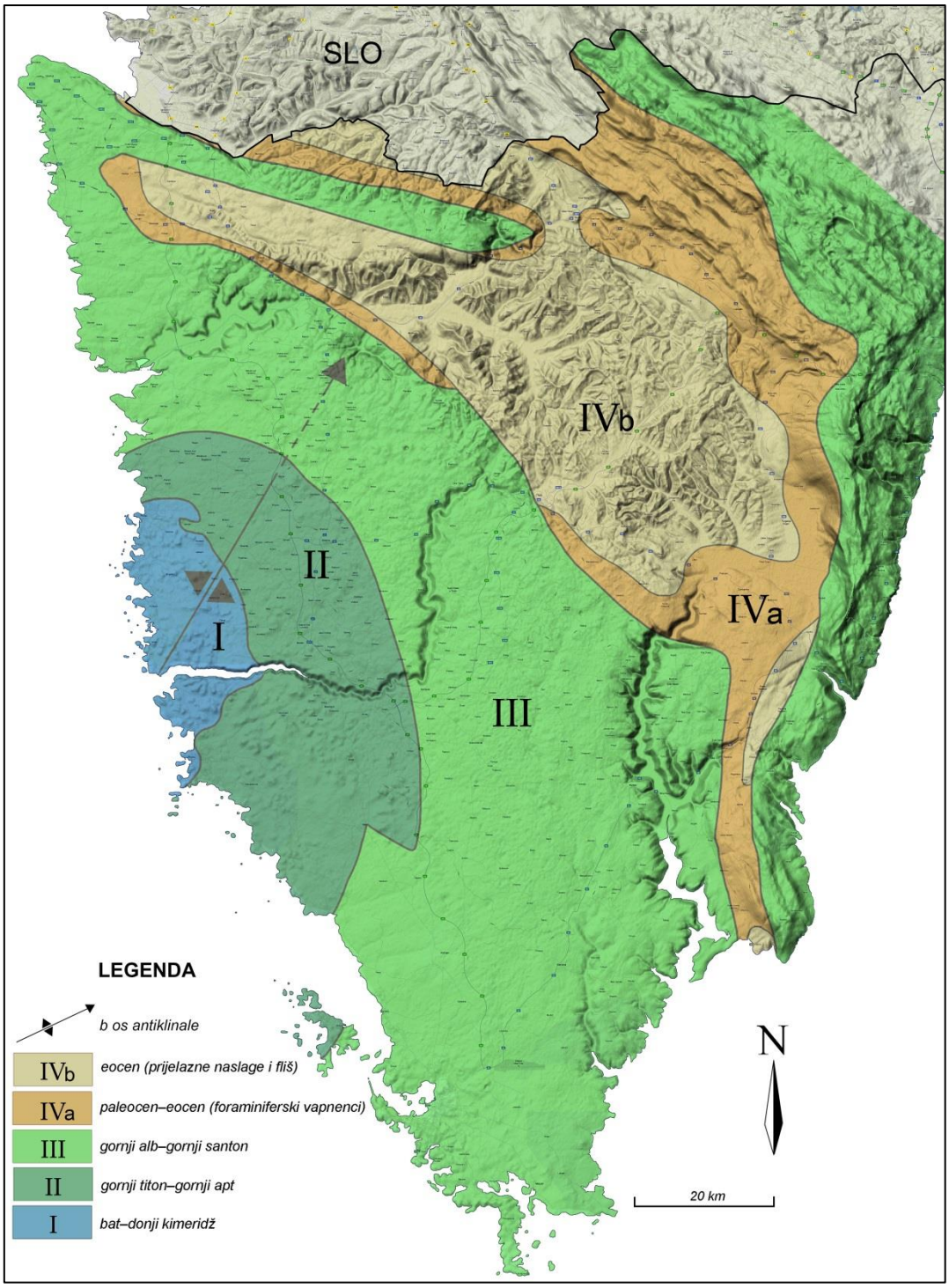


Sl. 2.3. Pregledna topografska karta područja istraživanja s naznačenim lokalitetima spomenutim u tekstu.

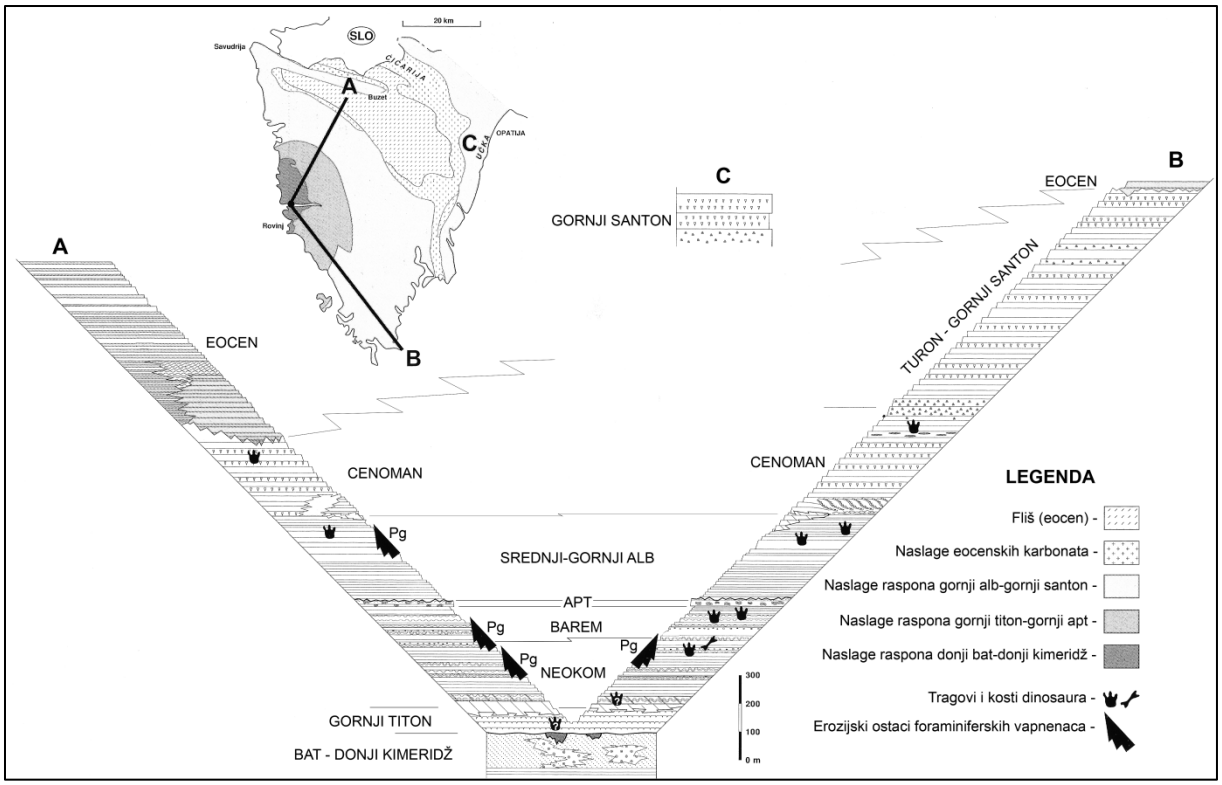
Istraživanja vezana za izradu Osnovne geološke karte Republike Hrvatske mjerila 1:50.000, koja se temelji na litostratigrafskom principu, započela su sredinom osamdesetih godina prošlog stoljeća, a ta su istraživanja rezultirala nizom novijih radova.

VELIĆ et al. (1995a) su u općem pregledu geološke građe Istre prikazali regionalno-geološku podjelu na četiri transgresivno–regresivne megasekvencije (sl. 2.4.) koja sadrži i temeljne stratigrafske, paleogeološke i tektonske značajke sjeverozapadnog dijela JKP.

Stratigrafski raspon istarskog dijela JKP i glavni događaji od srednje jure do santona prikazani su na kompilacijskim geološkim stupovima (VELIĆ et al., 2003; VLAHOVIĆ et al., 2003; sl. 2.5.) a istodobno su istraživane i klastične eocenske naslage Pazinskog bazena (BERGANT et al., 2003).



Sl. 2.4. Podjela Istre na taložne transgresivno-regresivne megasekvencije (izmijenjeno prema VELIĆ et al., 1995a, 2003). Svijetlozeleno područje na slici pripada trećoj megasekvenciji (gornji alb–gornji santon) unutar koje se pojavljuju naslage istražene u ovom radu.



Sl. 2.5. Shematski kompilacijski geološki stupovi područja sjeverne Istre (**A**), južne Istre (**B**) i vršnog dijela Učke (**C**) (VELIĆ et al., 2003).

Površina Istre iznosi približno 3000 km^2, a na površini sadrži karbonatne naslage stratigrafskog raspona od srednje jure (bata) do eocena. Ukupna debljina krednih naslaga iznosi preko 2000 m (POLŠAK & ŠIKIĆ, 1973).

Istra se u geološkom i geografskom smislu generalno može podijeliti na tri dijela (VELIĆ et al., 2003):

1. Jursko–kredno–eocenski karbonatni ravnjak južne i zapadne Istre (poznat i kao Crvena Istra po zemlji crvenici (*terra rossa*) koja prekriva veliki dio karbonatnih naslaga).
2. Kredno–eocenski karbonatno–klastični pojas s navlakama (″ljuskavom građom″) u istočnoj i sjeveroistočnoj Istri od Plomina i Učke do Ćićarije (poznat i kao Bijela Istra po okršenim izdancima kredno–eocenskih vapnenaca).
3. Eocenski flišni bazen središnje Istre (poznat i kao Siva Istra po sivim laporima unutar flišnih sekvencija).

Kontinuitet taloženja na istarskom dijelu Jadranske karbonatne platforme povremeno je bio prekidan dužim kopnenim fazama (emerzijama koje su rezultirale različitim stratigrafskim hijatusima), koje ujedno predstavljaju i granice već spomenutih velikih taložnih cjelina – megasekvencija. Kako su naslage taložene uglavnom u izrazito plitkomorskim

okolišima, čak i najmanji vertikalni tektonski pokreti na karbonatnoj platformi uzrokovali su promjene morfologije morskog dna, odnosno diferencijacije facijesa (MATIČEC et al., 1996). Sinsedimentacijska tektonika i eustatske promjene, te erozija kontinuirano su mijenjali reljef, položaj obalne crte i taložne okoliše na tome području. Slijed naslaga u Istri od dogera (bata) do eocena može se tako podijeliti u četiri megasekvencije (VELIĆ et al., 1995a, 2003; TIŠLJAR, 2001), sljedećeg stratigrafskog raspona (sl. 2.4.):

1. bat–oksford/stariji kimeridž (prije 168–157 mil. god) ;
2. mlađi titon–stariji/mlađi apt (prije 146–124/114 mil. god.);
3. srednji/mlađi alb–mlađi cenoman/mlađi santon (prije 107/101–94/84 mil. god.);
4. paleocen–eocen.

U okviru ove disertacije detaljno su obrađene naslage koje se nalaze unutar treće megasekvencije koja je započela postupnom i oscilirajućom transgresijom početkom mlađega alba (VELIĆ et al., 1995b; TIŠLJAR et al., 1998). Ta sekvencija obuhvaća naslage čiji stratigrafski raspon i debljina značajno variraju s obzirom na vremenski i prostorno vrlo različitu gornju granicu. U području sjeverne Istre, koje je ranije izdignuto, taloženje je prekinuto već potkraj cenomana, za razliku od južne Istre i vršnoga dijela Učke gdje su utvrđene znatno mlađe naslage gornjega santona.

Početak taloženja treće megasekvencije je obilježen postupnim preplavljivanjem, a cijelo razdoblje mlađeg alba taloženjem u vrlo plitkim okolišima (što dokazuju desikacijske pukotine, tragovi dinosaura, cijanobakterijski laminiti, plimni kanali, itd.).

Pri završetku alba na sjeverozapadnom dijelu Jadranske karbonatne platforme eolskim je putem taložen sitnozrnasti vulkanoklastični materijal, što je potaknulo razvoj organizama sa silicijskim skeletima. Kasnodijagenetskom silicifikacijom nastali su kvarcom bogati sedimenti unutar karbonatnih stijena. Izražena sinsedimentacijska tektonika u ovom je razdoblju rezultirala diferencijacijom taložnih okoliša od kontinuirano plitkovodnog prijelaza u cenoman (Savudrija u sjeverozapadnoj Istri), plitkovodnih vapnenačkih pješčanih prudova (u okolici Marušića u sjevernoj Istri), do nešto dubljih, razvedenih okoliša u kojima su taloženi rudistni vapnenci (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994). Također, na samom završetku alba, na području središnje Istre i Ćićarije, pojavljuju se i natplimni ranodijagenetski dolomiti, koji su naknadnim tektonskim i dijagenetskim procesima pretvoreni u kasnodijagenetske dolomite i tektogeno-dijagenetske breče (VLAHOVIĆ et al., 2003).

Korelacijom naslaga sjeverozapadne i sjeverne Istre (geološki stupovi Kanegra, Marušići, Rušnjak) s naslagama u južnoj Istri ukazano je na značajan utjecaj sinsedimentacijske tektonike na razvoj spomenutih facijesa tijekom cenomana (poglavito krajem cenomana; VLAHOVIĆ et al., 1994).

Razlike u okolišima taloženja zapadne, središnje i istočne Istre tijekom ranog i srednjeg cenomana dokazuju postojanje blago nagnute karbonatne rampe nagnute prema današnjoj jugoistočnoj Istri (TIŠLJAR et al., 1998).

Odnos subsidencije, akomodacijskog prostora i progradacije bioklastičnog materijala izgrađenog od rudistnih ljuštura, te značaj bioturbacije u naslagama na prijelazu iz donje u gornju kredu (alb–cenoman) detaljno je opisan na području južne Istre u okolici Vinkurana (TIŠLJAR et al., 1998; VLAHOVIĆ et al., 2011).

Platformni peritajdalni facijesi gornjeg alba postupno su tijekom donjeg cenomana u južnoj Istri prešli u facijese obalnog lica uz djelovanje sinsedimentacijske tektonike koja je uzrokovala nastanak tempestita, slampova i klinoforma (TIŠLJAR et al., 1998). Klinoformna tijela su izgrađena od bioklastičnih vapnenaca (kamenolom Vinkuran) stvorenih razaranjem rudistnih kolonija i njihovim taloženjem u nešto dubljim okolišima taloženja. Zapunjavanjem dubljih dijelova taložnih okoliša nastali su uvjeti za progradaciju rudistnih kolonija.

U srednjem cenomanu smanjuje se raznolikost okoliša taloženja i u cijelom području prevladavaju plitkomorski okoliši uključujući i naslage s tragovima dinosaura na otoku Fenoliga (VLAHOVIĆ et al., 2003). Krajem cenomana se sjeverni dio današnje Istre područje od Savudrije do Buzeta, tektonski izdignuo i postao kopno izloženo procesima okršavanja između mlađe krede i eocena uz taloženje izvorišnog materijala za postanak piritnih boksita (u dolini Mirne u okolici Sovinjaka nalaze se napušteni rudnici; VLAHOVIĆ et al., 2003). Nasuprot tomu, u južnom dijelu Ćićarije i u južnoj Istri, kao i na većem dijelu Jadranske karbonatne platforme, zabilježeno je globalno podizanje morske razine tijekom prijelaza iz cenomana u turon.

Provodne cenomanske bentičke foraminifere (iz skupine orbitolinida) iz podine dubljemorskih naslaga mlađe krede koje su istražene za potrebe ovog rada opisane su na otocima Cresu i Lošinju (HUSINEC et al., 2000).

Okoliši na ovim prostorima su produbljeni, o čemu svjedoče nalazi planktonskih foraminifera, amonita i kalcisfera (VLAHOVIĆ et al., 2002c).

Tijekom starijeg turona, uslijed globalnog snižavanja morske razine i zapunjavanja bazena bioklastičnim karbonatnim materijalom iz plićih područja, na cijelom prostoru došlo je do progradacije i postupnog zatrpavanja, te konačno ponovne uspostave plitkomorskih uvjeta

taloženja. Na području južne Ćićarije ovakvi su se uvjeti održali sve do emerzije početkom konijaka. U južnoj Istri taloženje obilježeno produbljavanjem i utjecajem otvorenog mora, te ponovnim oplićavanjem je nastavljeno sve do mlađeg santona (VLAHOVIĆ et al., 2003).

Granica između treće i četvrte megasekvencije predstavljena je dugotrajnom emerzijom s različitim stratigrafskim hijatusom. Eocenski vapnenci taloženi su na različitim stratigrafskim jedinicama mlađe, ali mjestimice i starije krede (područje između Rovinja i Poreča). Najkraći stratigrafski hijatus iznosi oko 30 mil. god. na području južne Istre, dok u sjevernom dijelu (Ćićarija i područje Savudrija–Buzet) iznosi oko 40 mil. godina. Dokaz da je zapadni dio Istre bio izdignut, tvoreći prostrani otok je upravo najduži stratigrafski hijatus od čak 80 mil. god. na području između Rovinja i Poreča (MATIČEC et al., 1996). Mogućnost postojanja dugotrajnog kopna potvrđuju i nalazi tragova (titon, berijas, mlađi barem, mlađi alb i mlađi cenoman) i kostiju (mlađi otriv–barem) dinosaura (DALLA VECCHIA & TARLAO, 1995). Na temelju nalazaka različitih vrsta dinosaura kroz dugotrajno vremensko razdoblje može se s velikom sigurnošću pretpostaviti postojanje barem privremenog kopnenog „mosta“ s Gondvanom tijekom starije i Euroazijom tijekom mlađe krede (DALLA VECCHIA, 2002).

Kvarnerski otoci pokazuju zonarnu građu orijentacije SZ–JI (dinaridsko pružanje). Najstarije naslage pripadaju plitkovodnim donjokrednim vapnencima i dolomitima. U gornjokrednim vapnencima dominiraju rudisti predstavljeni brojnim vrstama, ali su opisane i dubljemorske naslage (KORBAR et al., 2001). Od mikrofosila se ističu bentičke i planktonske foraminifere. Transgresivno na kredi slijede alveolinski i numulitni Foraminiferski vapnenci. Na kvarnerskim otocima nalaze se i naslage eocenskog fliša (lapori i pješčenjaci). Najmlađa stratigrafska jedinica izuzev kvartarnih naslaga su vapnenačke breče koje odgovaraju Jelar brečama (BAHUN, 1974), odnosno Velebitskim brečama (VLAHOVIĆ et al., 2012) a u sekundarnom su kontaktu s različitim naslagama. Kvartarne naslage sastoje se uglavnom od crvenice i aluvijalnih pijesaka i šljunaka (POLŠAK & ŠIKIĆ, 1973).

2.2.2. Tektonika Istre i Kvarnera

Današnja tektonska građa Istre (sl. 2.6.) posljedica je niza tektonskih deformacija, a najvažnije su se dogodile tijekom krede (formiranje zapadnoistarske antiklinale), te u tercijaru (stvaranje flišnih korita, a potom i navlačnih struktura Učke i Ćićarije) (MATIČEC, 1989, 1994; VELIĆ et al., 1995a). Područje Istre je u starijim radovima u tektonskom smislu podijeljeno u tri velike tektonske jedinice: autohton, prijelazne strukture i paraautohton (POLŠAK & ŠIKIĆ, 1973).

Najistaknutija geološka struktura je zapadnoistarska antiklinala (POLŠAK & ŠIKIĆ, 1973) koja pokazuje pravilno zonalno pružanje naslaga (MATIČEC, 1989), pa se slijed krednih naslaga može više ili manje kontinuirano pratiti od područja sjeverno od Poreča, preko Limske drage na istoku, sve do Rovinja na jugu (VLAHOVIĆ, 1999). Naslage su vrlo blago (najčešće pod svega nekoliko stupnjeva) nagnute prema sjeverozapadu, sjeveroistoku i jugoistoku.

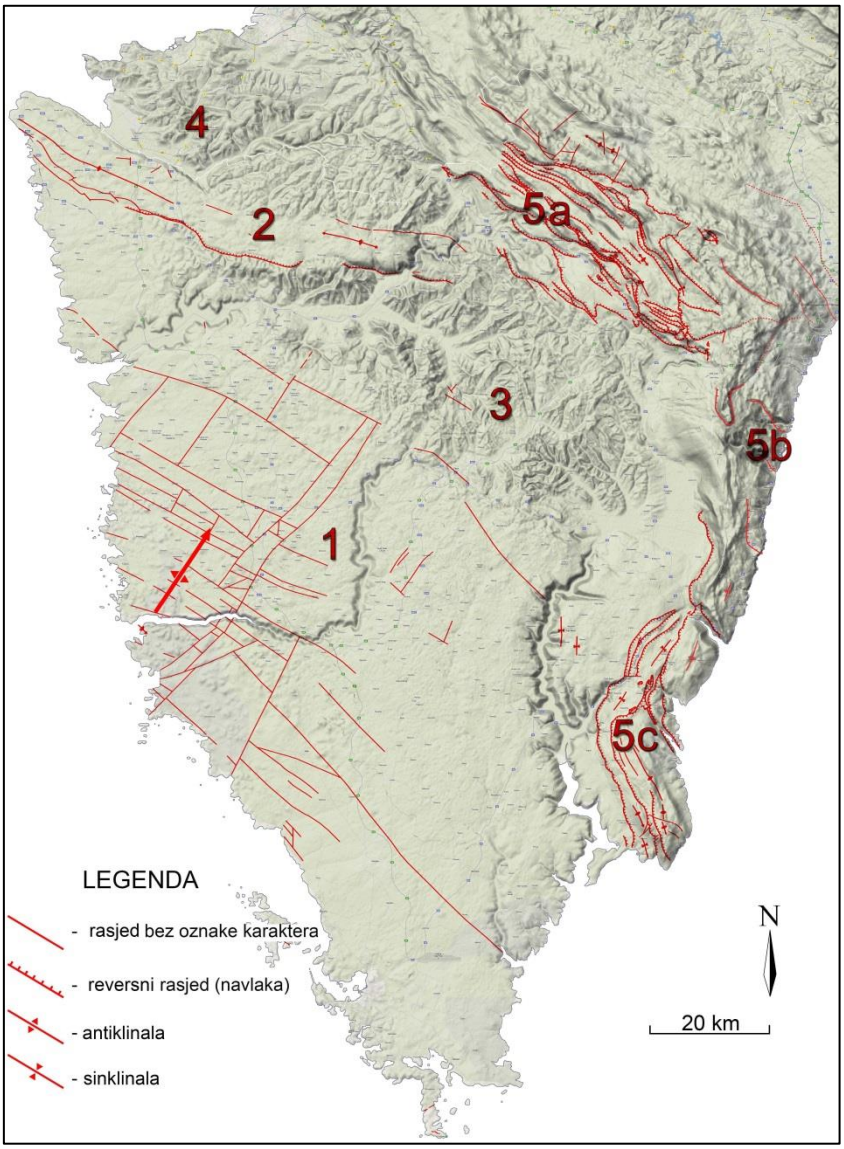
Tektonska aktivnost na istarskom dijelu Jadranske karbonatne platforme može se podijeliti u nekoliko aktivnih i po geometriji struktura prepoznatljivih razdoblja: mlađa kreda (zapadnoistarska antiklinala), paleocen–mlađi oligocen (dinaridske strukture) i miocen–danas (neotektonsko razdoblje) (VLAHOVIĆ et al., 2005).

Područje zapadnoistarske antiklinale je vrlo vjerojatno svoju inicijalnu fazu izdizanja doživjelo već tijekom neokoma (MATIČEC et al., 1996). U to vrijeme se JKP zbog djelovanja geodinamskih sila kretala u smjeru zapad–sjeverozapad. Zbog otpora takvom kretanju nastale strukture poprimile su pružanje sjever-sjeveroistok–jug-jugozapad (MATIČEC, 1989), a najvažnija je takva struktura upravo zapadnoistarska antiklinala.

Najjači osnovni pritisak ($\sigma 1$) na područje nekadašnje platforme u razdoblju paleocen–mlađi miocen bio je zakrenut u odnosu na današnji i pritisci su djelovali po pravcu sjeveroistok–jugozapad. Tako su nastale dinaridske strukture pružanja sjeverozapad–jugoistok (ljuskave strukture Ćićarije, navlaka Učke i Pazinski bazen). Zapadni dio Istre, unatoč u drugim područjima istodobnoj intenzivnoj regionalnoj tektonici u tom razdoblju, nije pretrpio značajnije strukturno–tektonske deformacije (i danas su vidljivi vrlo blagi nagibi položaja slojeva), što je vjerojatno posljedica ranog stvaranja regionalne navlačne zone na području današnje sjeverne Istre (MATIČEC et al., 1996). Tako je uslijed navlačenja na sjeveroistoku Istre ostvaren relaksacijski efekt na zapadnom dijelu Istre. To može biti i posljedica činjenice da se prema nekim autorima radi o području predgorja (*foreland*), koje ne pripada Krškim Dinaridima (ALJINOVIĆ & BLAŠKOVIĆ, 1987; KORBAR, 2009; PLACER et al., 2010).

U miocenu je započelo neotektonsko razdoblje, koje traje i danas. Njegovo su najvažnije obilježje deformacije čija je geometrija prepoznatljiva po pružanju struktura istok–zapad, što je posljedica regionalne kompresije pravcem sjever–jug (MATIČEC, 1994).

Kvarnerski otoci imaju zonarno dinaridsko pružanje naslaga (sjeverozapad–jugoistok) izloženih na površini. Otok Cres strukturno je predstavljen antiklinalom Kanac–Varminež i sinklinalom Vis–Beli–Ivanje (ŠIKIĆ & POLŠAK, 1973). Cijela struktura je djelomično poremećena reversnim rasjedima. Premuda, te dijelovi Dugog otoka (zajedno sa Silbom, Molatom i Olibom) obilježeni su uspravnim i nagnutim borama sa sekundarno boranim tjemenima antiklinala dinaridskog pružanja (MAMUŽIĆ & SOKAČ, 1973).



Sl. 2.6. Pregledna tektonska skica Istre (prema MATIČEC et al., 2014) s najznačajnijim tektonskim jedinicama u području Istre: **1** – Zapadnoistarska jursko–kredna antiklinala; **2** – Antiklinala Savudrija–Buzet; **3** – Pazinski sinklinorij; **4** – Tršćanski sinklinorij; **5** – Ljuskava i navlačna struktura Ćićarije (a), Učke (b) i Labinskog (c) bazena (izmijenjeno prema POLŠAK & ŠIKIĆ, 1973).

2.3. DOSADAŠNJA ISTRAŽIVANJA DUBLJEMORSKIH GORNJO-KREDNIH NASLAGA JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME

U ranom cenomanu na prostoru Jadranske karbonatne platforme došlo je do sinsedimentacijskih tektonskih pokreta što je uzrokovalo diferencijaciju facijesa i nastanak intraplatformnih depresija (KORBAR et al., 2001). Plitkomorski bioklastični platformni karbonati postupno su zamijenjeni sitnobioklastičnim i muljevitim litotipovima s pelagičkim utjecajem (planktonske foraminifere, kalcisfere), a tipični cenomanski rudistni facijesi su nastavili prekrivati rubove ovakvih intraplatformnih bazena.

Detaljnim opisom okoliša taloženja i paleoreljefnim rekonstrukcijama tijekom starijeg i srednjeg cenomana na području otoka Cresa dokazana je uloga rudistnih zajednica i diferencijacija facijesa (KORBAR, 1999).

KORBAR et al. (2001) su detaljno opisali tri geološka stupa na južnom dijelu otoka Cresa (Osor, Baldarin i Sveti Damjan), te šest tipova facijesa od kojih jedan sadrži dubljemorske naslage. Facijes „F“ opisan je kao kalcisferski madston do vekston s ulošcima sitnozrnastih, bioklastičnih vekston-pekstona i floutstona. Starost mu je definirana uz pomoć premještenih bentičkih foraminifera (*Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Chrysalidina gradata, Pseudorhapydionina dubia* i *Vidalina radoicicae*) kao srednji do kasni cenoman.

Biostratigrafija naslaga turon–konijačke starosti na otoku Cresu definirana je na temelju rudistnih zajednica, ali se spominju i podinske dubljemorske naslage starosti mlađi cenoman–donji turon (KORBAR & HUSINEC, 2003).

Recentna istraživanja dubljemorskih naslaga na prijelazu cenoman–turon na području Brača (KORBAR et al., 2012) i jasni efekti globalnog eustatskog porasta morske razine tijekom tog razdoblja na Jadranskoj karbonatnoj platformi dokazuju da je veliki dio platforme u mlađem cenomanu i starijem turonu bio potopljen, o čemu svjedoče pelagičke naslage formacije Sv. Duh. Pritom su opisani kontakti između laminiranih, slampiranih i tektonski poremećenih vršnih naslaga podinske cenomanske jedinice Milna i kalcisferskih vekstona jedinice Sv. Duh.

Procesi stvaranja intraplatformnih bazena na prijelazu cenoman–turon bili su izrazito potpomognuti značajnim podizanjem razine morske razine, odnosno jednom od najekstremnijih eustatskih promjena u Zemljinoj povijesti (HAQ et al., 1987; GUŠIĆ & JELASKA, 1990). Podizanjem morske razine došlo je i do povećavanja akomodacijskog prostora u ovim bazenima, pa su oni često egzistirali i po nekoliko milijuna godina do postupnog zatrpavanja plitkovodnim materijalom. Prema ranijim radovima (KAUFFMAN,

1986; SCHLANGER, 1986; SCHLANGER et al., 1987) cenomansko–turonska transgresija trajala je oko milijun godina, s tim da je doživjela maksimum na otprilike polovici toga razdoblja. Tendencija naglog porasta morske razine započela je već krajem cenomana, a svoj maksimum je doživjela početkom turona. Sredinom turona došlo je do nagle regresije (HAQ et al., 1987) pa su ponovno uspostavljeni plitkovodni sustavi taloženja. Vremenski ekvivalent ovih naslaga na prostoru izvan Tethysa (npr. u području Boreala uz sjeverni rub današnje Europe) su poznati bijeli kredasti sedimenti, u međunarodnoj literaturi obično poznati kao „*chalk*".

Snižavanjem morske razine „karbonatna tvornica" je brzo ponovno uspostavila plitkomorski sustav taloženja, što se jasno može vidjeti na brojnim geološkim profilima i stupovima snimljenim na različitim dijelovima nekadašnje Jadranske karbonatne platforme.

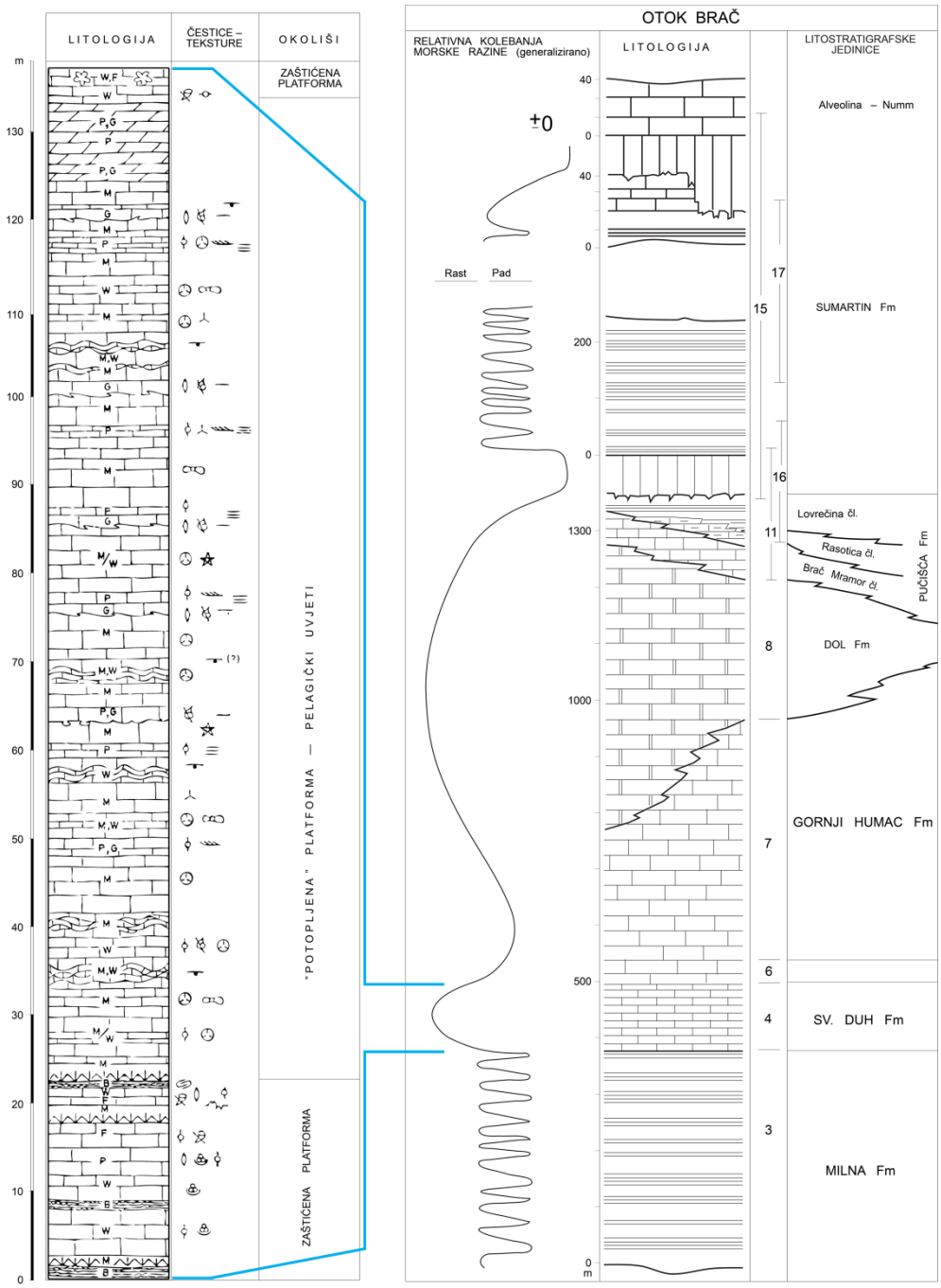
Tektonski procesi su usprkos eustatskom porastu globalne morske razine mjestimice uzrokovali izronjavanje i okopnjavanje velikih dijelova platforme, tako da je već pri kraju cenomana na zapadnom dijelu današnje Istre nastupilo okopnjavanje, a na gornjo-cenomanskim naslagama se nalaze transgresivno paleogenske naslage (u području Bujske antiklinale, središnjeg i zapadnog dijela doline Mirne), dok su istodobno pojedina područja značajnije produbljavana djelovanjem sinsedimentacijske tektonike. To znači da se na različitim područjima sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme (istočna i južna Istra, Ćićarija, južni dio otoka Cresa, Lošinj, itd.) nalaze naslage koje svjedoče o dubljemorskim uvjetima sedimentacije, ali njihov točan stratigrafski raspon, površinska rasprostranjenost i debljina nisu uvijek detaljno utvrđeni, a na pojedinim mjestima nije sa sigurnošću utvrđeno ni njihovo eventualno vertikalno ponavljanje. Dakle, postavlja se pitanje u kojoj mjeri je na karbonatnu platformu utjecao dobro poznat i u brojnim radovima opisan eustatski porast morske razine na prijelazu cenoman–turon, a kakav je udio u konačnom stijenskom zapisu imala lokalna sinsedimentacijska tektonika. Snimanjem detaljnih geoloških stupova i profila, te geološkim kartiranjem litostratigrafskih jedinica s odlikama dubljemorske sedimentacije i utvrđenim pelagičkim utjecajem tijekom cenomana i turona, te definiranjem njihove podine i krovine mogu se stoga proširiti saznanja o kompleksnim događajima u mlađoj kredi na prostoru Jadranske karbonatne platforme.

U brojnim ranijim radovima već su dijelom ili u cjelini opisane pojedine litostratigrafske jedinice koje pripadaju dubljemorskom tipu gornjokrednih naslaga (STACHE, 1889a, b; SALOPEK, 1954; SOKAČ & VELIĆ, 1978; POLŠAK, 1965a, b, 1967b, 1979; TIŠLJAR, 1978a; POLŠAK et al., 1982; TIŠLJAR et al., 1983, 1995, 1998, 2002; JELASKA et al., 1983; MATIČEC, 1994; VELIĆ & VLAHOVIĆ, 1994; VLAHOVIĆ et al.,

1994, 2003; VELIĆ et al., 1995a, 2003; KORBAR et al., 2001, 2012; DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002; STEUBER et al., 2005). Iz ovih radova može se pretpostaviti da su regionalni i lokalni geološki procesi kao što je sinsedimentacijska tektonika mjestimice bili od presudnog utjecaja na tip istaloženih naslaga.

Najbolji primjer dubljemorske sedimentacije u mlađoj kredi predstavlja neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh. Njezine su naslage prvi put sustavno opisane na otoku Braču (GLOVACKI JERNEJ & JELASKA, 1986; GUŠIĆ et al., 1988; GUŠIĆ & JELASKA, 1988, 1990).

Naslage jedinice Sv. Duh se pojavljuju u normalnom stratigrafskom slijedu na plitkovodnim cenomanskim vapnencima neformalne litostratigrafske jedinice Milna koji su pri samom vrhu često laminirani. Prijelaz između ove dvije jedinice može biti postupan, pri čemu se madstoni s pelagičkim utjecajem postupno pojavljuju u obliku sve češćih i debljih proslojaka u vršnom dijelu jedinice Milna, ali može biti i oštar. Naslage jedinice Sv. Duh su obično masivne i debeloslojevite, te rijetko pokazuju nodularnu građu. Takvi krti, svijetlosivi do svijetložućkasti i smećkasti vapnenci sadrže u nižem dijelu dosta sitnih bioklasta i različit udio kalcisfera i pelagičkih foraminifera u mikritnom matriksu. U središnjem dijelu naslaga nalaze se i rožnjačke nodule, a slijed obično završava kasnodijagenetskim dolomitima. Od alokema najveći udio pripada kalcisferama, bioklastima školjkaša i bodljikaša, spikula spužvi, a u različitom omjeru ima i planktonskih foraminifera (najčešće globotrunkanida, ali i oblika roda *Heterohelix*).



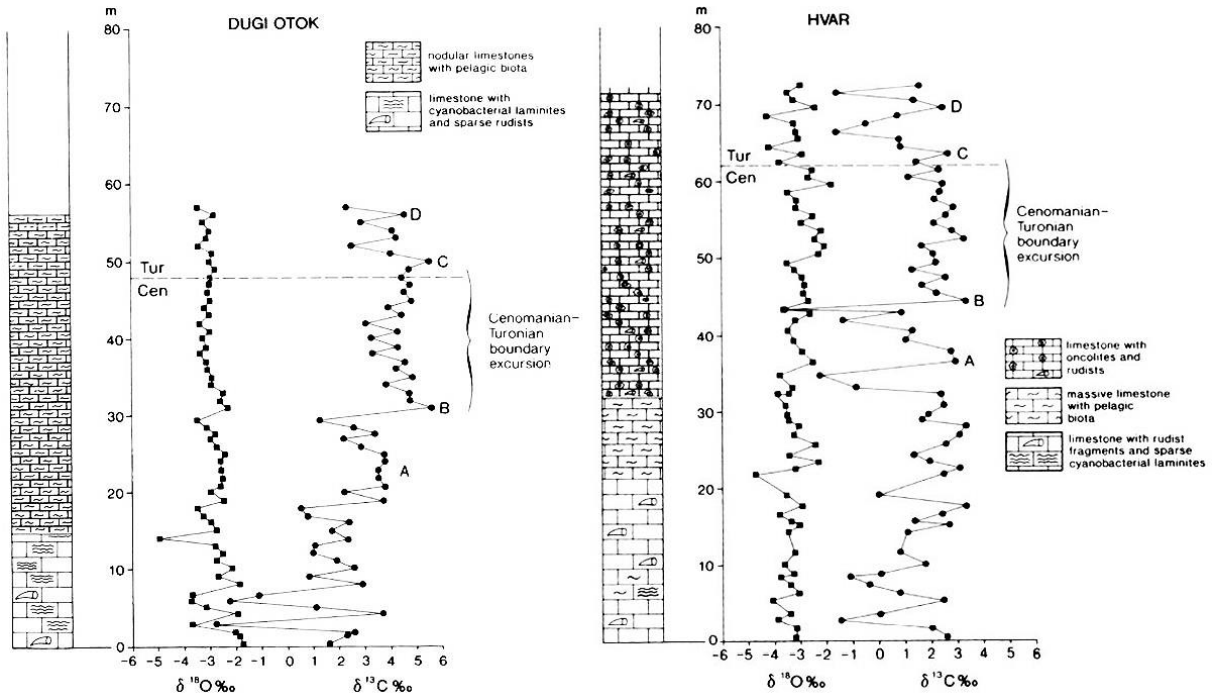
Sl. 2.7. Stratigrafski stup jedinice Sv. Duh (lijevo) unutar kompilacijskog geološkog stupa gornjokrednih naslaga (desno) na otoku Braču (GUŠIĆ & JELASKA, 1990).

Starost neformalne jedinice Sv. Duh je definirana kao stariji turon (GUŠIĆ & JELASKA, 1990), odnosno mlađi cenoman do stariji turon (DAVEY & JENKYNS, 1999; VLAHOVIĆ et al., 2002c; KORBAR et al., 2012) obzirom na provodne fosile iz vršnog dijela jedinice Milna ili iz uzoraka u donjem dijelu jedinice Sv. Duh (*Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Chrysalidina gradata, Vidalina radoicicae, Cisalveolina* sp., itd.), te rudiste roda *Hippurites requieni* u krovini. Do tada zaštićeni platformni plićaci su bili potopljeni, što je u

prvom redu odraz globalnih eustatskih promjena na prijelazu cenoman–turon, ali i mjestimice izraženih regionalnih sinsedimentacijskih tektonskih događaja.

Tako su nastali produbljeni „epiplatformni“ okoliši s jačim ili slabijim utjecajem pelagičke sedimentacije, nešto veće dubine, ali još uvijek unutar fotičke/oksične zone (plići od 300 m). Izdanci ove litostratigrafske jedinice utvrđeni su i u sjevernoj Istri (Ćićarija), istočnoj Istri (Rabac, Barban) i južnoj Istri (Medulin), na kvarnerskim otocima (Cres, Lošinj, Dugi otok, Premuda, itd.), te na prostoru srednje Dalmacije (Papratnica).

Rezultati izotopnih istraživanja Dugog otoka i Hvara u stratigrafskom horizontu cenoman–turon su dokazali da je do potapanja došlo već u mlađem cenomanu (DAVEY & JENKYNS, 1999; sl. 2.8.).



Sl. 2.8. Rezultati izotopnih analiza na Dugom otoku i Hvaru koji pokazuju da je do potapanja JKP na tom području došlo već u mlađem cenomanu (DAVEY & JENKYNS, 1999).

Na naslagama litostratigrafske jedinice Sv. Duh kontinuirano slijedi deblji paket plitkovodnih vapnenaca jedinice Gornji Humac, na kojima su taloženi mlađi vapnenci s pelagičkim utjecajem. Ova epizoda pelagičke sedimentacije nazvana je Dol (te su naslage poznate kao arhitektonsko-građevni kamen Sivac). Najveća debljina litostratigrafske jedinice Dol na otoku Braču zabilježena je na sjevernoj strani bračke antiklinale. Jedinica je nazvana po istoimenom naselju na središnjem dijelu otoka Brača (PEJOVIĆ & RADOIČIĆ, 1987; GUŠIĆ et al., 1988; GUŠIĆ & JELASKA, 1988).

Naslage iz kojih su nastali dobroslojeviti, svijetlosivi vapnenci s nodulama rožnjaka i mikritnom osnovom, te mnogobrojnim kalcisferama i rijetkim planktonskim foraminiferama, taložene su u intraplatformnim bazenima. Razlika između jedinica Dol i Sv. Duh očituje se, među ostalim, i u veličini prisutnih fosila, jer su kalcisfere i globotrunkanide u Dol jedinici su nešto krupnije od onih u jedinici Sv. Duh. Jedinica Dol dijagenetski je jače izmijenjena samo u zapadnom dijelu otoka Brača (rekristalizacija i kasnodijagenetska dolomitizacija). Starost jedinice Dol je definirana uz pomoć planktonskih foraminifera (HOFKER, 1967) i superpozicije u odnosu na neposrednu podinu (bentička foraminifera *Murgella lata* je utvrđena u naslagama formacije Gornji Humac), te je određena kao gornji mlađi santon–srednji kampan (GUŠIĆ & JELASKA, 1990). U korelaciji s rudistnim cenozonama jedinica Dol odgovara petoj rudistnoj cenozoni (santon–stariji kampan prema POLŠAK, 1965b).

Na području Istre POLŠAK (1965a, b) je detaljno, prvenstveno biostratigrafski obradio naslage koje predstavljaju predmet ovog rada. POLŠAK (1965a) je u opisu jurskih i krednih naslaga središnjeg dijela Istre unutar cenomanskih i turonskih naslaga naveo brojne rodove rudista, bentičke ali i planktonske foraminifere. Bitno detaljniji opis naslaga cenomanske i turonske starosti središnje i južne istre (POLŠAK, 1965b) sadrži geografski pregled, pregled dosadašnjih istraživanja, stratigrafiju podijeljenu na područja i katove, paleogeografske i sedimentacijske prilike, korelaciju sa susjednim područjima, te tektoniku. Krajem cenomana u južnoj Istri produbljivanjem taložnih okoliša izumiru rodovi *Chondrodonta*, no zbog održavanja plitkovodnih okoliša u susjednim područjima pojavili su se ponovno i u turonu (POLŠAK, 1965b). Izdvojena kronozona vapnenaca s amonitima sadrži amonite rodova *Vascoceras, Acanthoceras, Schindewolfites,* i *Calycoceras* te školjkaše *Exogyra* i *Pycnodonta*. Potrebno je naglasiti da su ovi rodovi i pripadajuće vrste (POLŠAK, 1965b) provodni za donji turon. Na geološkim profilima Banjole, Premantura, Marlera, Krnica i Koromačno u južnoj Istri MORO (1997) je prikazao slijedove gornjokrednih dubljemorskih naslaga. Ipak, iako su u radu spomenuta razdoblja produbljavanja, težište rada bilo je na rudistnim zajednicama u gornjokrednim naslagama.

Ponovna uspostava plitkovodnih okoliša taloženja nakon potapanja platforme detaljno je opisana geološkim stupom na rtu Bori i njegovom produžetku, rtu Kašteja (VLAHOVIĆ et al., 2002c). U radu su navedeni ranije spomenuti rodovi amonita (POLŠAK, 1965b), te mikrofosilna zajednica planktonskih foraminifera (*Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp. i *Heterohelix* sp.) i kalcisfera unutar nodularno raslojenog vapnenca.

VESELI (1999) je opisao karbonatne facijese dubljemorskih okoliša taloženja iz pojedinih istražnih bušotina, između ostalog i pelagičke facijese gornjeg mastrihta, te

dinamiku taloženja u uvjetima potopljene platforme (gornji alb–cenoman, turon–donji kampan i gornji kampan–mastriht), s naglaskom na karbonatne turbidite.

POLŠAK (1965b) je u području južne Istre opisao nešto mlađe naslage konijačko–santonske starosti koje sadrže *Globigerinidae* i radiolarije.

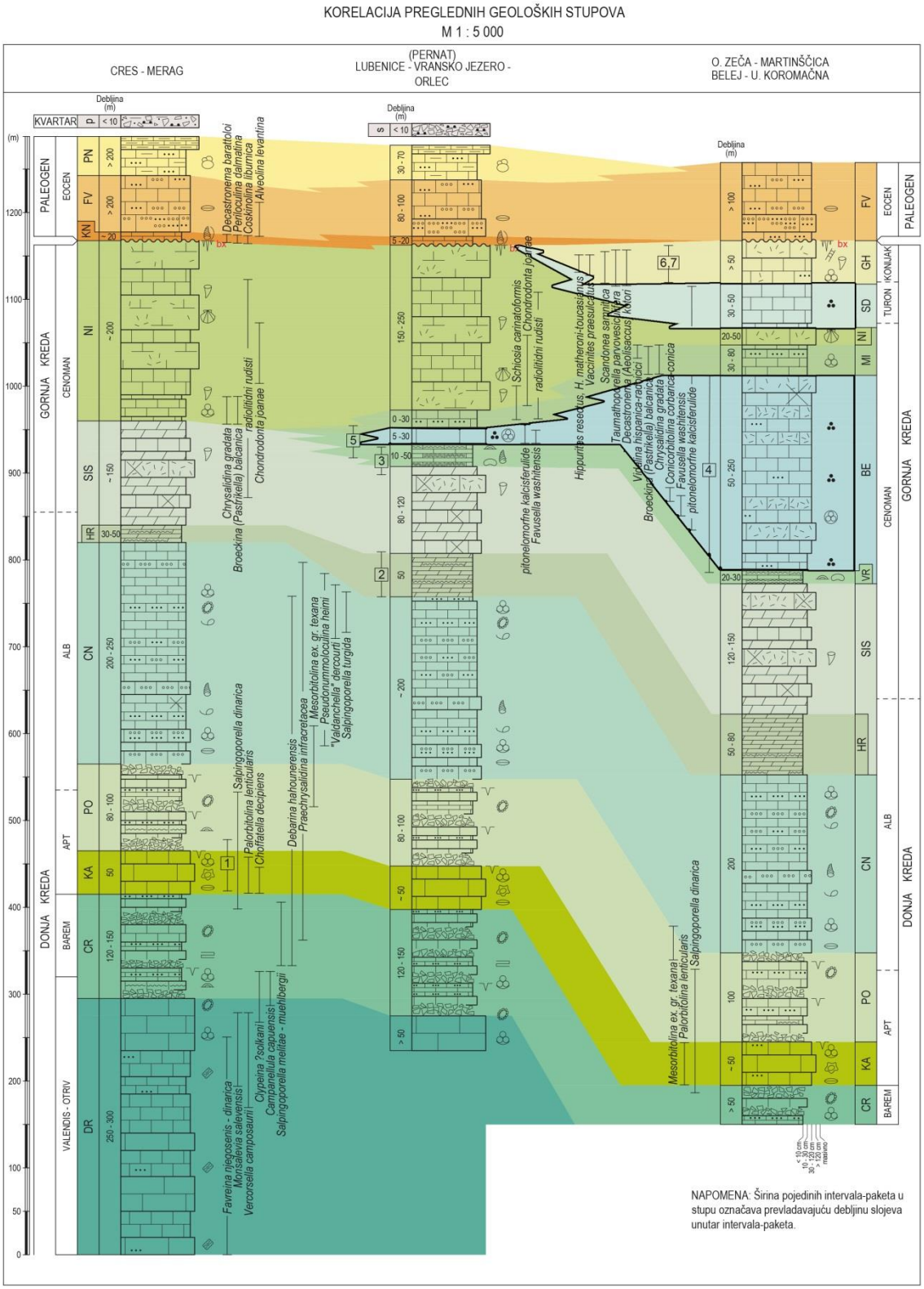
MORO et al. (2002) su na području južne istre (rt Marlera) i Učke prikazali geološke stupove unutar naslaga gornjeg santona. Stupovi prikazuju prijelaz iz dubljemorskih naslaga s pelagičkim utjecajem u rudistima bogate plitkovodne litotipove.

KAPOVIĆ & BAUER (1970) su na području Dugog otoka i Premude opisali proksimalne i distalne karbonatne turbidite u gornjokrednim naslagama, odnosno raspravljali o autohtonosti i alohtonosti određenih facijesa (Ta i Tb intervali nasuprot pelagičkim facijesima s globotrunkanidama, globigerinama, pitonelama, sferama, kalcisferulidnim formama, pelagičkim krinoidima, spikulama spužvi, itd.). Prikazani profili definiraju dubljemorske uvjete taloženja od kraja cenomana pa sve do santon–kampana, bez autohtonih plitkovodnih intervala unutar profila.

FUČEK et al. (1991) su opisali padinske turonske naslage uvale Brbišnica na Dugom otoku profilom na središnjem dijelu otoka koji je geološki smješten između „pregibnih" facijesa sjeverozapadnog dijela te platformnog razvoja jugoistočnog dijela otoka. Geološki stup započinje radiolitidnim i hondrodontnim plitkovodnim vapnencima na kojima leže pelagički vapnenci. Potrebno je naglasiti da plitkovodni resedimentirani materijal unutar pelagičkih sekvencija dokazuje da su plitkomorski uvjeti na platformi, bez obzira na izraženo potapanje platforme, lateralno očuvani na pojedinim područjima, očigledno uzdignutim uslijed lokalnih sinsedimentacijskih tektonskih pokreta.

Na području otoka Premude, Ista i Silbe opisani su dubljemorski facijesi stratigrafskog raspona turon–santon (MORO & ĆOSOVIĆ, 2013). Dubljemorske naslage bez laminacije i s većim udjelom resedimentiranog bioklastičnog plitkovodnog materijala taložene su u proksimalnijem dijelu padine, dok su uglavnom laminirane naslage s manjim udjelom bioklasta taložene na distalnijem dijelu padine.

Na području zahvaćenom istraživanjem, u periodu od 2012. do 2014. godine objavljena su dva standardizirana lista OGK RH 1:50.000 (Cres–2 i Cres–4, FUČEK et al., 2012, 2014) izrađena na litostratigrafskom principu. Litostratigrafska karta Cres–4 (FUČEK et al., 2012) sadrži korelirane geološke stupove s prikazom stratigrafskog položaja neformalnih litostratigrafskih jedinica Belej i Sv. Duh koje predstavljaju dubljemorske naslage pri čemu je prikazana i razlika njihovog lateralnog rasprostiranja na sjevernom i južnom dijelu otoka Cresa (sl. 2.9.).

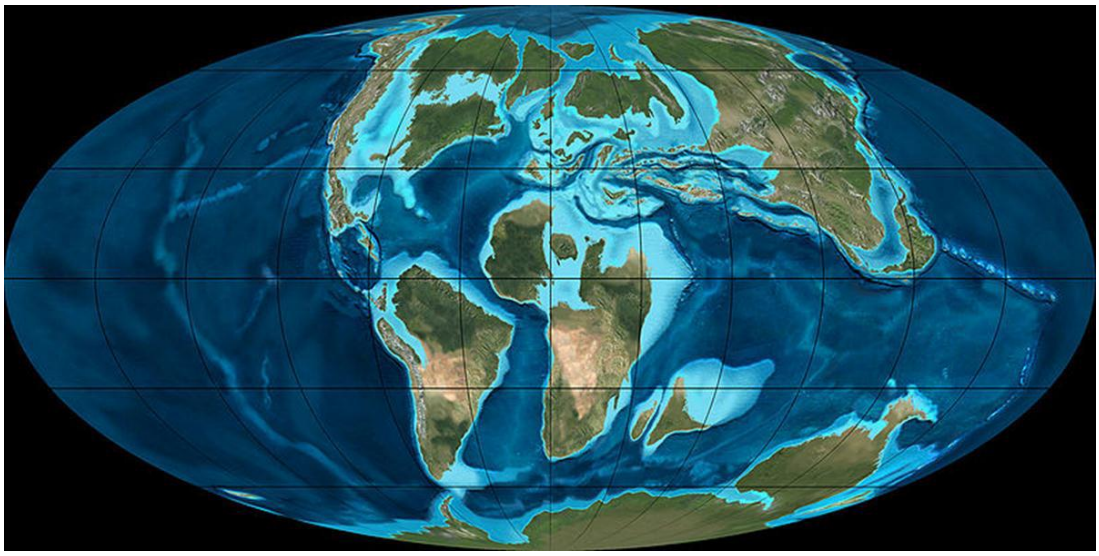


Sl. 2.9. Isječak Osnovne geološke karte Republike Hrvatske 1:50.000, lista Cres-2 (FUČEK et al., 2012), na kojem je prikazana korelacija neformalnih litostratigrafskih jedinica izdvojenih na preglednim geološkim stupovima. Intervali dubljemorskih jedinica Belej i Sv. Duh su označeni debljom crtom.

2.4. OCEANSKI ANOKSIČNI DOGAĐAJ OAE2

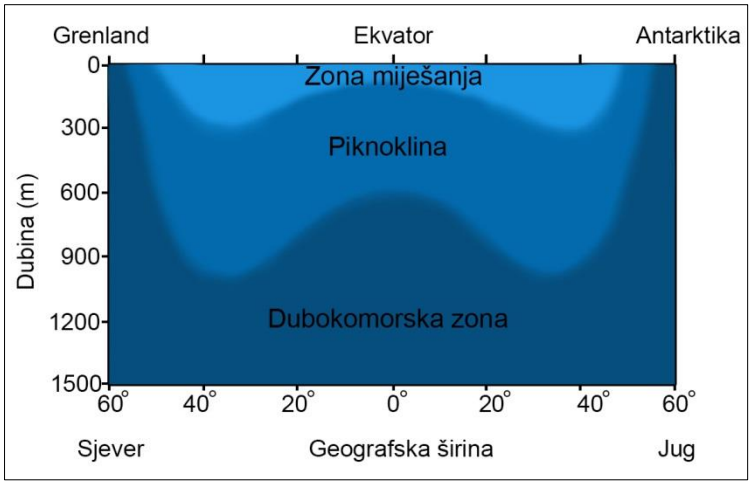
Oceanski anoksični događaji (*Oceanic Anoxic Events – OAE*) globalnih razmjera obilježeni taloženjem naslaga bogatih ugljikom prvi put su opisani u naslagama stratigrafskog raspona apt–alb i cenoman–turon u radu SCHLANGER & JENKYNS (1976). Autori su smatrali da su se ovi globalni događaji istodobno odvijali u okolišima različite batimetrije, kao što su oceanske zaravni i bazeni, rubovi kontinenata i plitka mora. Široka rasprostranjenost takvih facijesa dokazuje da uvjeti u kojima su nastajali nisu direktno ovisili o lokalnim geometrijskim parametrima bazena. Zaključak autora je bio da su za to bila presudna dva glavna geološko-klimatološka faktora: transgresija i održavanje ujednačenih temperatura u stupcu vode.

Transgresija uzrokuje preplavljivanje većih područja i povećavanje površine plitkih epikontinentalnih mora, a moguće i povećane produkcije organskog ugljika zbog pojačan unos nutrijenata. Procjenjuje se da je površina plitkih epikontinentalnih mora u mlađoj kredi bila nekoliko puta veća nego što je danas (odnos površine epikontinentalnih mora prema površini oceana danas iznosi 0,03:1, dok je tijekom mlađe krede bio oko 0,16:1) (sl. 2.10.).



Sl. 2.10. Približan raspored kontinenata u mlađoj kredi – označeno smeđom i zelenom bojom (u razdoblju turona prije približno 90 mil. god.) (preuzeto s http://www.earthscienceworld.org).

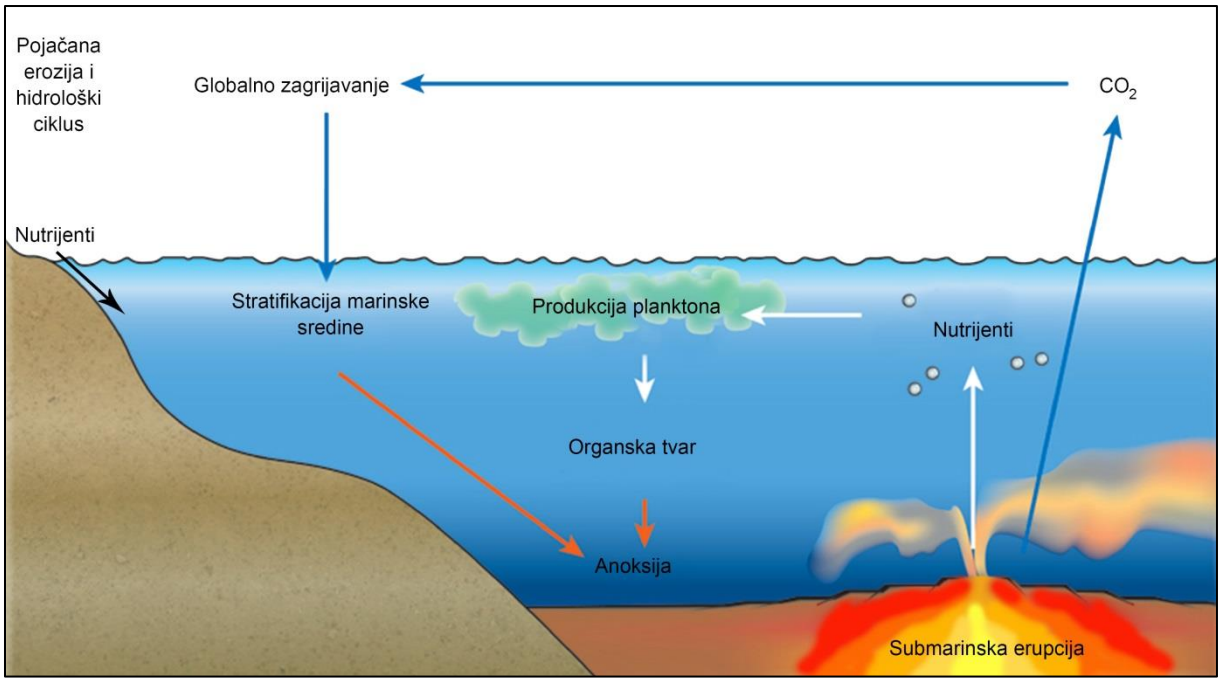
Održavanje ujednačenih temperatura u stupcu vode dovelo je do smanjenja cirkulacije vode u oceanu i time smanjivanja udjela kisika. Klima je u mlađoj kredi bila topla i ujednačena, što je pridonijelo stratifikaciji vodenog stupca u oceanima (sl. 2.11. i 2.12.).



Sl. 2.11. Recentni profil stupca vode u Atlantskom oceanu od sjevera prema jugu dubinskim odnosom zone miješanja, piknokline (zona nagle promjene gustoće), te dubokovodne zone (DataStreme Ocean Project, American Meteorological Society, 2006). Profil pokazuje različitu stratifikaciju stupca vode u odnosu na geografsku širinu.

Naknadnim istraživanjima su utvrđeni brojni paleontološki i geokemijski podaci koji definiraju paleookoliše tijekom anoksičnih događaja, te se ove pojave vežu uz glavne poremećaje globalnog ciklusa organskog ugljika (pozitivne anomalije izotopa ugljika $\delta^{13}C$: npr. SCHLANGER & CITA, 1982; SCHLANGER et al., 1987; WEISSERT, 1989; ARTHUR et al., 1990; FARRIMOND et al., 1990; HESSELBO et al., 2000; SCHOUTEN et al., 2000; LECKIE et al., 2002; DANELIAN et al., 2004; TSIKOS et al., 2004; HU et al., 2005; KEMP & MURRAY, 2005; KARAKITSIOS et al., 2007, 2010).

O globalnim razmjerima ovih događaja svjedoče odgovarajuće naslage pronađene na području tadašnjeg Tethysa, Atlanskog oceana i Pacifika. Zajednička značajka naslaga nastalih u ovakvim uvjetima je i do 100 puta povišena koncentracija organskog ugljika u odnosu na karbonate u krovini i podini. Procjene su da je koncentracija CO_2 u atmosferi tijekom krede premašivala 1000 ppm (CALDEIRA & RAMPINO, 1991). Za usporedbu, današnja koncentracija CO_2 u atmosferi iznosi 401 ppm (1765. godine u doba izuma parnog stroja iznosila je 173 ppm, a prije samo četiri godine iznosila je 390 ppm; podaci preuzeti s co2now.org).

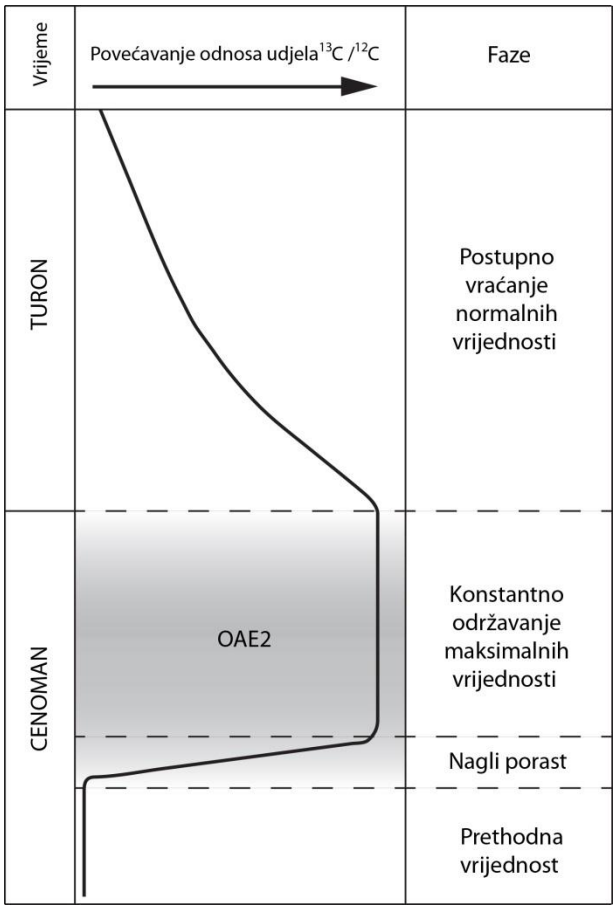


Sl. 2.12. Shematski prikaz glavnih uzroka anoksičnih događaja u oceanskoj sredini (djelomično izmijenjeno prema BRALOWER, 2008).

Oceanski anoksični događaji su pojave manjka ili potpunog nedostatka kisika u okolišu (< 0,2 ml/l) uz visoki sadržaj organske tvari, što dovodi do osiromašenja ili potpunog odumiranja flore i faune. Stijene nastale u takvim uvjetima sadrže veći udio organske tvari u obliku bitumena ili kerogena. U plitkomorskim uvjetima najvažniji uzrok takvih događaja je vrlo velika biološka produkcija uslijed povećanog donosa nutrijenata, a u okolišima vrlo slabe cirkulacije vode.

Vapnenci nastali u ovakvim uvjetima uglavnom su tamnije boje (sve do potpuno crnih), tankolaminirani i mjestimice s obiljem sitnog detritusa. Često ih se naziva crnim laminitima, crnim šejlovima ili crnim muljnjacima.

Glavni pokazatelj anoksičnog događaja zapisanog u karbonatnom sedimentu je izrazita promjena izotopnog sastava ugljika (odnosa stabilnih izotopa ^{12}C i ^{13}C). Tijekom normalnih uvjeta u oceanu, organskom produkcijom, u prvom redu organizama koji ne izgrađuju mineralne skelete, preferentno se u organsku tvar ugrađuje laganiji, ^{12}C izotop. Zato se pri obilatoj organskoj produkciji sredina obogaćuje težim izotopom pa se u biomineralizirane skelete ugrađuje sve više ^{13}C izotopa. Tako u anoksičnim uvjetima nastale naslage pokazuju pozitivan skok u količini ^{13}C izotopa, odnosno odnosu $^{13}C/^{12}C$ (sl. 2.13.).

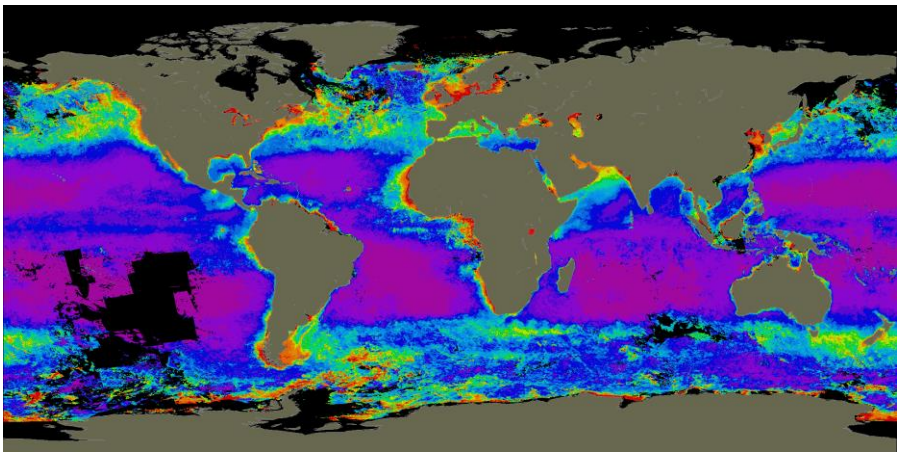


Sl. 2.13. Pozitivan otklon udjela stabilnog izotopa $\delta^{13}C$ u odnosu na $\delta^{12}C$ (izmijenjeno prema KUYPERS et al., 2004).

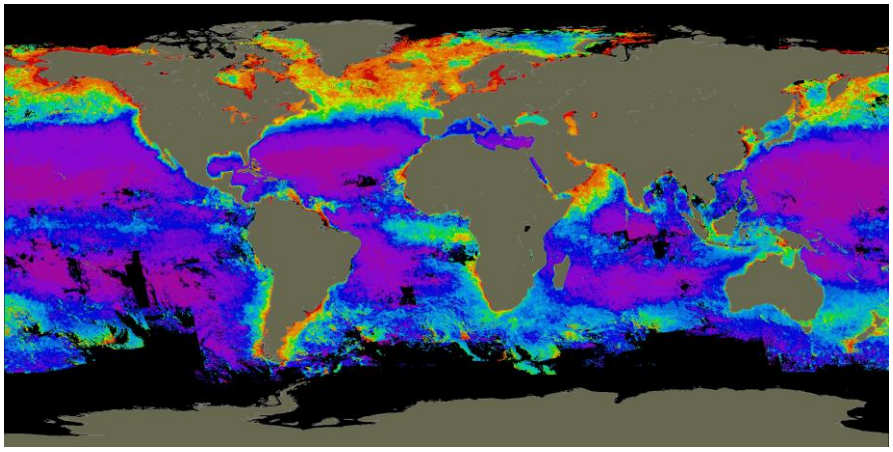
Neposredan uzročnik povećane organske produkcije bila je i slaba vertikalna cirkulacija oceanske vode do koje inače dolazi zbog miješanja hladnih i toplih morskih struja. Zbog relativne ujednačenosti klime i odsutnosti većih polarnih kapa (osobito u mezozoiku) ovaj tip cirkulacije morske vode bio je sveden na minimum. Uslijed nedostatka kisika u morskoj vodi, te izumiranja većeg broja organizama dolazilo je i do prekomjernog oslobađanja fosfata iz marinskih sedimenata, što je dodatno utjecalo na pogoršanje paleoekoloških uvjeta. U ovakvim paleoklimatskim uvjetima dolazi i do pojačane dinamike hidrološkog ciklusa, te uslijed toga i pojačane erozije na kopnu (zbog povišenih temperatura, većih količina padalina, itd.). Riječnim sustavima u marinski okoliš tako je pritjecala dodatna količina nutrijenata, što je u konačnici uzrokovalo daljnje pojačavanje biološke produkcije.

Obzirom na istraživanja recentnih taložnih bazena izdvaja se nekoliko karakterističnih okoliša s anoksičnim uvjetima: dubokomorski poluzatvoreni bazeni (današnji primjeri su Crno more, Baltičko more, Sredozemno more, Crveno more, itd.), dubokomorski bazeni na kontinentalnim rubovima i otvoreni oceani (današnji primjeri su sjeveroistočni Pacifik, sjeverni dio Indijskog oceana, itd.), kontinentalne padine u zoni uzlaznog strujanja morske

vode (*upwelling*-a) (sl. 2.14. i sl. 2.15.), plitki stratificirani taložni okoliši u estuarijima, fjordovima i sl., plimni okoliši unutar laguna i prostranih plimnih ravnica, kao i velika anoksična jezera (današnji primjer je jezero Tanganyika).



Sl. 2.14. Područja zahvaćena uzlaznim strujanjem morske vode (*upwelling*-om) u razdoblju od siječnja do ožujka (žuto do crveno – povećana koncentracija fitoplanktona) (NASA/Goddard Space Flight Center).

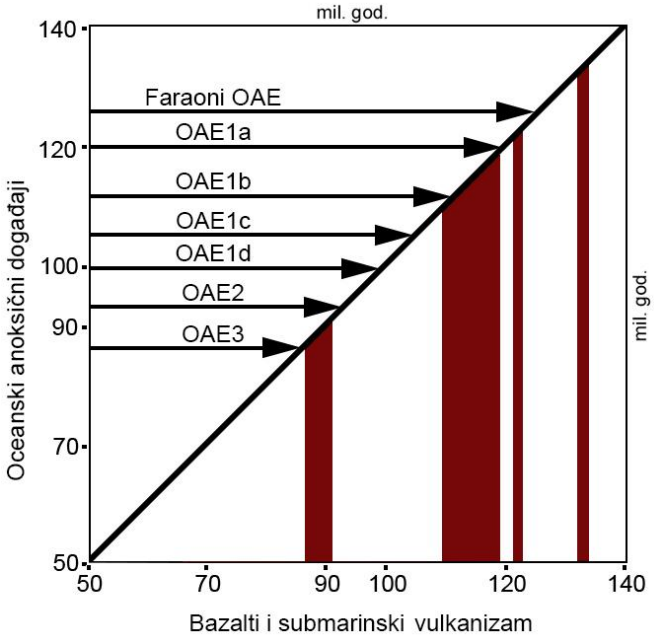


Sl. 2.15. Područja zahvaćena uzlaznim strujanjem morske vode (*upwelling*-om) u razdoblju od lipnja do kolovoza (žuto do crveno – povećana koncentracija fitoplanktona) (NASA/Goddard Space Flight Center).

Istraživanja na pojedinim vrstama planktonskih foraminifera (hedbergelidama, globigerinidama) dokazala su promjenu u strukturi i izgledu ljušturica tijekom oceanskih anoksičnih događaja (COCCIONI et al., 2006), što je posljedica razmjerno dugotrajnog održavanja specifičnih fizikalno–kemijskih uvjeta (temperature, saliniteta, pH, udjela elemenata u tragovima, itd.).

O uzrocima ovakvih događaja još uvijek se raspravlja na temelju rezultata opsežnih multidisciplinarnih istraživanja. Jedan od glavnih čimbenika je nagli porast temperature kao posljedica povećanja količine CO_2 u atmosferi i oceanima. Uzroci naglog porasta CO_2 mogu

biti pojačana vulkanska aktivnost, masivni submarinski izljevi bazalta u organskom tvari bogate sedimente (sl. 2.16.) ili čak impakti asteroida. TURGEON & CREASER (2008) su utvrdili naglo povećavanje udjela osmija magmatskog podrijetla u morskoj vodi neposredno prije anoksičnih događaja (procjena je da se to dogodilo oko 23.000 godina prije OAE2) što ukazuje na važan utjecaj magmatske aktivnosti. Također, uzrok anoksije može biti i pojačan unos fosfora u taložni sustav. U svakom slučaju, jasno je da je za postanak oceanskih anoksičnih događaja bilo potrebno istodobno djelovanje više čimbenika (sl. 2.12.).



Sl. 2.16. Vremenski odnos pojave anoksičnih događaja i submarinskog vulkanizma (izmijenjeno prema KELLER, 2008).

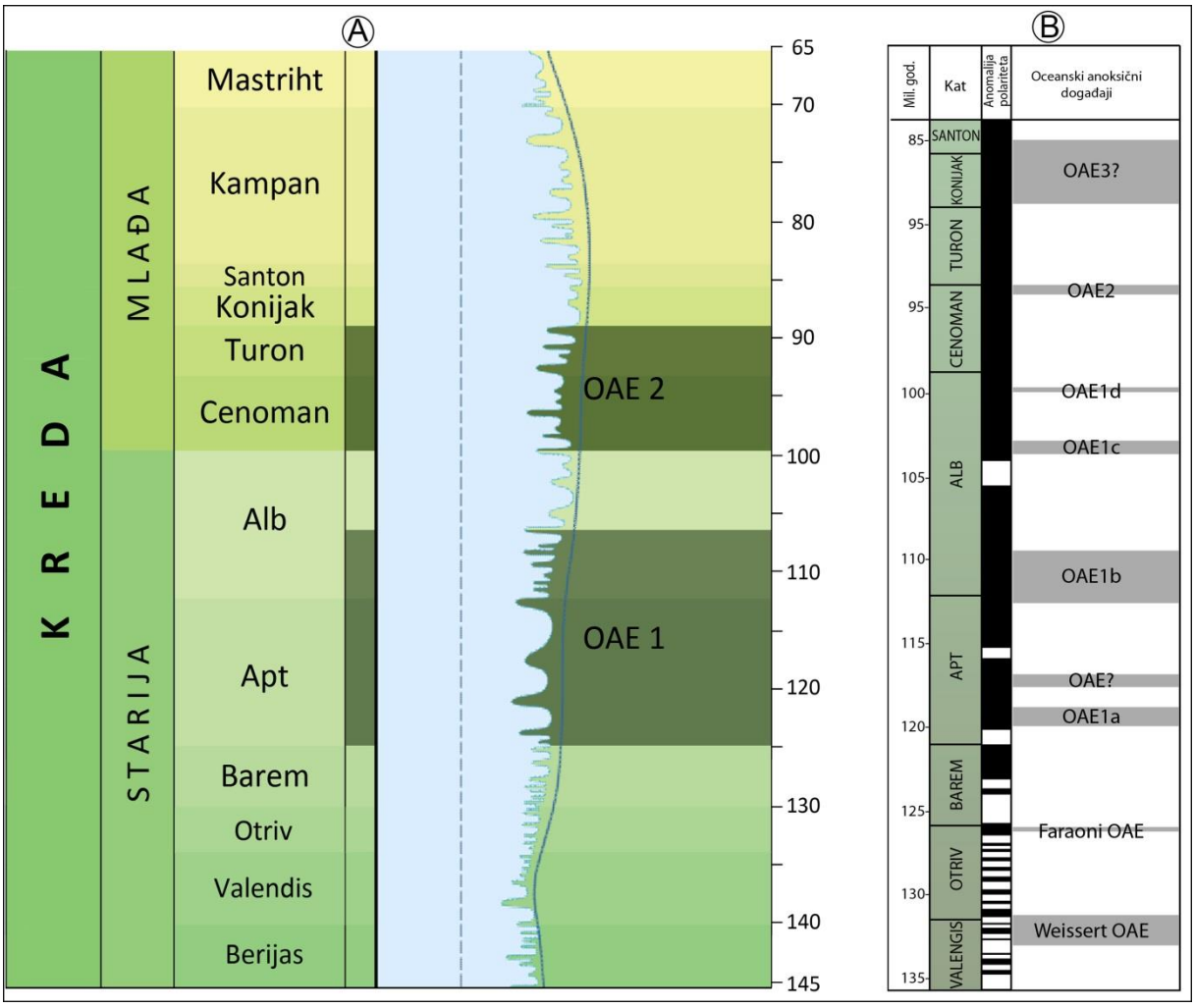
Razdoblje između apta i turona bilo je obilježeno povišenim udjelima ugljičnog dioksida u atmosferi i mnogo višim prosječnim temperaturama na Zemlji od današnjih (WILSON et al., 2002; JENKYNS et al., 2004; VOIGT et al., 2004; BICE et al., 2006), jer su temperature stupca vode na površini oceana dosezale i do 36°C. Ove promjene bile su, među ostalim, posljedica izrazite magmatske aktivnosti u tom razdoblju.

Pojedini paleookolišni modeli sugeriraju da globalno povećanje temperature prati ubrzan hidrološki ciklus, jače izražena erozija kopnene mase, pojačan unos hranjivih tvari u slatkovodne sustave i oceane, slabije vertikalno strujanje morske vode i otapanje kisika, te pojačana biološka produkcija (sl. 2.12.). Posljedice su i povećan udio organskog ugljika (*Total Organic Carbon – TOC*) i pozitivne/negativne anomalije $\delta^{13}C$ (sl. 2.13.). SAGEMAN et al. (2003) su objasnili pojavu pozitivnih/negativnih anomalija $\delta^{13}C$ unutar sedimenata

nastalih tijekom anoksičnih događaja u ovisnosti o odnosu TOC i sulfida u stupcu vode. Negativnu anomaliju $\delta^{13}C$ uvjetuje umjeren udio TOC, te mali udio sulfida, dok pozitivnu anomaliju $\delta^{13}C$ uvjetuje nizak udio TOC, te mali udio sulfida. Visok udio TOC i visok udio sulfida ne utječu na promjenu koncentracije $\delta^{13}C$ izotopa. Obzirom da su jedan od glavnih pokretača anoksičnih uvjeta CO_2 i metan iz submarinskih erupcija (CO_2 iz magme plašta), zbog malog udjela $\delta^{13}C$ (6 ‰) anomalija može biti negativna (BOWMAN & BRALOWER, 2005).

Stupac vode u oceanu s manjkom kisika na pojedinim područjima može biti visine i do 1000 m (FARRIMOND et al., 1990). Ovakve pojave su u pravilu popraćene i masovnim izumiranjem pojedinih vrsta (JENKYNS, 1988, 2003, 2010; HESSELBO et al., 2000; ERBACHER et al., 2001; JENKYNS et al., 2001; KUYPERS et al., 2004; McELWAIN et al., 2005; PARENTE et al., 2008; SUAN et al., 2008; TURGEON & CREASER, 2008; TEJADA et al., 2009). Početak anoksičnih događaja obično je obilježen skokovitim izumiranjem brojnih rodova, a u razdoblju nakon anoksičnog događaja organizmi se razvijaju više ili manje kontinuirano i diversificirano. ERBACHER & THUROW (1997) su proučavali odnos izumiranja i razvijanja različitih rodova radiolarija u vezi s anoksičnim događajima u kredi (prvenstveno OAE1a, OAE1b i OAE2). Uslijed transgresije u tim je razdobljima došlo do promjena kako u dubokomorskim tako i u plitkomorskim okolišima, što je bitno utjecalo na rasprostranjenost i izumiranje, odnosno pojavu novih rodova.

Obzirom na biostratigrafske, izotopne i organsko-geokemijske značajke u kredi je izdvojeno više oceanskih anoksičnih događaja (sl. 2.17.), a neki od tih događaja zabilježeni su samo lokalno. Nazivi za anoksične oceanske događaje se označavaju brojčano, ali pojedini od njih imaju i specifične nazive. Tako se primjerice OAE1a naziva i „Selli“, OAE1b „Paquier“, OAE2 „Bonarelli“, itd. Nazivi su definirani obzirom na lokacije poznatih izdanaka ili autore koji su ih prvi put opisali.



Sl. 2.17. A: Odnos eustatskih promjena morske razine i vremena pojavljivanja anoksičnih događaja u mlađoj kredi (izmijenjeno prema SCHLANGER & JENKYNS, 1976; vremenska podjela prema COHEN et al., 2013); **B:** Kredni oceanski anoksični događaji mediteranskog dijela Tethysa (LECKIE et al., 2002; ERBA & TREMOLADA, 2004; vremenska podjela prema HARDENBOL et al., 1998).

Anoksični događaji u kredi zabilježeni su globalno pojavom tamnih bituminoznih šejlova. Takve stijene su nastale najčešće na kontinentalnim šelfovima i drugim rubnim marinskim okolišima. Prijelaz cenoman–turon globalno je obilježen s nekoliko transgresija trećega reda.

Jedan od najistraživanijih i globalno najbolje zabilježenih događaja sedimenatima bogatim organskom tvari je OAE2 ili događaj „*Bonarelli"*, prvi put opisan u području Abruzzi u Italiji (sl. 2.18.) (u literaturi se spominju i termini *Bonarelli Horizont, Cenomanian–Turonian Boundary Event – CTBE, Cenomanian–Turonian Extinction Event, Cenomanian–Turonian Anoxic Event,* i sl.), (SCHLANGER & JENKYNS, 1976; JENKYNS, 2003; TSIKOS et al., 2004). Te naslage bogate organskom tvari talijanski geolog Guido Bonarelli (1871–1951) opisao je još 1891. godine.

Sl. 2.18. Izdanak Bonarelli (park prirode Sirente–Velino, Foltrone, Abruzzi, Italija) na kojem se vidi proslojak tamnih šejlova bogatih organskom tvari koji predstavlja granicu cenoman–turon.

Približno nekoliko m debeo sloj koji obuhvaća događaj OAE2 sastoji se uglavnom od gline i muljevitih sedimenata s niskim sadržajem kalcijevog karbonata, te povišenim postotkom organske i silikatne komponente, s ukupnim sadržajem organskog ugljika (TOC) oko 25 tež. % (TSIKOS et al., 2004). Pozitivne vrijednosti izotopa ugljika $\delta^{13}C$ u organskoj tvari iznose 4–6‰, a u marinskim karbonatima 2–3‰. Kalcijevog karbonata u donjem i srednjem horizontu gotovo uopće nema, ali se lagano povećava prema vršnom dijelu horizonta. Horizont sadrži i određeni udio SiO_2 komponente koja uglavnom potječe od radiolarija. Zbog dijagenetskih promjena teško je utvrditi detalje vezane uz sedimentaciju silicijske komponente, ali zbog odsutnosti karbonata može se pretpostaviti izlučivanje direktno iz precipitata. Od faune su prisutne planktonske foraminifere, radiolarije i kalcisfere. Bentička fauna je u potpunosti odsutna što također govori o dubljemorskoj ili dubokomorskoj sedimentaciji. Prisutna je i dokazana vulkanoklastična sedimentacija kiselog tipa vulkanizma, što je svakako pogodovalo razvoju radiolarija.

Sloj je definiran/datiran kao granica cenomana i turona na 91.5±0.6 milijuna godina. Ovaj reperni horizont utvrđen je u Sjevernoj Africi, Srednjoj Americi i sedimentima sjevernog Atlantika (najviše vrijednosti izotopa ugljika $\delta^{13}C$ su u bituminoznim šejlovima – JENKYNS et al., 2007). Slični horizonti utvrđen je i u Austriji (Rehkogelgraben, WAGREICH et al., 2008), Engleskoj (Eastbourne), Italiji (Gubbio), Maroku (Tarfaya, TSIKOS et al., 2004) i drugdje. Svi navedeni lokaliteti sadrže naslage s pozitivnom anomalijom izotopa $\delta^{13}C$ od

približno 4‰ unutar TOC-a, a oko 2,5‰ u karbonatima. Stratigrafski položaj je definiran kombinacijom odredbe nanofosila (*Quadrum gartneri*) i kemostratigrafskih repera.

Smatra se da je tijekom maksimuma OAE2 približno 90% dubokomorskih okoliša na Zemlji bilo zahvaćeno anoksijom (FLÖGEL et al., 2011). Jedina iznimka su bili polarni prostori s još uvijek izraženim vertikalnim strujanjem vode. SAGEMAN et al. (2006) su pretpostavili da je razdoblje visokih pozitivnih vrijednosti izotopa ugljika potrajalo oko 600.000 godina, a uzme li se u obzir i razdoblje potrebno za postizanje normalnih, pozadinskih vrijednosti, cijeli je događaj trajao oko 860.000 godina (JENKYNS et al., 2007). Izraženi anoksični uvjeti trajali su nešto kraće, oko 350.000 godina (ARTHUR et al., 1988; GALE et al., 1993; SAGEMAN & BINA, 1997; CARON et al., 1999; KUYPERS et al., 2002; KOLONIC et al., 2005; VOIGT et al., 2008; FLÖGEL et al., 2011). Smatra se da je tijekom tog anoksičnog događaja izumrlo oko 27% marinskih beskralježnjaka. Približno 500.000 godina prije samog OAE2, odnosno Bonarelli anoksičnog događaja dokumentiran je suboceanski vulkanizam većih razmjera (u današnjem području Pacifika i Indijskog oceana) koji je mogao predstavljati jedan od neposrednih uzroka. U prilog ovoj činjenici ide i podatak da je u to vrijeme prirast oceanske kore bio iznimno visok. U intervalima visokog prirasta oceanske kore, uglavnom se smanjivala njezina debljina (LARSON, 1991).

Submarinske erupcije većih razmjera su mogle utjecati na globalnu temperaturu unošenjem velike količine CO_2, SO_2 i H_2S u atmosferu i na taj način pokrenuti procese koji su u konačnici doveli do oceanske anoksije. Također, prisutnost ovih plinova je mogla utjecati i na pH vode, te indirektno uzrokovati otapanje većih količina karbonata (i time dodatnog oslobađanja CO_2). Povećan udio CO_2 u atmosferi dovodio je direktno do povećane organske produkcije u vršnim dijelovima vodenog stupca i pojačane aktivnosti aerobnih bakterija, što je moglo rezultirati dodatnim manjkom kisika u ekosustavu. Prestankom vulkanskih aktivnosti i dodatnog unosa CO_2 u atmosferu sustav je nakon određenog vremena mogao ponovno doći u ravnotežu te su anoksični uvjeti prestali (SAGEMAN et al., 2006).

Gornjokredne vapnence Jadranske karbonatne platforme nastale u anoksičnim uvjetima možemo podijeliti na dubljemorske vapnence zatvorenih okoliša i vapnence plimnih okoliša. Prvom, znatno češćem tipu pripadaju vapnenci bogati kerogenom s razmjerno velikim udjelom pučinske faune, a u krovini im se nalaze vapnenci s pelagičkim utjecajem. Cirkulacija vode je u doba taloženja bila slaba, naslage su taložene ispod osnovice valova olujnog vremena, a relativno izolirani bazeni su imali komunikaciju s otvorenim morem, odnosno oceanom (MOORKENS, 1991; ARTHUR & SAGEMAN, 1994; DAVEY & JENKYNS, 1999; TIŠLJAR, 2001; KORBAR et al., 2012).

Na području otoka Brača utvrđene su pozitivne anomalije $\delta^{13}C$ između 4 i 5‰ u naslagama nastalim tijekom OAE2 (KORBAR et al., 2012). Reakcija okoliša plitkovodne karbonatne platforme na ove globalne anoksične događaje ipak još uvijek nije potpuno istražena. U plitkovodnim karbonatima se zbog intenzivnih ranodijagenetskih procesa (zbog utjecaja meteorske i konatne vode, fotičke zone, značajne cirkulacije fluida, itd.) teže očuva organska komponenta. Naslage tipične za OAE2 pojavljuju se stoga u pravilu u dubokomorskim okolišima taloženja, u oceanima i otvorenim epikontinentalnim morima.

Pojave anoksije na JKP uglavnom su vezane uz lokalna ili regionalna produbljavanja (pojave depresija, odnosno manjih bazena uslijed kombinacije tektonskih i eustatičkih promjena, te šira područja potopljene karbonatne platforme) (GUŠIĆ & JELASKA, 1990). Na području JKP nisu nađeni šejlovi sa silicijskom komponentom (rožnjačke nodule) kako je to slučaj s reprezentativnim primjerima OAE2 iz literature.

Promjene vezane uz OAE2 na sjeverozapadnom dijelu JKP do sada nisu detaljno istražene, a to je područje osobito zanimljivo upravo zbog izražene facijesne diferencijacije u razdoblju mlađeg cenomana i starijeg turona.

3. METODOLOGIJA ISTRAŽIVANJA

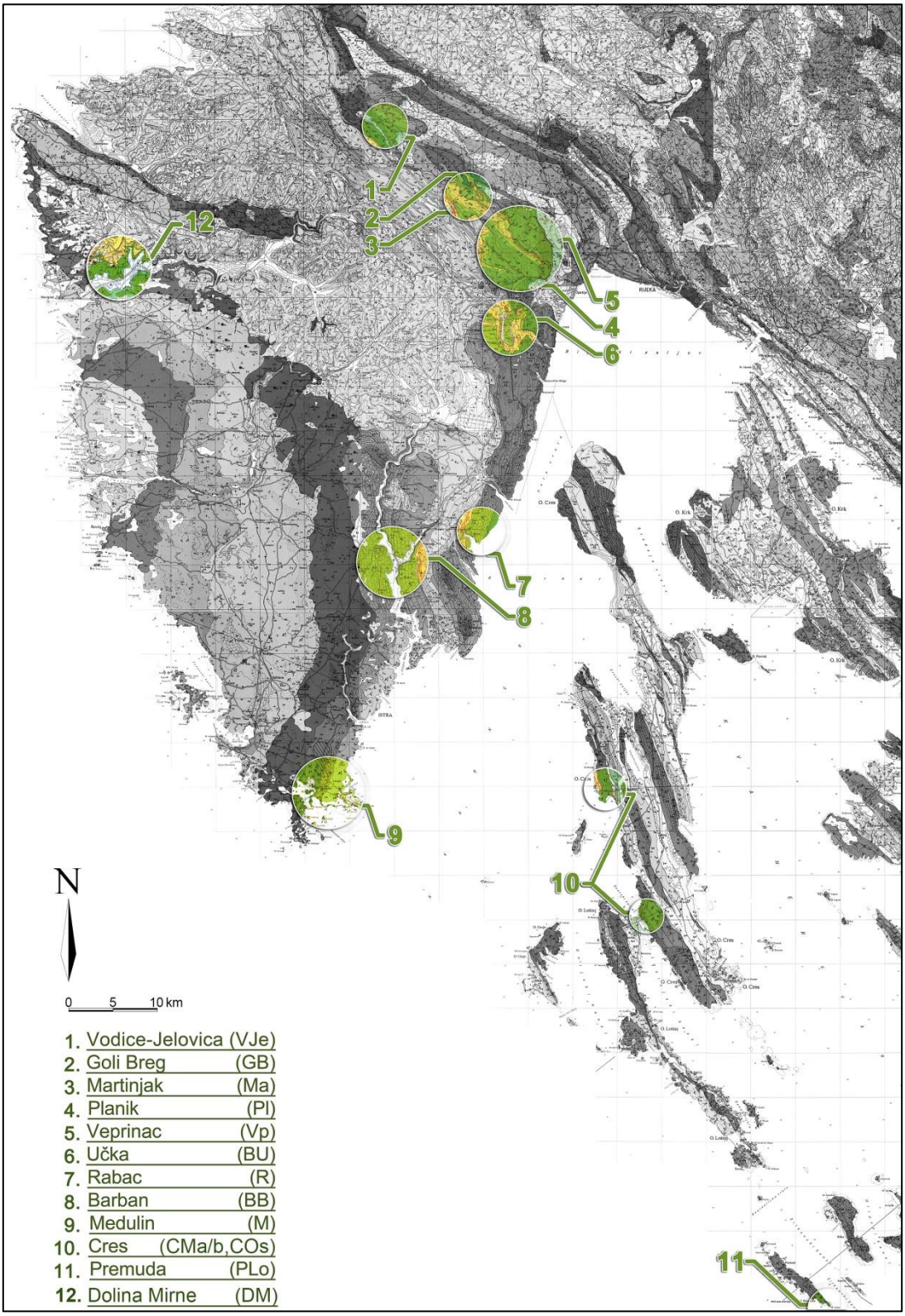
3.1. TERENSKA ISTRAŽIVANJA

Terenskom prospekcijom šireg područja Istre i kvarnerskih otoka pronađeni su i odabrani potencijalni lokaliteti za snimanje detaljnih geoloških stupova i profila. Prije samog snimanja prostor neposredno oko potencijalnih geoloških stupova je detaljno geološki kartiran kako bi se odabrali najbolji slijedovi naslaga, te su izrađene pregledne geološke karte i skice, uglavnom mjerila 1:25.000, s pratećom bazom podataka na GIS platformi. Potrebno je naglasiti da su u radu korišteni nazivi litostratigrafskih jedinica koje još uvijek nisu formalizirane. Dio podataka preuzet je od ranijih istraživanja kolega s Hrvatskog geološkog instituta, što je posebno naglašeno u tekstu i detaljnim opisima, te grafičkim prilozima.

Sva terenska istraživanja obavljena su u sklopu projekta izrade Osnovne geološke karte Republike Hrvatske (OGK RH) u mjerilu 1:50.000 u Hrvatskom geološkom institutu. Terenska istraživanja u svrhu definiranja i detaljnog opisa facijesa i taložnih okoliša na odabranim lokalitetima provedena su u razdoblju od 2011. do 2014. godine.

Geološkim kartiranjem i snimanjem detaljnih geoloških stupova i profila obuhvaćeno je područje Bujske antiklinale, Ćićarije, Učke, istočne Istre, južne Istre, te otoka Cresa i Premude. Snimljeno je ukupno 15 detaljnih geoloških stupova i preglednih uzorkovanih profila (sl. 3.1.) ukupne debljine oko 1800 m. Odabir lokaliteta ovisio je o izloženosti i dostupnosti kvalitetnih izdanaka s kontinuiranim slijedom naslaga. Na detaljnim geološkim stupovima i profilima uzorkovani su svi litotipovi, te su iz uzoraka izrađeni mikroskopski preparati (izbrusci) za petrografske i mikropaleontološke analize.

U ovom su radu preuzeti i podaci dobiveni snimanjem detaljnih geoloških stupova Osor (COS) i Martinšćica (CMA/B) na otoku Cresu u sklopu OGK RH 1:50.000, a istraživanja su 1997. godine proveli kolege s Hrvatskog geološkog instituta (Ladislav Fuček, Igor Vlahović, Nenad Oštrić, Antun Husinec, Tvrtko Korbar i Božo Prtoljan).



Sl. 3.1. Lokaliteti snimljenih geoloških profila i stupova (kao podloga korišteni su listovi OGK SFRJ 1:100.000 čiji popis se nalazi u poglavlju 2).

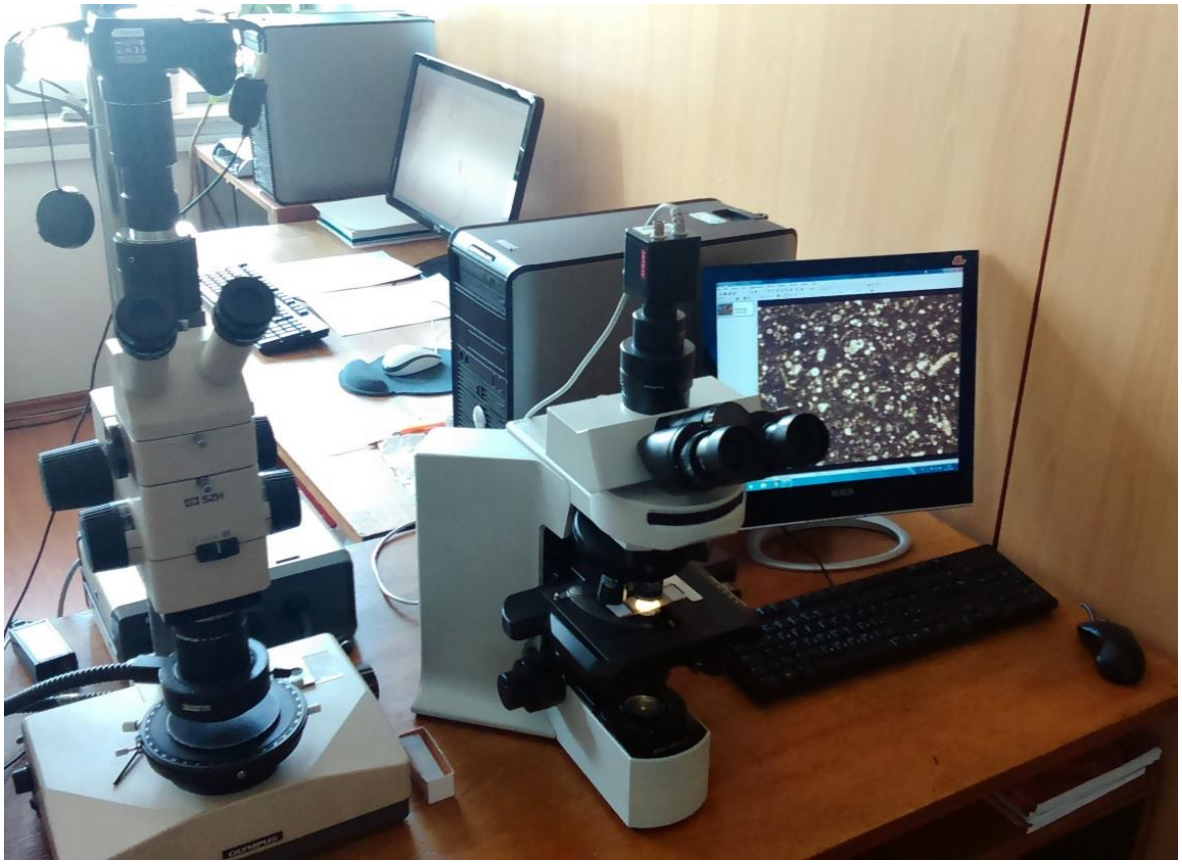
3.2. KABINETSKA I LABORATORIJSKA ISTRAŽIVANJA

Istraživanje je započelo analizom dostupne literature vezane uz stratigrafiju i karbonatnu sedimentologiju istraživanog područja, osobito gornjokrednih naslaga, lokalne i regionalne tektonske događaje, te proučavanjem raspoloživih rezultata dosadašnjih analiza tih naslaga obavljenih u sklopu istraživanja za OGK RH 1:50.000. Obrađene su i starije geološke karte šireg područja i prikupljene topografske podloge prostora predviđenog za istraživanje (VGI 1:25.000).

Svi prikupljeni podaci uneseni su u terenski dnevnik (*Access* i *GEOLIS*, baze podataka Hrvatskog geološkog instituta) s definiranim kategorijama (broj podatka, broj točke, broj projekta, sekcija, područje, autor, koautor(i), skica, foto, X, Y, Z, izdanak, tip kontakta, specifičnost, datum, uzorci, analiza, napomena, litostratigrafska jedinica, vrsta stijene, starost, sloj, pukotina, rasjed, osna ravnina, *b*–os i paleotransport). Daljnja obrada izvršena je u programima za obradu prostornih (GIS) i grafičkih podataka.

3.2.1. Mikrofacijesne analize

Ukupno su izrađene 602 polirane pločice (tablica 3.1.) u svrhu određivanja najpogodnijeg dijela uzorka za izradu mikroskopskog preparata. Polirane pločice su pregledane pod stolnom lupom (Olympus SZH; sl. 3.2.) na povećanjima do 30x u reflektiranoj svjetlosti. Nakon obrade poliranih pločica izrađena su 684 mikroskopska preparata (tablica 3.1.) za promatranje pod prolaznim svjetlom (Olympus BX-51, do 200x; sl. 3.2.) i petrografsku odredbu. Određivanjem strukturno–teksturnih značajki vapnenci su klasificirani prema DUNHAM-ovoj (1962) klasifikaciji s EMBRY & KLOVAN-ovim (1972) nadopunama. Opisani su alokemi i dijagenetske promjene, određeni litotipovi, definirane mikrofosilne zajednice i mikrofacijesi (FLÜGEL, 2004), te definirani okoliši taloženja.



Sl. 3.2. Lupa Olympus SZH (lijevo) i mikroskop Olympus BX-51 (desno) s ugrađenim digitalnim kamerama i QuickPhoto Micro 2.3. programom za obradu mikrofotografija.

Tablica 3.1. Popis uzoraka s naznačenim brojem izrađenih pločica, mikroskopskih pokrivenih preparata za prolazno svjetlo i preparata za palinološke analize (za stratigrafski položaj uzoraka vidjeti Priloge od 1 do 12).

Oznaka uzorka	Pločice	Prepa-rat	Palinološka analiza
BB-01	2	3	
BB-02	3	3	
BB-03	2	2	
BB-04	1	3	
BB-05	1	2	
BB-06	2	2	
BB-07	2	2	
BB-08	2	2	
BB-09	1	2	
BB-10	1	1	
BB-11	1	2	
BB-12	1	2	
BB-13	1	1	
BB-14	2	3	
BB-15	1	2	
BB-16	3	2	
BB-17	1	1	
BB-18	1	1	
BB-19	1	2	
BB-20	1	3	
BB-21	1	1	
BB-22	1	2	
BB-23	1	1	
BB-24	3	3	
BB-25	1	1	
BB-26	1	2	
BB-27	1	1	
BB-28	1	2	
BB-29	2	2	
BB-30	1	1	
BB-31	1	1	
BB-32	3	6	
BC-01	3	1	
BC-02	3	1	
BC-03	3	1	
BC-04a	1	1	
BC-04b	1	1	
BC-05	3	1	
BU-01	1	2	
BU-02a	2	2	
BU-02b	1	2	
BU-03	2	2	
BU-04	8	10	
BU-04a	3	6	
BU-04b	3	3	
BU-04c	5	5	
BU-05	2	2	
BU-06	1	1	
BU-07	2	3	
BU-08	2	3	
BU-09	2	2	
BU-10	2	4	
BU-11a	2	4	
BU-11b	2	2	
BU-12a	2	2	
BU-12b	2	2	
BU-13	3	5	
BU-14	2	3	
BU-21	2	2	

BU-22	2	4	
BU-23	2	2	
BU-24	2	1	
BU-25	2	3	
BU-26	1	2	
BU-27	2	2	
BU-28	1	2	
BU-29	1	2	
BU-30	2	2	
BU-31	1	2	
BU-32	1	1	
BU-33	2	2	
BU-34	2	5	
BU-35	2	4	
BU-44	3	7	
BU-44b	3	1	
BU-45	3	7	
ĆT-306	1	3	
ĆT-320	1	2	
DM-01	1	2	
DM-02	1	2	
DM-03	1	2	
DM-04	1	2	
DM-05	1	2	
DM-06	1	2	
DM-07	1	1	
DM-08	1	2	
DM-09	1	3	
DM-10	1	2	
DM-11	1	1	
DM-12	1	2	
DM-13	1	2	
DM-14	1	4	
DM-15	1	3	
DM-16	1	2	
DM-17	1	2	
DM-18	1	2	
DM-19	1	1	
DM-20	1	3	
DM-21	1	2	
DM-22	1	2	
DM-23	1	2	
DM-24	1	2	
DM-25	1	2	
DM-26	1	2	
DM-27	1	2	
DM-28	1	1	
DM-A	1	3	
DM-B	1	3	
DM-C	1	4	
DM-D	1	3	
Gb-01	2	2	
Gb-02	2	2	
Gb-03	2	2	
Gb-04	3	3	
Gb-05	2	4	
Gb-05x1	1	1	
Gb-05x2	1	1	

Gb-05x3	2	3	
Gb-06x (+10m)	1	1	
GU-48	2	4	
Ma-01	1	2	
Ma-02	1	1	
Ma-03	1	3	
Ma-04	1	3	
Ma-04x	1	1	
Ma-05	1	2	1
Ma-06	1	1	1
Ma-07	1	2	1
Ma-07x	1	1	
Ma-08a	2	3	
Ma-08b	2	2	
Ma-08x	1	2	
Ma-09	1	1	
Ma-09x	1	2	
Ma-10	2	2	1
Ma-11	1	2	
Ma-12	2	4	
Ma-12x	1	2	
Ma-13	1	1	1
Ma-14	1	1	
Ma-15	2	3	
Ma-15x	1	1	
Ma-16a	1	1	
Ma-16b	2	2	
Ma-17	1	1	
Ma-18	2	2	
Ma-19	1	1	
Ma-20	1	1	
Pl-01a	1	1	
Pl-01b	1	1	
Pl-01x	3	6	1
Pl-02a	1	2	
Pl-02b	1	1	
Pl-02x	1	1	
Pl-03	1	3	
Pl-04	1	1	
Pl-04x	1	2	
Pl-05	1	2	1
Pl-06a	2	2	1
Pl-06b	1	3	1
Pl-07	1	2	
Pl-08	2	2	
Pl-09	2	2	1
Pl-10	2	2	
Pl-K1	2	2	
Pl-K2	1	1	
Pl-K3	1	2	
Pl-K4	1	1	
PLO-01a	1	1	
PLO-01b	1	2	
PLO-02	1	1	
PLO-03	1	2	
PLO-04	1	1	
PLO-05	1	2	

PLO-06a	1	1	
PLO-06b	1	1	
PLO-07	2	2	
PLO-08	2	2	
PLO-09	1	1	
PLO-10	1	1	
PLO-11	1	1	
PLO-12	1	1	
PLO-13	1	1	
PLO-14	2	1	
PLO-15	3	2	
PLO-16a	1	1	
PLO-16b	2	1	
PLO-16c	1	2	
PLO-17	5	3	
PLO-19a	2	1	
PLO-19b	1	1	
PLO-19c	1	1	
PLO-20	2	1	
PLO-21	3	4	
PLO-22	1	2	
PLO-23a	1	1	
PLO-23b	1	1	
PLO-23c	1	2	
PLO-23d	1	1	
PLO-24	2	6	
PLO-25	1	1	
PLO-26a	1	1	
PLO-26b	1	2	
PLO-27a	1	1	
PLO-27b	1	3	
PLO-28	1	2	
PLO-29	3	3	
PLO-30a	1	2	
PLO-30b	2	2	
PLO-31	2	2	
PLO-32	1	1	
PLO-33	1	1	
PLO-34	2	3	
PLO-35	2	4	
PLO-36	2	2	
PLO-37a	2	2	
PLO-37b	2	2	
PLO-37c	2	2	
PLO-38	1	2	
PLO-39a	2	3	
PLO-39b	2	2	
PLO-39c	2	2	
PLO-39d	2	3	
PLO-40	1	1	
PLO-41	1	2	
PLO-42a	1	4	
PLO-42b	2	3	
PLO-42c	2	2	
PLO-43a	2	4	
PLO-43b	2	2	
PLO-43c	2	2	
PLO-43d	1	2	

PLO-43e	1	2	
PLO-43f	1	3	
PLO-44	1	2	
PLO-45	2	3	
PLO-46	2	2	
PLO-47	1	2	
PLO-48	1	1	
PLO-49	1	1	
PLO-50	1	1	
PLO-51	1	2	
PLO-52a	1	1	
PLO-52b	1	1	
PLO-53	1	3	
PLO-54	2	3	
PLO-55a	2	2	
PLO-55b	1	1	
PLO-56	1	2	
PLO-57	2	4	
PLO-58	1	3	
PLO-59	1	3	
PLO-60	1	2	
PLO-61	1	2	
PLO-62	1	3	
PLO-63	1	3	
PLO-64	1	2	
PLO-65	1	3	
PLO-66	2	3	
PLO-67	2	4	
PLO-68	1	2	
PLO-69	1	1	
PLO-70	1	3	
PLO-71	1	2	
PLO-72	1	2	
R-1	1	1	
R-2	1	1	
R-3	1	1	
R-4	1	1	
R-5	1	1	
R-6	1	1	
VJe-01	1	2	
VJe-02	2	2	
VJe-02a	2	2	
VJe-03	2	2	
VJe-03a	2	3	
VJe-04	2	2	
VJe-05	2	2	
VJe-05a	2	4	

VJe-06	1	1	
VJe-07	1	2	
VJe-08	1	1	
VJe-08a	1	1	
VJe-08b	1	2	
VJe-08c	1	1	
VJe-08d	1	2	
VJe-08e	1	2	
VJe-09	1	2	
VJe-10	1	1	
VJe-11	1	1	
VJe-12	1	2	
VJe-13	1	1	
VJe-14	1	2	
VJe-15	1	2	
VJe-16	1	2	
VJe-17	1	1	
VJe-18	1	2	
VJe-19	1	1	
VJe-20	1	2	
VJe-21	1	1	
VP-01	1	2	
VP-02	2	3	
VP-03	1	1	
VP-04	1	1	
VP-05	2	2	
VP-06	2	4	
VP-07	2	2	
VP-08	1	1	
VP-09	2	3	
VP-10	3	3	
VP-11	3	3	
VP-12	2	2	
VP-13	1	1	
VP-14	1	2	
VP-15	2	2	
VP-16	3	2	
VP-17	3	3	
VP-18	1	2	
VP-19	1	2	
VP-20	1	1	
VP-21	1	2	
VP-22	2	2	
VP-23	2	3	
VP-24	3	3	
VP-25	2	2	
VP-26	1	1	

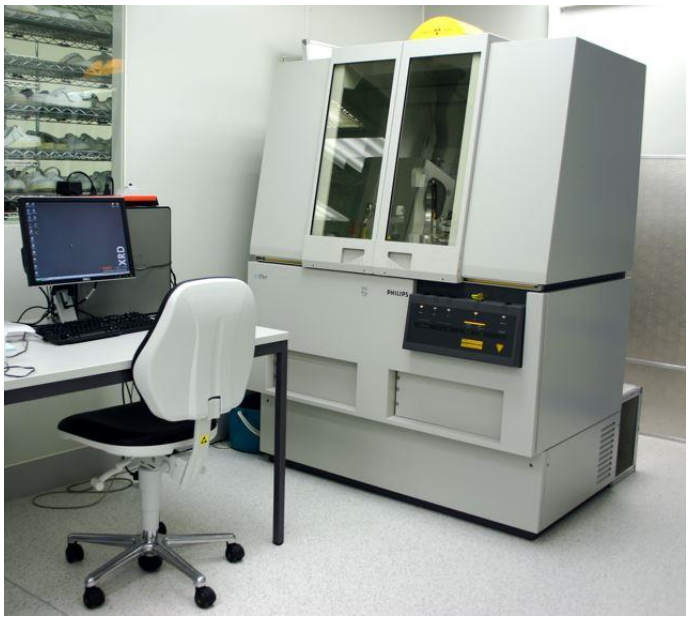
VP-27	2	3	
VP-28	3	2	
VP-29	2	2	
VP-30	1	1	
VP-31	4	2	
VP-32	3	3	
VP-33	2	2	
VP-34a	2	2	
VP-34b	2	2	
VP-34c	1	2	
M-01	1	1	
M-02	1	2	
M-04	1	1	
M-05	1	1	
M-06	1	3	
M-07	1	1	
M-08	1	1	
M-09	1	2	
M-10	1	1	
M-11	1	1	
M-12	1	2	
M-13	1	1	
M-14	1	1	
M-15	2	3	
M-16	2	2	
M-16b	1	1	
M-16c	1	2	
M-17	1	1	
M-18	1	2	
M-19	1	1	
M-20	1	1	
M-21	2	3	
M-22	1	2	
M-23	1	1	
M-24	1	2	
M-25	1	1	
M-26	1	1	
MSP	1	2	
Tunarica	1	1	
Mr-1	1	1	
Mr-2	1	1	
Mr-4	1	1	
Mr-5	1	1	

3.2.2. Rendgenska difrakcija (XRD)

Netopivi udio uzorka Pl-1x (tablica 3.2) s geološkog stupa Planik analiziran je rendgenskim difraktometrom (XRD-XPERT PRO, laboratorij Hrvatskog geološkog instituta, sl. 3.3., tablica 3.2.) u svrhu određivanja mineralnih faza. Cilj analize je bio definirati točan mineralni sastav aglutiniranih zrna iz uzorka. Rezultati ove analize prikazani su u poglavlju 4.2.7.

Tablica 3.2. Popis uzoraka za rendgensku difrakciju koji su prethodno propušteni kroz magnetni separator, (KS – krupna frakcija; SS – sitna frakcija; OTG – glaukonitna frakcija; OTR – miješana frakcija); za stratigrafski položaj uzorka vidjeti Prilog 6.

Oznaka uzorka	Rendgenska difrakcija
Pl-1x (KS)	1 uzorak
Pl-1x (SS)	1 uzorak
Pl-1x (OTG)	1 uzorak
Pl-1x (OTR)	1 uzorak



Sl. 3.3. Rendgenski difraktometar XRD-XPERT PRO (laboratorij Hrvatskog geološkog instituta).

3.2.3. Elektronska mikroskopija (SEM)

Elektronskim mikroskopom analizirani su dijelovi netopivog ostatka uzorka PL-1x s detaljnog geološkog stupa Planik (Prilog 6). Sitna frakcija netopivog ostatka koja je prethodno razdvojena na više faza magnetnim separatorom podijeljena je na tri homogena uzorka. Tako pripremljeni uzorci „naparivani“ su zlatom u argonskoj atmosferi na niskom tlaku (0,05 bar). Promatrana su aglutinirana zrna glaukonita, te kristali pirita, kvarca i cirkona u svrhu determinacije dijagenetskih promjena i podrijetla nekarbonatnih komponenti.

3.2.4. Analiza stabilnih izotopa ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$)

Na detaljnim geološkim stupovima Premuda, Barban, Martinjak i Planik uzorkovane su naslage stratigrafskog raspona cenoman–turon za odredbu stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (Tablica 3.3.). Uzorci su u vertikalnom slijedu uzorkovani na prosječnom razmaku oko 1,25 m. Nakon rezanja u pločice i poliranja, očišćeni uzorci su nabušeni kako bi se dobila dovoljna količina praha za analizu (uzorkovanje mikritnog dijela stijene, *bulk-rock*, sl. 3.4. i sl. 3.5.). Ovako pripremljene uzorke (ukupno 81 uzorak s tri od ukupno četiri uzorkovana geološka stupa) obradila je prof. dr. sc. Bosiljka Glumac (Smith College, Northampton, MA, SAD).

Sl. 3.4. Priprema uzoraka za analizu stabilnih izotopa (uzorci su izrezani, polirani, te isprani u destiliranoj vodi).

Sl. 3.5. Uzorkovanje za analizu stabilnih izotopa (bušenje mikritnog dijela polirane pločice za uzorkovanje minimalno 2 g uzorka u prahu).

Tablica 3.3. Popis uzoraka za analizu stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (za stratigrafski položaj uzoraka vidjeti Priloge 4, 6, 10 i 12).

Oznaka uzorka	Položaj na geološkom stupu (m)
PLo	0,30
	1,10
	2,10
	3,10
	4,15
	5,15
	6,35
	7,55
	8,55
	9,65
	10,45
	11,65
	12,75
	14,25
	15,25
	16,25
	17,05
	18,25
	18,45
	19,15
	20,15
	21,05
	22,35
	23,75
	24,55
S (BB)	1,30
	4,0
	6,0
	8,0
	10,0
	12,0
	14,0
	16,0
	18,0
	20,0
	22,0
	24,0
	26,0
	29,0
	31,0
	33,0
	35,0
	39,0
	41,0
	43,0
	45,0
	47,0
	49,0
	51,0
	53,0
	55,0
Ma-7	2,2 (iznad uzorka)
Ma-8	2,0 (iznad uzorka)
	4,0 (iznad uzorka)
	6,0 (iznad uzorka)
	11,0 (iznad uzorka)
Ma-12	14,5 (iznad uzorka)
Ma-13	11,3 (iznad uzorka)
Pl-5	0,3 (iznad uzorka)
	0,8 (iznad uzorka)
	1,1 (iznad uzorka)
	1,6 (iznad uzorka)
	1,9 (iznad uzorka)
Pl-6	0,05 (iznad uzorka)
	1,2 (iznad uzorka)
Pl-7	1,0 (iznad uzorka)
Pl-8	1,1 (iznad uzorka)
Pl-9	1,2 (iznad uzorka)

3.2.5. Kemijske metode obrade uzoraka

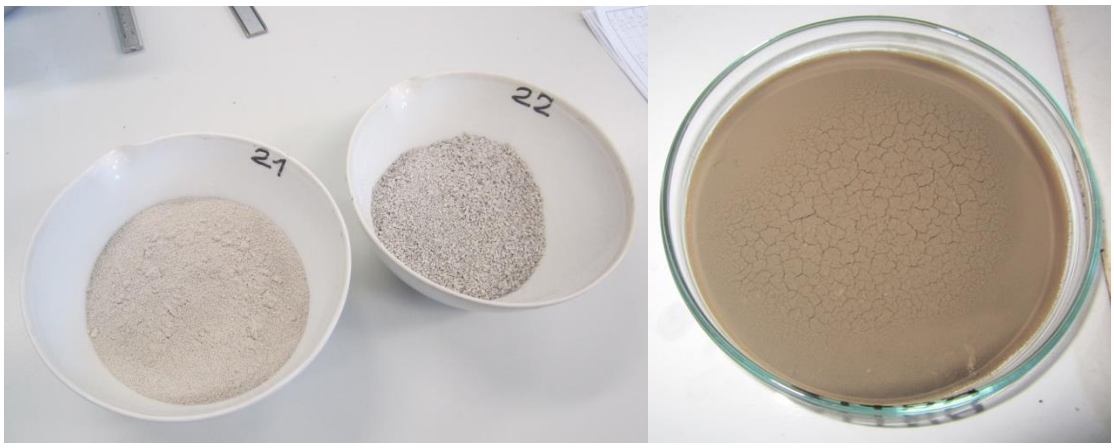
Odabrani uzorci tretirani su kalij-fericijanidom (kalij-heksacijanoferatom) u svrhu detekcije željezovite komponente (postupak je obavio dr. sc. Hrvoje Posilović, HGI). Veća količina uzoraka otapana je u 10% octenoj kiselini (postupak je obavila Vlasta Jurišić-Mitrović, dipl. ing. kem., HGI) (sl. 3.6.), kako bi se izdvojila netopiva faza (glaukonit, getit, pirit, kvarc, cirkoni, vulkansko staklo, fosfati itd.). Tijekom otapanja uzorci su bili tretirani vodikovim peroksidom radi odvajanja organskog sadržaja koji otežava otapanje karbonata. Pojedine tekuće i mineralizirane faze iz otopine sačuvane su za dodatne analize (sl. 3.7.). Cilj kemijske obrade je bio pobliže definirati specifične kemijske promjene u okolišima taloženja i dijagenetske promjene koje su se u takvim okolišima odvijale.

Sl. 3.6. Reakcija 10% octene kiseline s usitnjenim uzorkom kalcisferskog vapnenca.

3.2.6. Palinološke analize

Iz odabranih uzoraka izrađeno je ukupno 11 preparata u svrhu determinacije palinološkog sastava uzoraka. Analize su izrađene iz dva tipa uzoraka (analize je obavio dr. sc. Georg Koch, HGI). Prvi je bila samljevena i prosijana frakcija vapnenca, a drugi otopljena frakcija (tekuća faza i suspenzija) koja je prethodno filtrirana i posušena. Organska tvar je izolirana iz odvage od 50 g po svakom uzorku. Karbonati su otopljeni u HCl (10%). Od dijela dobivenog taloga pripravljeni su nepokriveni preparati, a ostatak je obrađen flotacijom u

teškoj tekućini ($ZnCl_2$; s.t. ≈ 2,1 kg/L) kako bi se odvojila organska od neorganske tvari. Dobiveni organski ostatak nije podvrgnut daljnjim postupcima maceracije (ultrazvučna kupka, prosijavanje, oksidacija) kako bi se očuvala struktura i izbjegle promjene na organskoj tvari kao i gubitak organskih komponenti. Od dobivenog organskog ostatka pripravljeni su standardni palinološki preparati. Zaostali neorganski talog nakon flotacije korišten je za optičku provjeru zbog mogućeg sadržaja pirita.



Sl. 3.7. Dvije prosijane frakcije pripremljene za otapanje i osušeni filtrat zasićene otopine kalcisferskog vapnenca.

Mikroskopska analiza palinološke organske tvari izvedena je u upadnom i UV svjetlu kao i prolaznom svjetlu. S obzirom na organsku tvar analiziranih uzoraka, sastavljenu gotovo u cijelosti od umjereno do dobro očuvanih fluorescentnih klasta, analiza u upadnom plavom i UV svjetlu omogućila je kvalitetnu odredbu biološkog podrijetla, tipa, očuvanosti i termičkih izmjena organske tvari.

Palinofacijesna analiza temelji se na kvalitativnoj odredbi biološkog podrijetla palinološke organske tvari i klasifikaciji palinoloških grupa i kategorija prema njihovoj primarnoj facijesnoj distribuciji, kao i procjeni kvantitativne distribucije i odnosa između različitih kategorija kao osnove za interpretaciju okoliša, odnosno taložnog prostora. Kvantitativna analiza ukupne organske tvari odnosi se na relativan postotni udio svakog definiranog tipa organske komponente. Zbog niske koncentracije palinomorfa u odnosu na ukupnu organsku tvar (do ≈1%, a u većini uzoraka i manje), kvantitativna analiza temeljila se na ukupnoj učestalosti pojedinih kategorija palinomorfa brojano na tri palinološka preparata po jednom uzorku.

3.2.7. Elektromagnetna separacija

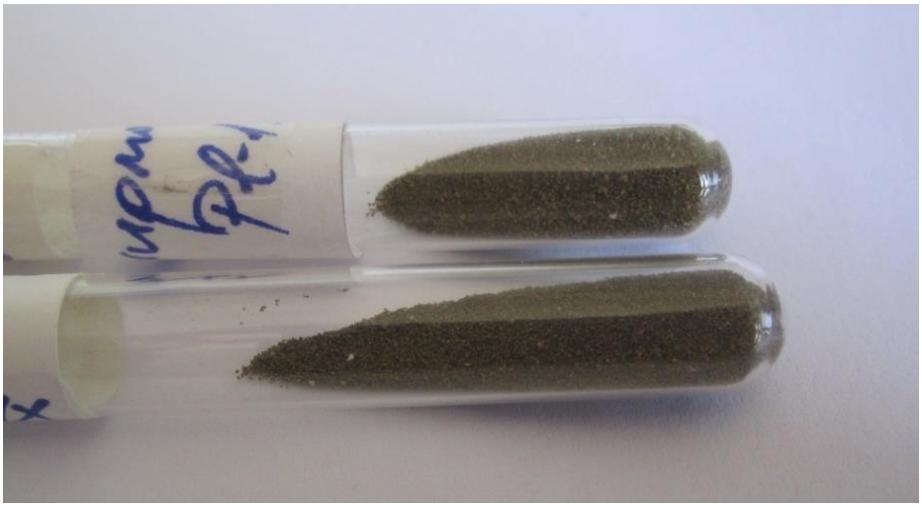
Nakon izdvajanja netopivog ostatka prethodno samljevenog i frakcioniranog uzorka, materijal je nekoliko puta propušten kroz magnetni separator (Frantz Isodynamic Separator) (sl. 3.8.). Uređaj se sastoji od dva snažna elektromagneta između kojih se nalazi vibrirajući žlijeb s lijevkom. Elektromagneti i žlijeb se mogu nagibati pod točno određenim nagibom. Jačina struje elektromagneta se može mijenjati u rasponu od 0 do 1,5 A. Pripremljen uzorak (nevezane čestice) se spušta kroz lijevak u žlijeb s kontroliranjem količine. Brzina protoka mineralnih čestica se može kontrolirati intenzitetom vibracija koje uzrokuje električni vibrator smješten u gornjem dijelu žlijeba. Na separatoru su mijenjani sljedeći parametri: kut nagiba (bočni: α, 0°–30° i prednji nagib: ϕ, 0°–90°) i jačina električne struje (snaga i napon).

Sl. 3.8. Magnetni separator (Frantz Isodynamic Separator, Hrvatski geološki institut).

Ovako separiran uzorak (sl. 3.9.) je očišćen od ostataka metala koji nastaju kao posljedica obrade i usitnjavanja uzorka (kontaminacijski materijal nastao uslijed usitnjavanja materijala maljem i mlinom s metalnim prstenima), te svih magnetičnih minerala.

Ova analiza je provedena u svrhu izdvajanja aglutiniranih glaukonitnih zrna od ostatka netopivog uzorka. Na separiranom i očišćenom uzorku moguće je napraviti daljnje izotopne analize (npr. K^{40}/Ar^{40} ili Ar^{40}/Ar^{39} analizu za određivanje apsolutne starosti).

Također, detaljno opisivanje geneze glaukonitnih minerala izdvojenih iz uzorka vapnenca može pomoći u detaljnijem razumijevanju i preciznijem određivanju taložnih uvjeta. Pored glaukonitnih zrna ovom metodom separirani su minerali pirita, getita, cirkona, kvarca, te krupniji fosfatni biogeni ostaci (vjerojatno riblji zubi).



Sl. 3.9. Uzorak podijeljen na dvije faze nakon separacije na magnetnom separatoru.

4. REZULTATI ISTRAŽIVANJA

4.1. DETALJNI GEOLOŠKI STUPOVI I UZORKOVANI PREGLEDNI PROFILI

U ovom poglavlju prikazani su rezultati istraživanja detaljnih geoloških stupova i profila, njihov položaj i opis, shematski prikaz, te geološke karte i skice susjednog područja. Kao prilozi radu prikazani su detaljni grafički prikazi svih geoloških stupova i profila u prikladnim mjerilima (od 1:100 do 1:2000). Osim autora na snimanju i analizi opisanih geoloških stupova i profila sudjelovali su suradnici navedeni u opisu svakog geološkog stupa ili profila. U ovom radu se pod pojmom detaljni geološki stup podrazumijeva detaljno („sloj na sloj“) snimljen slijed naslaga s uzorkovanjem svih utvrđenih litotipova. Pod pojmom detaljni geološki profil podrazumijeva se nešto manje detaljno („metarski“) snimljen slijed naslaga uz rjeđe uzorkovanje najvažnijih litotipova. Pod pojmom pregledni geološki profil podrazumijeva se slijed naslaga snimljen pomoću mjerne vrpce, uglavnom radi mjerenja prave debljine određenih jedinica ili definiranja vertikalne udaljenosti od istraživane jedinice do podinskih ili krovinskih naslaga.

4.1.1. Detaljni geološki stup Dolina Mirne

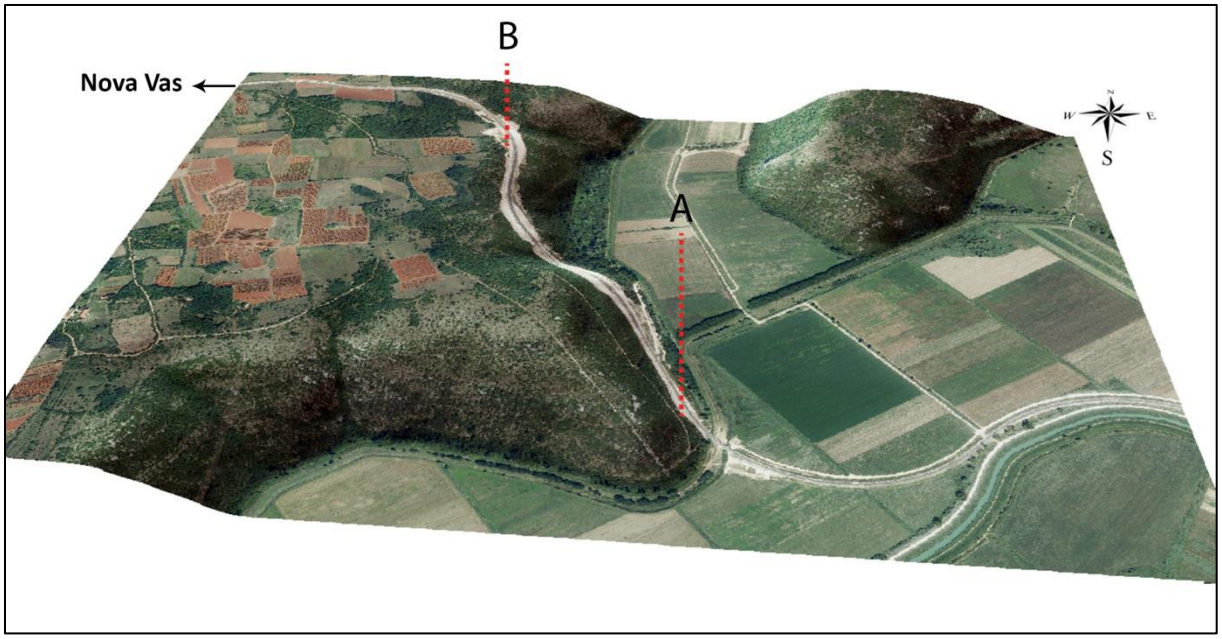
Detaljni geološki stup **Dolina Mirne** (oznaka **DM**, Prilog 1, sl. 4.1. i 4.2.) zahvaća cenomanske plitkovodne vapnence neformalnih litostratigrafskih jedinica Crna (FUČEK et al., 2012) i Milna (GUŠIĆ & JELASKA, 1990). Sniman je u dva navrata, u prosincu 2010. godine i srpnju 2011. godine (terenska ekipa: Dubravko Matičec, Ladislav Fuček, Ivo Velić, Igor Vlahović, Damir Palenik, Vedran Mihelj i Vlatko Brčić). Ukupna debljina naslaga zahvaćenih detaljnim geološkim stupom je oko 204 m (sl. 4.3., Prilog 1). Neformalna litostratigrafska jedinica Crna zahvaćena je u približnoj debljini od 2 m, jedinica Milna u debljini od 197 m, dok preostalih 5 m pripada jedinici Foraminiferski vapnenci koja slijedi iznad izraženog emerzijskog horizonta.

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Dolina Mirne:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 53 95 594, $\mathbf{X_A}$: 50 23 509
(WGS84) **A**: 45° 20' 35.62663"N, 13° 39' 57.85360"E

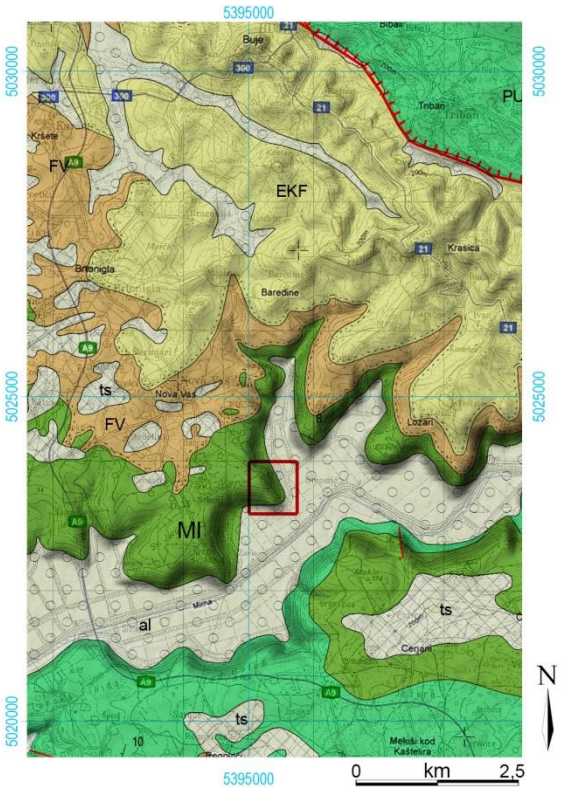
Koordinate **završne** točke geološkog stupa Dolina Mirne:

(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 53 95 104, $\mathbf{X_B}$: 50 24 474

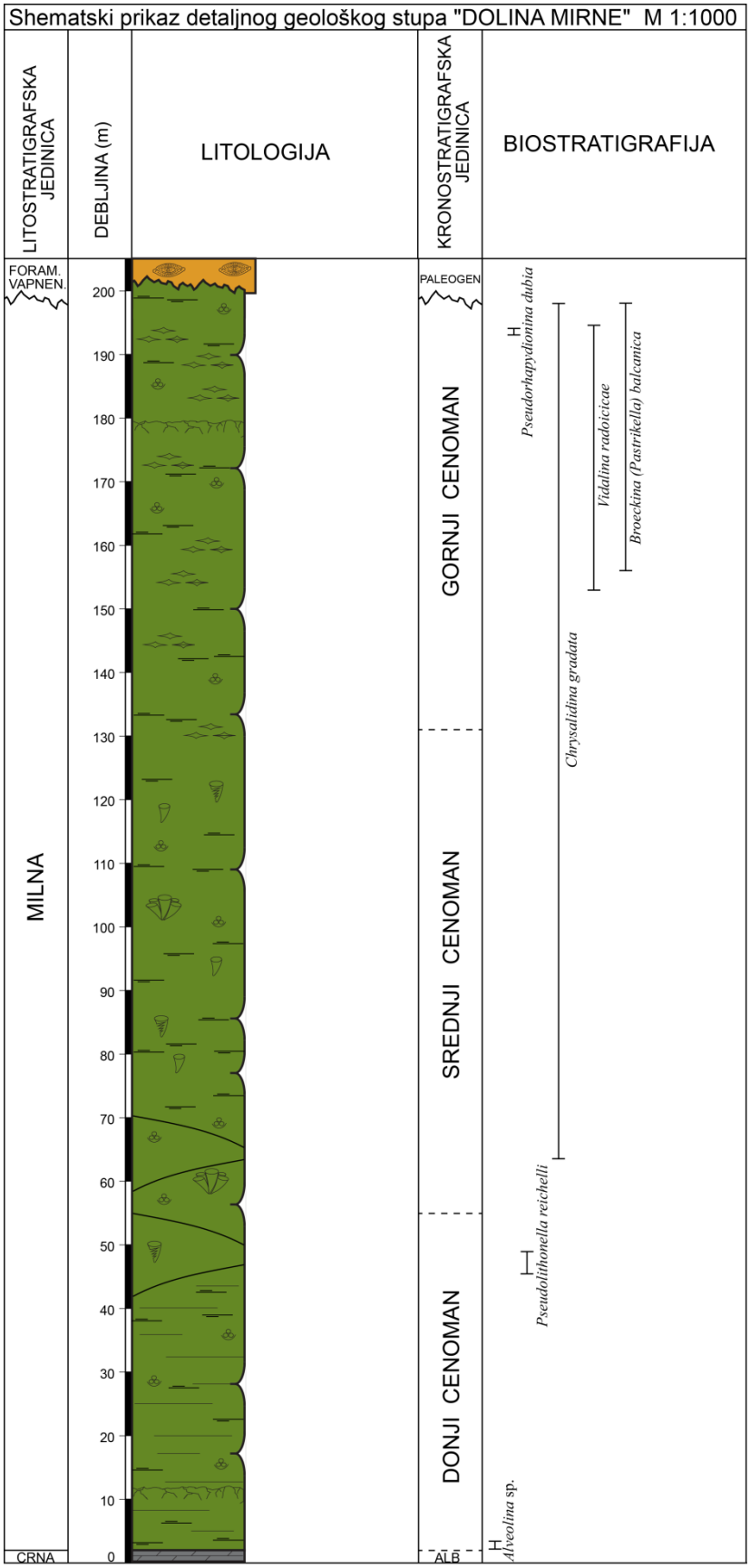
(WGS84) **B**: 45° 21' 6.61299"N, 13° 39' 34.61517"E



Sl. 4.1. Lokacija detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne (DM) (udaljenost od točke A do točke B je približno 470 m).



Sl. 4.2. Geološka karta područja oko geološkog stupa Dolina Mirne s naznačenim područjem prikazanim na slici 4.1. (crveni pravokutnik,) (isječak karte prema MATIČEC et al., 2014, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.1.).



Sl. 4.3. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne (za detalje vidjeti Prilog 1).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 1):

Neformalna litostratigrafska jedinica Crna

0–2 m

Geološki stup započinje zonom dolomitiziranih sparitnih do mikrosparitnih laminiranih litotipova bez fosilnog sadržaja izuzev slabo očuvanih ljušturica ostrakoda. Stupanj rekristalizacije je visok pa nije moguće odrediti radi li se o primarno strujnoj ili cijanobakterijskoj laminaciji. Sporadično se pojavljuju romboedarski kristali dolomita, većinom zahvaćeni mikritizacijom (dedolomitizacijom). Tamna zrnca organske tvari su nepravilno dispergirana u uzorku. Ovaj dio geološkog stupa pripada neformalnoj litostratigrafskoj jedinici Crna.

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

2–13 m

Najstariji dio jedinice Milna obilježen je izmjenama skeletno-bioklastično-peloidnih grejnstona s rudistnim bioklastičnim floutstonima do radstonima. Jedinica je dobroslojevita sa slojevima debljine od 30 do 70 cm. Utvrđena je pojava bentičkih foraminifera (u prvim slojevima nalaze se presjeci *Cisalveolina* sp.?, a zatim miliolide, kuneoline i dicikline), ostrakoda, fekalnih peleta i tragova ubušivanja (cijanobakterija) i obraštanja (alge taumatoporele) na bioklastima rudista. Vrlo rijetko se pojavljuju krupni bioklasti gastropoda i tankoljušturnih školjkaša, a osnova stijene je sparit do mikrosparit.

13–28 m

Izmjene uglavnom ostrakodnih laminita s gastropodnim floutstonima do skeletno-peloidnim grejnstonima. Ostrakodne ljušturice su horizontalno orijentirane i gusto pakirane, a između njih se nalaze sitniji peloidi i dosta organske tvari. Od alokema su prisutni peloidi s dosta bentičkih foraminifera (miliolide, spirolokuline, kuneoline) i sitni bioklasti, te sitni neodredivi karbonatni detritus.

Između uzoraka DM–9 i DM–10 utvrđen je rasjedni kontakt neodredivog karaktera pa je slijed sjeverozapadno od rasjeda opisan kao blok II.

Između uzoraka DM–10 i DM–11 nalazi se normalan rasjed (položaj rasjedne plohe 270/75). U zapadnom krilu rasjeda nalaze se masivni vapnenci, slični krovini laminiranih vapnenaca u istočnom krilu, ali nije moguće sa sigurnošću utvrditi iznos vertikalnog pomaka, pa je daljnji slijed naslaga izdvojen kao blok III.

13–47 m

Skeletno-bioklastično-peloidni pekston sa slabo izraženom laminacijom i slabo uređenom strukturom. Pojavljuje se veći broj bentičkih foraminifera (miliolide, kuneoline, nezazatide, rotalide), sitni karbonatni detritus, bioklasti tankoljušturnih i rudistnih školjkaša, te taumatoporele. Rijetko se pojavljuju i krupniji gastropodi. Osnova uzorka je pretežito mikrosparitna.

Nakon uzorka DM–13 slijedi paket naslaga klinoformnog oblika približne debljine do 9 m, a na početku krovinskog normalnog slijeda naslaga nađene su *Pseudonummoloculina reichelli* i druge bentičke foraminifere koje ukazuju na srednjocenomansku starost naslaga. Klinoforme su najčešće izgrađene od radiolitidnih rudista tipa duranija, s debelim ljušturama.

Pukotina Sp=210/90 se nalazi na kontaktu klinoformnog tijela s podinom, tako da je sjeverna strana 50 cm spuštena. Nema tragova kretanja, a u spuštenom dijelu je mjerena slojevitost PS=174/8.

47–85 m

Pretežito skeletno-bioklastično-peloidni grejnstoni izgrađeni od krupnih bioklasta rudista i tankoljušturnih školjkaša pomiješani su u neuređenoj strukturi s bentičkim foraminiferama (miliolide, nezazatide, *Chrysalidina gradata*, kuneoline, dicikline) i peloidima. Alokemi su povezani sparitnim cementom. Bioklasti i foraminifere su mikritizirani i u potpunosti obrasli algalno–cijanobakterijskim prevlakama. Uočavaju se rijetki presjeci mikrogastropoda i zelenih alga. Takav se litotip nalazi u oštrom kontaktu s peloidnim madstonima do vekstonima s ostrakodima, rijetkim bentičkim foraminiferama i vrlo rijetkim kalcisferama i eolisakusima.

Na geološkom stupu su vidljivi i erozijski horizonti, zatim humčasta kosa slojevitost, te rudistna tijela koja lateralno vrlo brzo isklinjavaju.

Rasjedi koji mjestimice sijeku padinu položaja su približno 170/85. Oni su horizontalnog lijevog, malog pomaka, a budući da su pružanja subparalelnog pružanju slojeva može se pretpostaviti generalan kontinuitet naslaga.

85–89 m

Radiolitidni floutstoni sadrže matriks u kojem su vidljivi vrlo krupni presjeci bioklasta radiolitidnih mrežastih struktura koji predstavljaju rekristalizirani i mikritizirani, mrljasti, skeletni vekston do pekston s bentičkim foraminiferama (miliolide, nezazatide, kuneoline), taumatoporelama, eolisakusima i brojnim cijanobakterijsko-algalnim obraštanjima. Osnova od koje je izgrađen međuprostor između rudistnih bioklasta je mikritna do mikrosparitna.

89–193 m

U ovom intervalu dominiraju peloidno–skeletni pekstoni do grejnstoni mrljaste, mikritizirane strukture. Česti su mikritizirani ostaci bentičkih foraminifera (nezazatide, miliolide, kuneoline, dicikline, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolithuonella* sp., *Vidalina radoicicae*, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*) i krupnijih bioklasta rudista, te brojni ostaci obraštanja. Između peloida u osnovi se nalazi mikrosparit. Mjestimice su česti presjeci eolisakusa, a bioklasti foraminifera i školjkaša (pojavljuju se i ostreidni školjkaši) često su obrašteni taumatoporelama. Dijelovi uzorka su dedolomitizirani (sitni romboedri dolomita dijagenetski zamijenjenog kalcitom). U većem dijelu uzorka nalaze se sitna, opâka i nepravilno dispergirana zrnca organske tvari.

Između uzoraka DM–25 i DM–26 nalazi se interval oplićavanja naviše koji započinje slabo fosilifernim fenestralnim madstonom (s intenzivnim crvenim obojenjem), a postupno prelazi u vekston do pekston, te na kraju i u rudistne floutstone.

193–194 m

Interval rudistnih floutstona sadrži mikrosparitnu osnovu s dosta bentičkih foraminfera (sitne miliolide, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, nezazatide, *Chrysalidina gradata*), te brojnim eolisakusima, a rijetko se pojavljuju presjeci taumatoporela. Struktura je neuređena pri čemu su rubovi velikih rudistnih bioklasta mikritizirani i bioerodirani. U pojedinim dijelovima uzoraka prisutni su tanki filamenti, vrlo vjerojatno ljušturice sitnih ostrakoda. Struktura je neuređena s fragmentiranim ostacima bentičkih foraminifera, te sparitnim i mikrosparitnim vezivom.

194–198 m

Interval skeletno–peloidnih grejnstona, u kojima su prisutne brojne bentičke foraminifere (*Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, miliolide, kuneoline, spirolokuline, *Chrysalidina gradata*, skandoneje), sitniji bioklasti rudista i tankoljušturnih školjkaša, eolisakusi i rijetke taumatoporele. Alokemi su prisutni unutar sparitnog veziva neuređene strukture.

198–199 m

Zona skeletnih grejnstona s bentičkim foraminiferama (miliolide, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, nezazatide), te povezane sparitnim, ispranim matriksom. Osim foraminifera prisutni su i krupniji peloidi, te aglutinirana zrna sastavljena od peloida i sitnijih dijelova ili cijelih ljušturica foraminifera. Rijetki su bioklasti školjkaša, te manji udio eolisakusa, a svi su alokemi izrazito mikritizirani. Ovim okršenim intervalom završava neformalna litostratigrafska jedinica Milna.

Neformalna litostratigrafska jedinica Foraminiferski vapnenci

199–200 m

Vršni dio geološkog stupa Dolina Mirne je izrazito okršen, ispresijecan dubokim pukotinama s vrlo neravnim reljefom, na kojem su istaloženi paleogenski Foraminiferski vapnenci, tipa skeletno-bioklastičnih vekstona do pekstona. Krupne miliolide s dosta ostrakoda nepravilno su raspoređene u mikritnom matriksu, a prisutno je i sitno kršje gastropoda i tankoljušturnih školjkaša. U mikritnoj osnovi nalazi se manji broj planktonskih foraminifera (globotrunkanide i heterohelicide), kalcisfera i vrlo sitnog karbonatnog detritusa. Rijetko se nalaze i presjeci krupnih gastropoda.

200–204 m

Interval započinje alveolinskim grejnstonima, u kojima krupne alveoline dominiraju u peloidno-skeletnom matriksu. Osim alveolina prisutne su i brojne miliolide. Struktura stijene je neuređena, a alokemi su povezani smećkastim mikrosparitom.

4.1.2. Detaljni geološki stup i profil Vodice–Jelovica

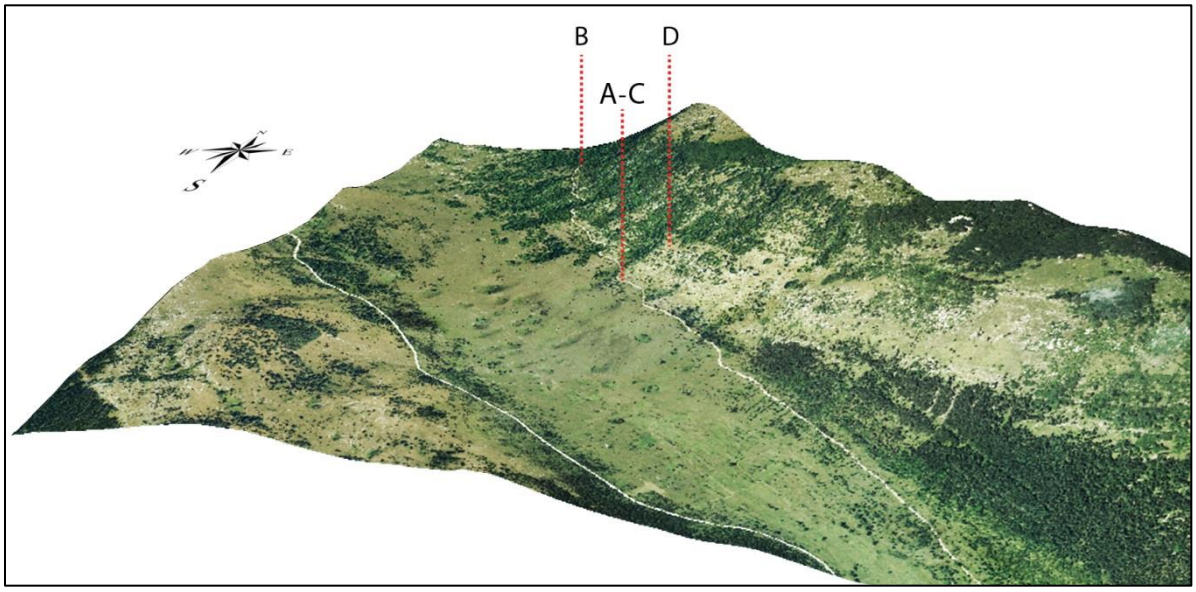
Detaljni geološki stup **Vodice**–**Jelovica** (oznaka **VJe**, Prilog 2) snimljen je na sjeverozapadnom dijelu Ćićarije (sl. 4.4. i 4.5.), sjeverno od glavne ceste Vodice–Jelovica, u zasjeku makadamske ceste uz državnu granicu prema Republici Sloveniji (2 km sjeverozapadno od mjesta Vodice). Generalno pružanje ceste duž koje je snimljen stup je jugoistok–sjeverozapad, a blago je nagnuta prema jugoistoku. Geološki stup je snimljen u lipnju 2011. godine (terenska ekipa: Ladislav Fuček i Vlatko Brčić), a naknadno je od uzorka VJe–8 snimljen i **pregledni uzorkovani profil** (Prilog 3) okomito na slojevitost preko padine iznad ceste. Ukupna debljina naslaga snimljenih uz cestu je 62 m (debljina neformalne litostratigrafske jedinice Milna 9,5 m, Sv. Duh 19,5 m i Gornji Humac 33 m), a debljina naslaga snimljenih okomito na slojevitost uz padinu je približno 115 m (jedinica Sv. Duh oko 100 m, a Gornji Humac 15 m) (sl. 4.6. i 4.7., Prilozi 2 i 3).

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Vodice–Jelovica:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 24 880, $\mathbf{X_A}$: 50 39 713
(WGS84) **A**: 45° 29' 33.929"N, 14° 2' 13.92419"E

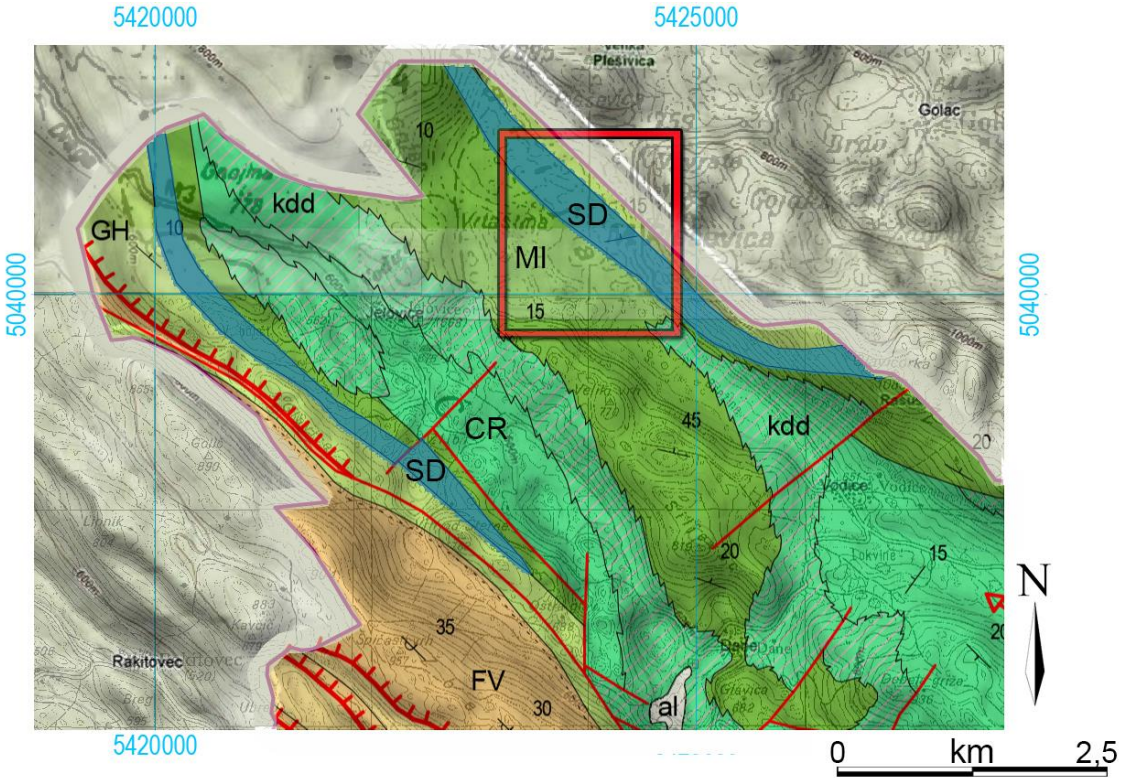
Koordinate **završne** točke geološkog stupa Vodice–Jelovica:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 24 450, $\mathbf{X_B}$: 50 40 495
(WGS84) **B**: 45° 29' 59.08797"N, 14° 1' 53.68966"E

Koordinate **početne** točke geološkog profila Vodice–Jelovica:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_C}$: 54 24 880, $\mathbf{X_C}$: 50 39 713
(WGS84) **C**: 45° 29' 33.92900"N, 14° 2' 13.92419"E

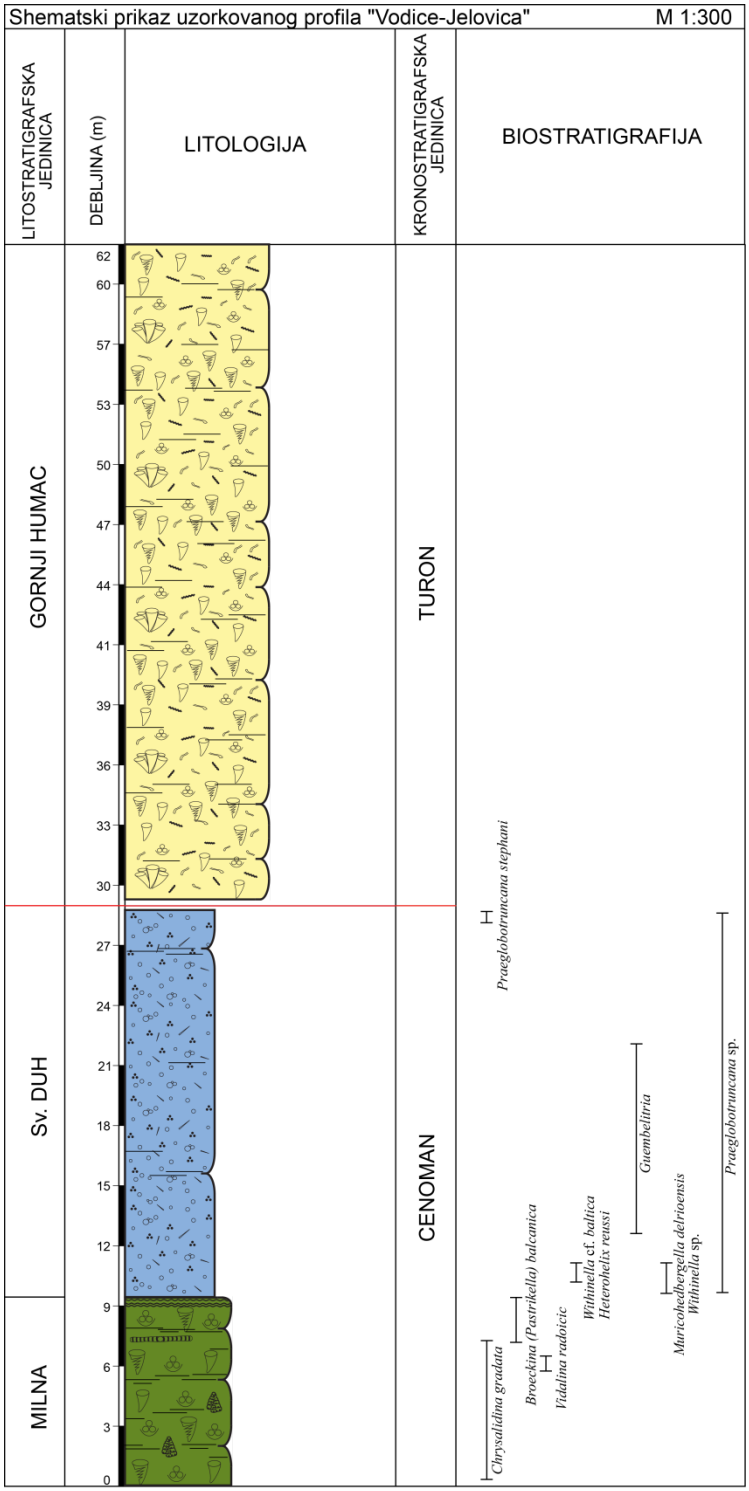
Koordinate **završne** točke geološkog profila Vodice–Jelovica:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_D}$: 54 24 976, $\mathbf{X_D}$: 50 39 870
(WGS84) **D**: 45° 29' 39.05092"N, 14° 2' 18.25832"E



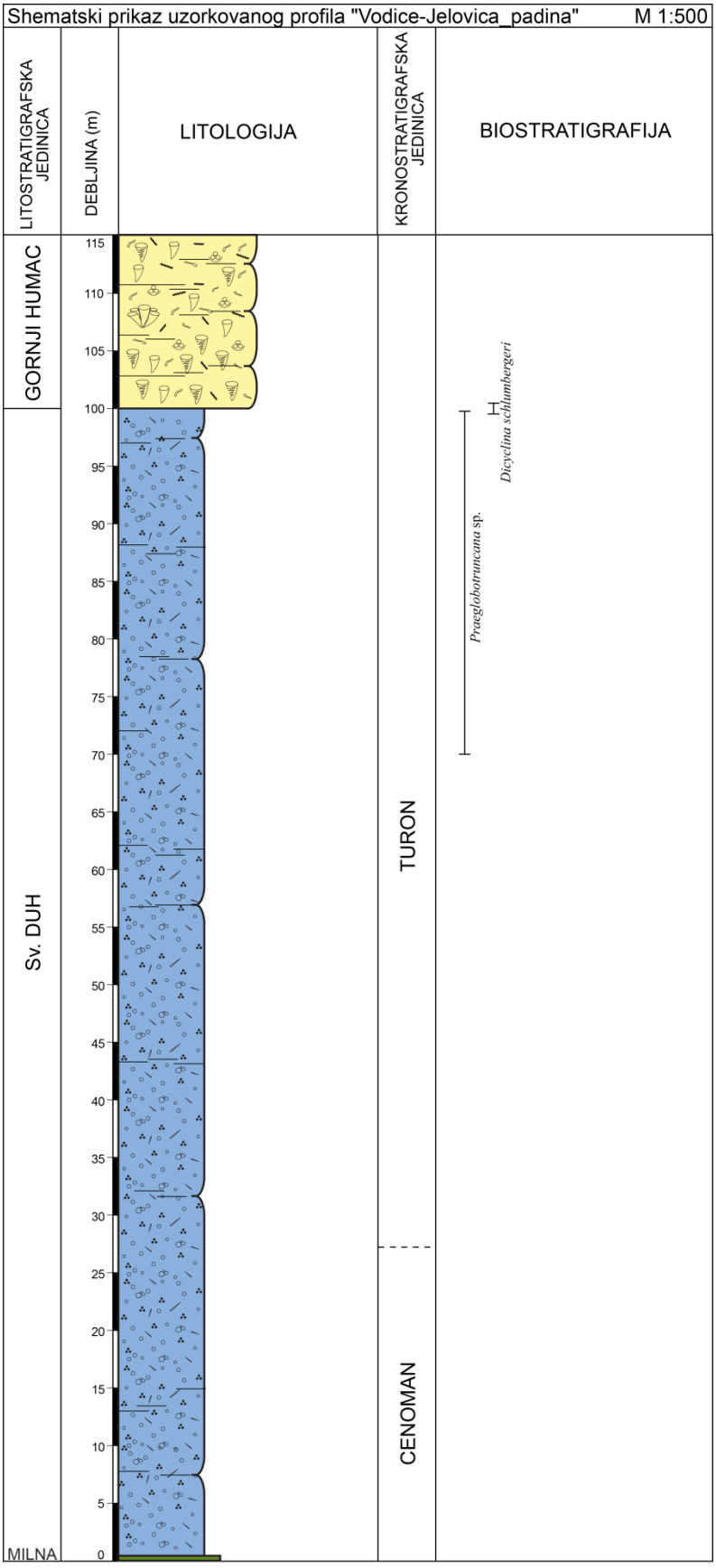
Sl. 4.4. Lokacija detaljnog geološkog stupa i preglednog profila Vodice–Jelovica (VJe) (udaljenost od točke A do točke B je približno 850 m).



Sl. 4.5. Geološka karta područja oko geološkog stupa Vodice–Jelovica s naznačenim područjem prikazanim na slici 4.4. (crveni pravokutnik) (isječak karte prema MATIČEC et al., 2014, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.1., neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh je posebno istaknuta plavom bojom).



Sl. 4.6. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Vodice–Jelovica (za detalje vidjeti Prilog 2).



Sl. 4.7. Shematski prikaz geološkog profila Vodice–Jelovica padina (za detalje vidjeti Prilog 3).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Priloge 2 i 3):

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

0–9 m (na geološkom stupu)

Interval dominantno peloidno-skeletnih pekstona s brojnim bentičkim foraminiferama (miliolide, nezazatide, *Vidalina radoicicae, Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Chrysalidina gradata*), kršjem rudista i ostreidnih školjkaša, sitnim karbonatnim detritusom, mikrosparitnom osnovom, te znatnim udjelom organske tvari. Uglavnom laminirani, bituminozni, tamni litotipovi. Rijetki su krupni bioklasti debeloljušturnih školjkaša s dosta algalno–cijanobakterijskih obraštanja (taumatoporele i eolisakusi). Ovaj vršni dio jedinice Milna je uglavnom stilolitski raslojen (50–60 cm).

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

9–29 m (na geološkom stupu), **0–100 m** (na uzorkovanom profilu)

Interval dominantno bioklastično-skeletnih vekstona s mikritnom osnovom. Od alokema su prisutne planktonske foraminifere (*Praeglobotruncana* sp., *Whiteinella* sp., *Muricohedbergella delrioensis*, heterohelicide (*Heterohelix reussi*) i moguće nekoliko presjeka *Guembelitria cenomana*, *Whiteinella* cf. *baltica*, *Macroglobigerinelloides* sp.), kalcisfere, karbonatni biodetritus (uglavnom tankoljušturni i debeloljušturni školjkaši), bodlje ježinaca, ostrakodi, spikule spužvi, te rijetko bentičke foraminifere. Mjestimice se nalaze sitna opâka zrnca organske tvari koja su nepravilno dispergirana unutar uzoraka. Česta su valovita i bubrežasta raslojavanja. Nakon ovog intervala na stupu se nalazi nekoliko dm širok tektonski sustav (rasjed s promjenom položaja slojeva). Nije moguće utvrditi debljinu naslaga reduciranu ovim prekidom (vidjeti Prilog 2), ali se može pretpostaviti značajniji pomak budući da nedostaje najveći dio jedinice Sv. Duh i neodrediv dio krovinske jedinice Gornji Humac. Na profilu okomitom na pružanje geološkog stupa (uzorak VJe–8e) utvrđena je bentička foraminifera *Dicyclina schlumbergeri* (vršni interval kalcisferskih vekstona u njihovoj punoj debljini). Izdanci ove jedinice su slaboslojeviti, bankoviti i zaobljeni.

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

29–31 m (na geološkom stupu)

Interval u kojem dominiraju bioklasti rudista i tankoljušturnih školjkaša (grejnston–floutstoni) s rijetkim kalcisferama i planktonskim foraminiferama (*Praeglobotruncana stephani*, heterohelicide), te spikulama spužvi i bodljama ježinaca. Pojedini dijelovi uzorka su dolomitizirani, a osnova je izgrađena od sitnijeg karbonatnog detritusa i bioklasta (uglavnom školjkaša i bodljikaša) u mrljastom madstonu. Raslojavanje od 30 cm do 1m.

31–62 m (na geološkom stupu), **100–115 m** (na uzorkovanom profilu)

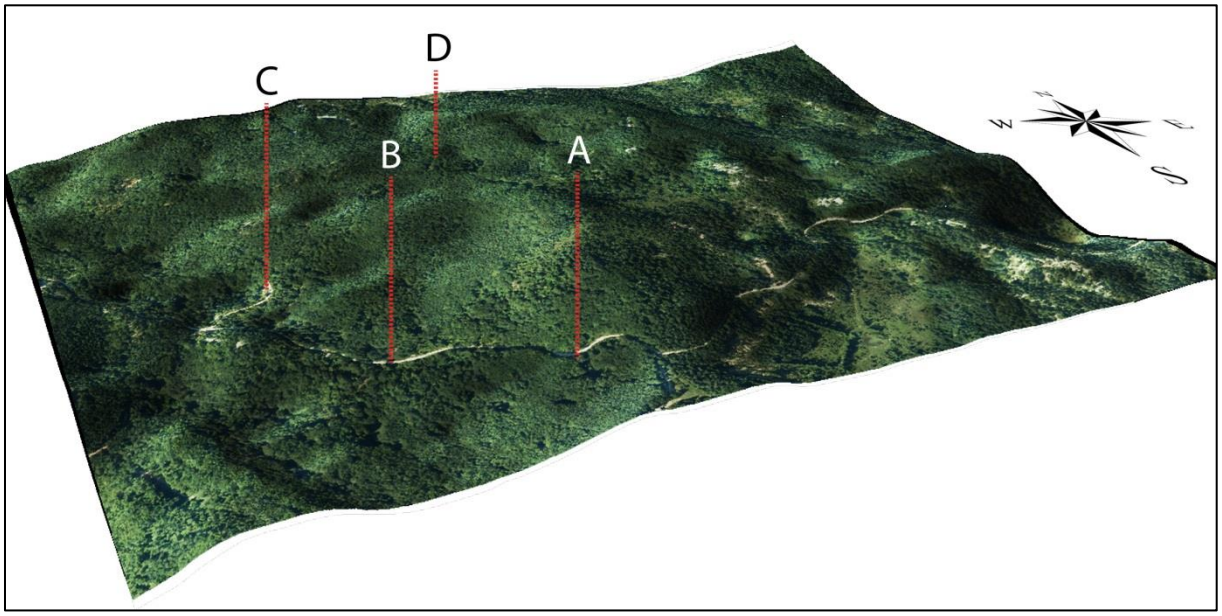
Interval bioklastičnih grejnston–floutstona u kojima dominiraju sitniji i krupniji bioklasti rudista s tragovima cijanobakterijsko–algalnih obraštanja. Osim rudista česti su i bioklasti ježinaca. Krupni alokemi se nalaze unutar „mrljaste" mikritizirane mase koja je često izrazito rekristalizirana. Mjestimice su vidljivi mikritizirani ostaci bentičkih foraminifera (miliolida). Interval završava bioklastičnim grejnston–floutstonima s eolisakusima i taumatoporelama.

4.1.3. Detaljni geološki stup Martinjak

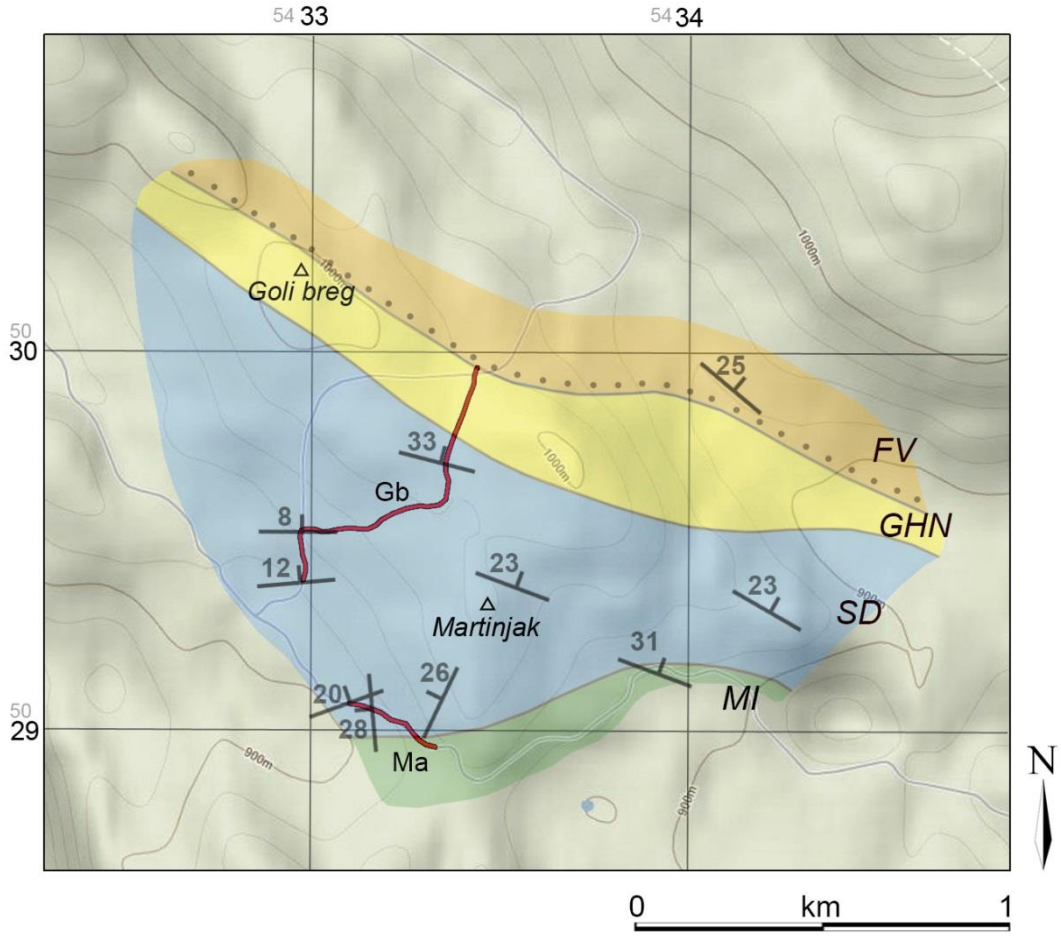
Detaljni geološki stup **Martinjak** (oznaka **Ma**, Prilog 4) snimljen je u središnjem dijelu Ćićarije, 1,2 km istočno od mjesta Lanišće, u zasjeku makadamske ceste Lanišće–Veprinac (sl. 4.8. i 4.9.). Generalno pružanje ceste je istok–zapad, a blago je nagnuta prema zapadu. Geološki stup je sniman u prosincu 2011. godine. Ukupna debljina snimljenih naslaga je 55 m (+5,5 m tektonski poremećene zone s upitnim kontinuitetom slijeda naslaga). Neformalna litostratigrafska jedinica Milna zahvaćena je u debljini od 5 m, a jedinica Sv. Duh 50 m (sl. 4.10., Prilog 4).

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Martinjak:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 33 323, $\mathbf{X_A}$: 50 28 940
(WGS84) **A**: 45° 23' 48.10649"N, 14° 8' 47.97916"E

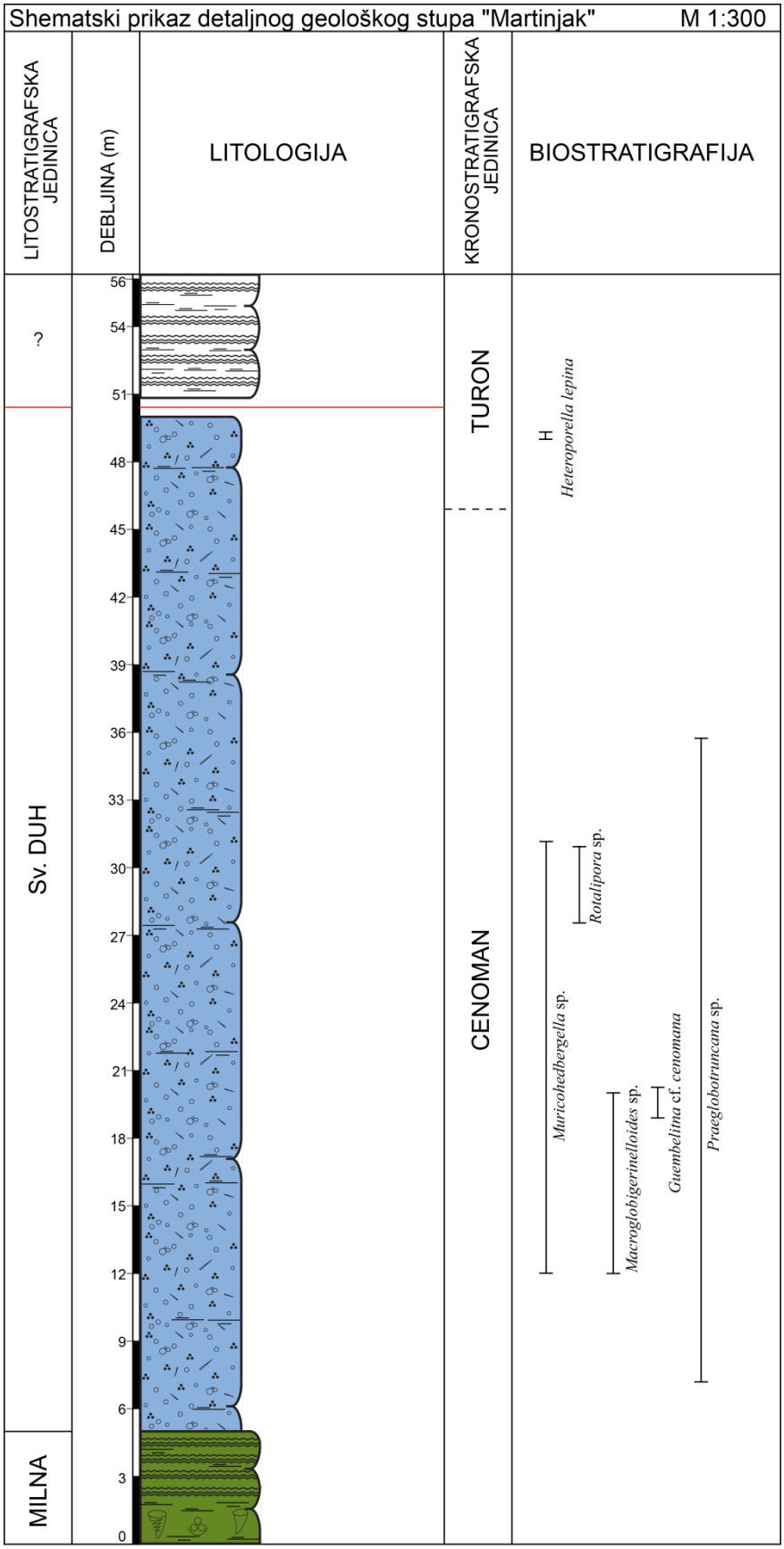
Koordinate **završne** točke geološkog stupa Martinjak:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 33 124, $\mathbf{X_B}$: 50 29 060
(WGS84) **B**: 45° 23' 51.92465"N, 14° 8' 38.77221"E



Sl. 4.8. Lokacija detaljnog geološkog stupa Martinjak (Ma) i profila Goli breg (Gb) (udaljenost od točke A do točke B je približno 350 m).



Sl. 4.9. Geološka karta područja oko geološkog stupa Martinjak i profila Goli breg s naznačenim trasama geološkog stupa i profila (područje sa slike 4.8., potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).



Sl. 4.10. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Martinjak (za detalje vidjeti Prilog 4).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 4):

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

0–5 m

Interval cijanobakterijskih laminita s izmjenom mikritnih i mikrosparitnih lamina, te pojavom idiomorfnih formi izvorno evaporitnih kristala zamijenjenih kalcitom. Pojedine lamine su dolomitizirane, a cijeli paket je blago slampiran. Unutar ove zone nalaze se i plitkomorski bioklastični vapnenci s brojnim fosilima (*Nezzazatinella* cf. *picardi*, miliolide, bodlje ježinaca, ostrakodi, alge, fekalni peleti, eolisakusi i cijanobakterijsko–algalna obraštanja, velike ljušture gastropoda i školjkaša).

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

5–45 m

Interval dubljemorskih vapnenaca s mikritnom osnovom taloženih u okolišima potopljene platforme s pelagičkim utjecajem i proslojcima izgrađenima od plitkomorskog detritusa. Uglavnom prevladavaju vekstoni sa sitnim karbonatnim detritusom, kalcisferama, planktonskim foraminiferama (heterohelicide, *Macroglobigerinelloides* sp., *Murico-hedbergella* sp., preglobotrunkane, rotalipore), te pojavom krupnijih bioklasta iz plitkovodnih područja (rudista, gastropoda, tankoljušturnih školjkaša, bodlji ježinaca). U cijeloj zoni nepravilno se pojavljuju uglavnom dispergirana opâka zrnca organske tvari, često koncentrirana po stilolitskim šavovima (takozvani „šareni interval“, odnosno relikti svjetlijeg kalcisferskog vapnenca unutar bituminozne mase). Slojevi su debeloslojeviti (60–100 cm), a slojne površine oštre i neravne.

45–50 m

Interval s povišenim udjelom plitkovodnih alokema (kršje rudista, krupni gastropodi). Osnova je i dalje pelagička (sitni karbonatni detritus, kalcisfere i planktonske foraminifere – heterohelicide). Determinirano je nekoliko presjeka dazikladalne alge *Heteroporella lepina*.

50–53 m

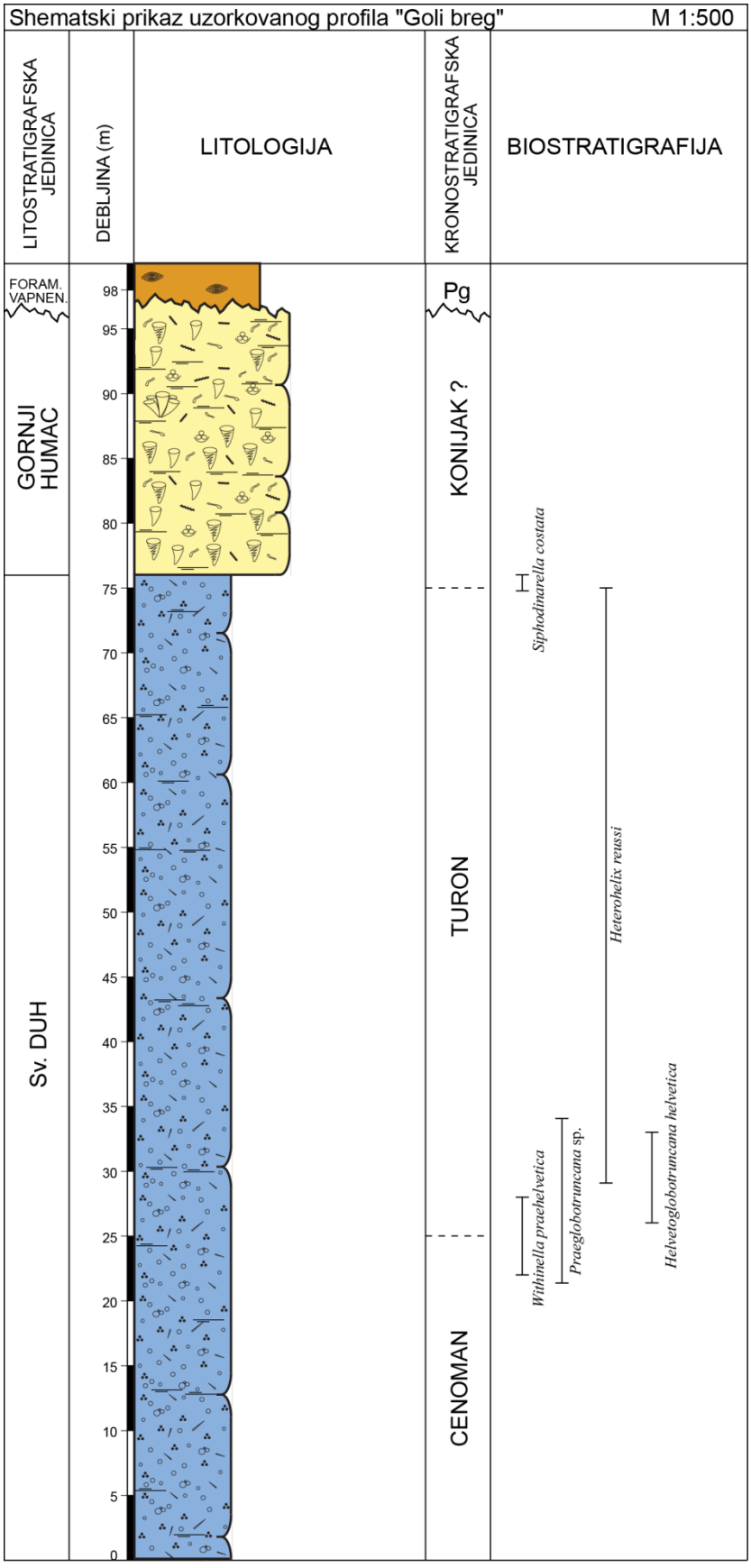
Slampirani cijanobakterijski laminiti u kojima se vrlo rijetko pojavljuju rekristalizirani ostaci miliolidnih foraminifera i ostrakoda unutar mikrosparita. Normalan kontinuitet ovih naslaga na prethodno opisanima je vrlo upitan (vidjeti Prilog 4). Puna debljina naslaga neformalne jedinice Sv. Duh određena je na profilu Goli breg.

4.1.4. Uzorkovani geološki profil Goli breg

Pregledni uzorkovani geološki profil **Goli breg** (oznaka **Gb**, Prilog 5) snimljen je po pružanju okomito na detaljni geološki stup Martinjak. Profil je snimljen uz šumsku cestu generalnog pružanja sjever–jug u smjeru sjevera, u svrhu određivanja krovine naslaga snimljenih na geološkom stupu Martinjak (sl. 4.8. i 4.9.). Položaj početne točke ovog profila nalazi se svega nekoliko desetaka m sjeverno od završne točke geološkog stupa Martinjak, a snimljen je u rujnu 2011. godine. Približno procijenjena debljina snimljenih naslaga iznosi oko 97 m (naslage su djelomično prekrivene). Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh zahvaćena je u debljini od približno 76 m, a jedinica Gornji Humac u debljini od 21 m (sl. 4.11., Prilog 5).

Koordinate **početne** točke profila Goli breg:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_C}$: 54 32 974, $\mathbf{X_C}$: 50 29 385
(WGS84) **C**: 45° 24' 2.39907"N, 14° 8' 31.71719"E

Koordinate **završne** točke profila Goli breg:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_D}$: 54 33 374, $\mathbf{X_D}$: 50 29 779
(WGS84) **D**: 45° 24' 15.2976"N, 14° 8' 49.91517"E



Sl. 4.11. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Goli breg (za detalje vidjeti Prilog 5).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 5):

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

0–33 m

Interval dubljemorskih vapnenaca s mikritnom osnovom i pelagičkim utjecajem, ali i čestim plitkomorskim alokemima. Dominiraju vekstoni sa sitnim karbonatnim detritusom, kalcisferama, planktonskim foraminiferama (preglobotrunkane, *Whiteinella praehelvetica, Helvetoglobotruncana helvetica*, rijetki heteroheliksi, murikohedbergele i makroglobigerineloidesi), te krupnijim bioklastima pretaloženim iz plitkovodnog područja (rudisti, gastropodi, tankoljušturni školjkaši, bodlje ježinaca). U cijeloj zoni nepravilno se pojavljuju uglavnom dispergirana opâka zrnca organske tvari, često koncentrirana po stilolitskim šavovima. Uzorci su često laminirani. Slojevi su debeloslojeviti (60–100 cm), a slojne površine su oštre i neravne.

33–69 m

Interval cijanobakterijskih laminita izgrađen od izmjene mikritnih i mikrosparitnih lamina, nerijetko kasnodijagenetski dolomitiziran, s rijetkim kalcisferama, heterohelicidama i globotrunkanidama.

69–76 m

Interval s povišenim udjelom plitkovodnih alokema (kršje rudista, krupni gastropodi). Osnova je i dalje pelagička sa sitnim karbonatnim detritusom, kalcisferama i planktonskim foraminiferama (murikohedbergelama, heterohelicidama tipa *Heterohelix reussi*). Prva pojava bentičke foraminifere *Sifodinarella costata*.

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

76–97 m

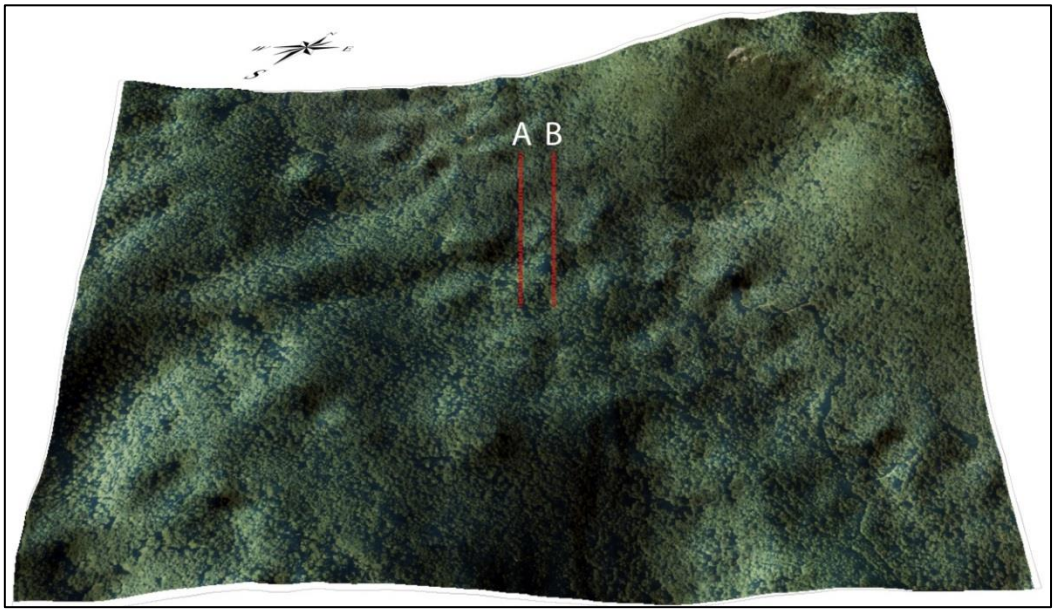
Interval rekristaliziranih do kristaliničnih, svijetlih, žućkastih vapnenaca s cijelim ljušturama rudista ili njihovim kršjem. Izdanci su niski, nepravilni, nejasno slojeviti. Na njima diskordantno slijede Foraminiferski vapnenci.

4.1.5. Detaljni geološki stup Planik

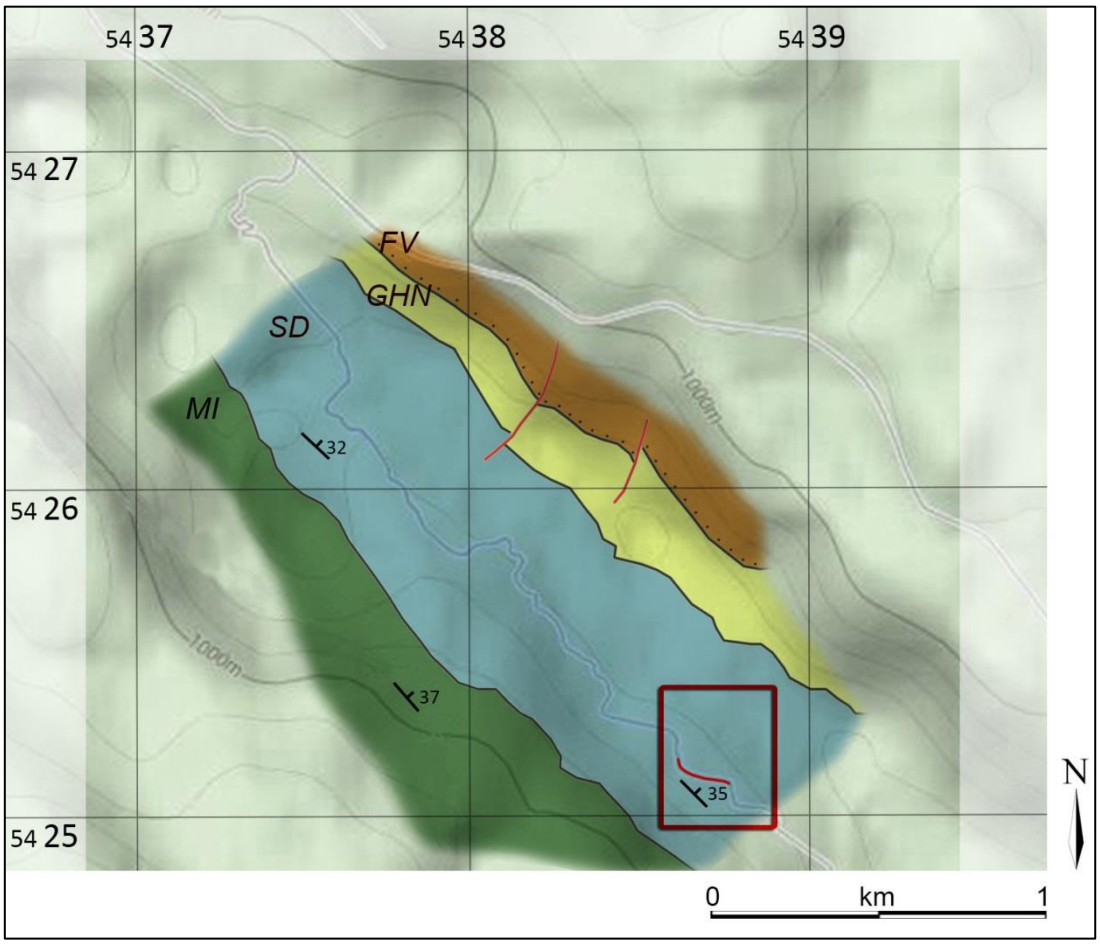
Detaljni geološki stup **Planik** (oznaka **Pl**, Prilog 6) snimljen je u zasjeku ceste Lanišće–Veprinac, 1800 m sjeveroistočno od vrha Mali Planik, na nadmorskoj visini od približno 900 m. Generalno pružanje ceste je sjeverozapad–jugoistok (sl. 4.12. i 4.13.). Geološki stup je sniman u srpnju 2011. godine, a naslage unutar kojih je snimljen su izrazito okršene i nerijetko prekrivene. S obzirom na pružanje ceste i položaj slojeva istog litofacijesa, u zasjecima se samo mjestimice otvaraju segmenti slijeda i to uglavnom unutar jednog facijesa. Stoga je i ukupna debljina snimljenih naslaga samo 32 m i pripada neformalnoj litostratigrafskoj jedinici Sv. Duh (sl. 4.14., Prilog 6). Za korelaciju ovih naslaga s drugim lokacijama u Istri i Kvarneru korištena su prethodno obavljena detaljna geološka istraživanja na području Ćićarije za potrebe željezničkog tunela Ćićarija (geološka istraživanja unutar elaborata, VLAHOVIĆ et al., 1995).

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Planik:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 38 779, $\mathbf{X_A}$: 50 25 029
(WGS84) **A**: 45° 21' 43.23027"N, 14° 13' 0.55061"E

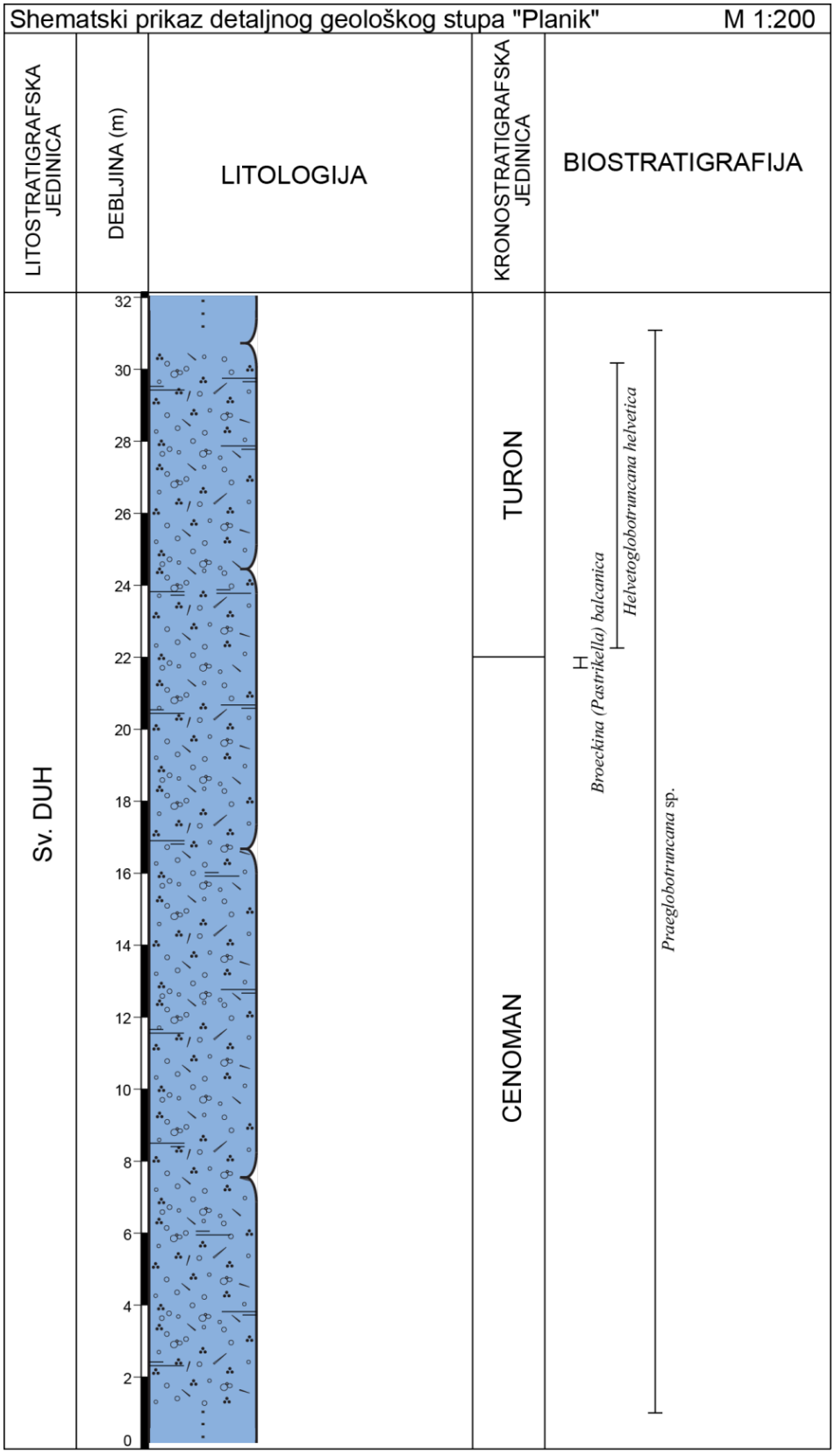
Koordinate **završne** točke geološkog stupa Planik:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 38 844, $\mathbf{X_B}$: 50 25 029
(WGS84) **B**: 45° 21' 43.25073"N, 14° 13' 3.53698"E



Sl. 4.12. Lokacija detaljnog geološkog stupa Planik (Pl) (udaljenost od točke A do točke B je približno 100 m).



Sl. 4.13. Geološka karta područja oko geološkog stupa Planik (područje sa slike 4.12.) s naznačenom lokacijom geološkog stupa – crveni pravokutnik (potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).



Sl. 4.14. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Planik (za detalje vidjeti Prilog 6).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 6):

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

0–2 m

Interval bioklastično-skeletnih vekston–pekstona s kršjem školjkaša, bodlji ježinaca i sitnim karbonatnim detritusom, te s pelagičkom osnovom u kojoj se nalaze kalcisfere i planktonske foraminifere (praeglobotrunkane, heterohelicide). Izdanci su debeloslojeviti (preko 60 cm), okršeni i zaobljeni sa slabo izraženim slojnim površinama.

2–9 m

Interval cijanobakterijsko–algalnih rekristaliziranih laminita izgrađenih od mikrita do mikrosparita s vrlo rijetkim ostacima bentičkih foraminifera (miliolida).

9–11 m

Interval tempestita i slampiranih mikritnih i mikrosparitnih laminita (izlomljeni ali i plastično deformirani laminiti). Unutar svih lamina horizonti s idiomorfnim kristalnim formama dolomita i gipsa. Ovi minerali su dijagenetski potisnuti kalcitom. Lamine milimetarskih debljina bez fosilnog sadržaja.

11–15 m

Interval cijanobakterijsko–algalnih rekristaliziranih laminita izgrađenih od mikrita do mikrosparita s vrlo rijetkim ostacima bentičkih foraminifera (miliolida).

15–22 m

Interval tempestita i slampiranih mikritnih laminita. Ova zona sadrži veliki udio organske tvari u obliku tamnosmeđe do crne bituminozne tvari. Vršni dijelovi raspucanih i slampiranih lamina sadrže zonirane idiomorfne šupljine primarno evaporitnih minerala dijagenetski izmijenjenih u kalcit. Pojedine lamine su izgrađene od skeletnih plitkovodnih alokema (fekalni peleti, bentičke foraminifere – *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*).

22–30 m

Interval bioklastično-skeletnih madston–vekstona s kršjem školjkaša, bodlji ježinaca i sitnim karbonatnim detritusom, u pelagičkoj osnovi izgrađenoj od kalcisfera, planktonskih foraminifera (*Helvetoglobotruncana helvetica,* heterohelicidi, preglobotrunkane, muriko-hedbergele) i mikrita.

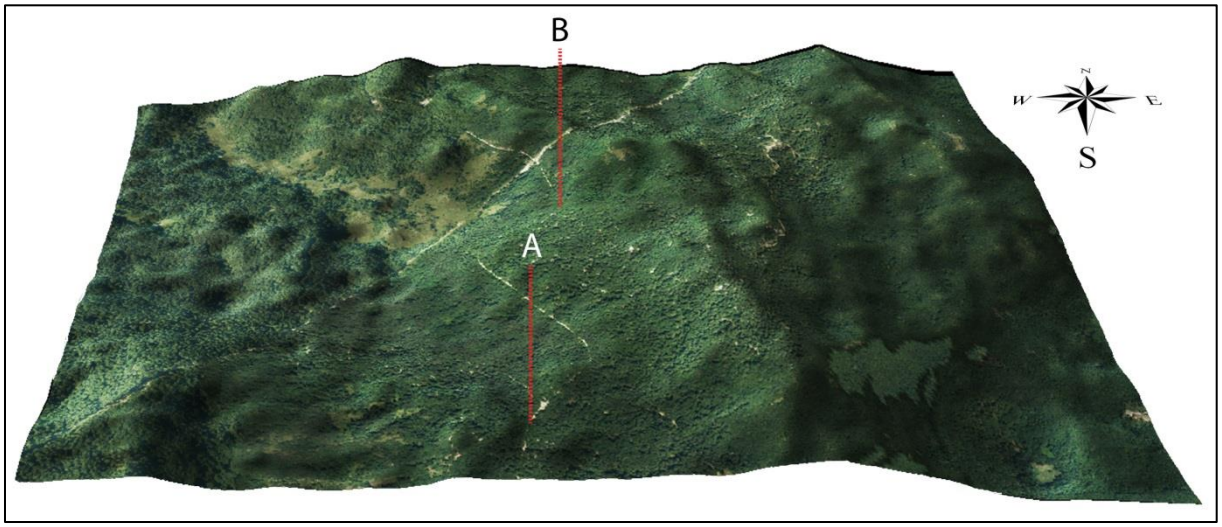
Daljnje snimanje profila nije bilo moguće jer se zbog orijentacije ceste slijed naslaga ponavlja. Sa sjeverne strane ceste se nalazi ponikva unutar koje nije bilo moguće pratiti kontinuirani slijed naslaga.

4.1.6. Uzorkovani geološki profil Veprinac

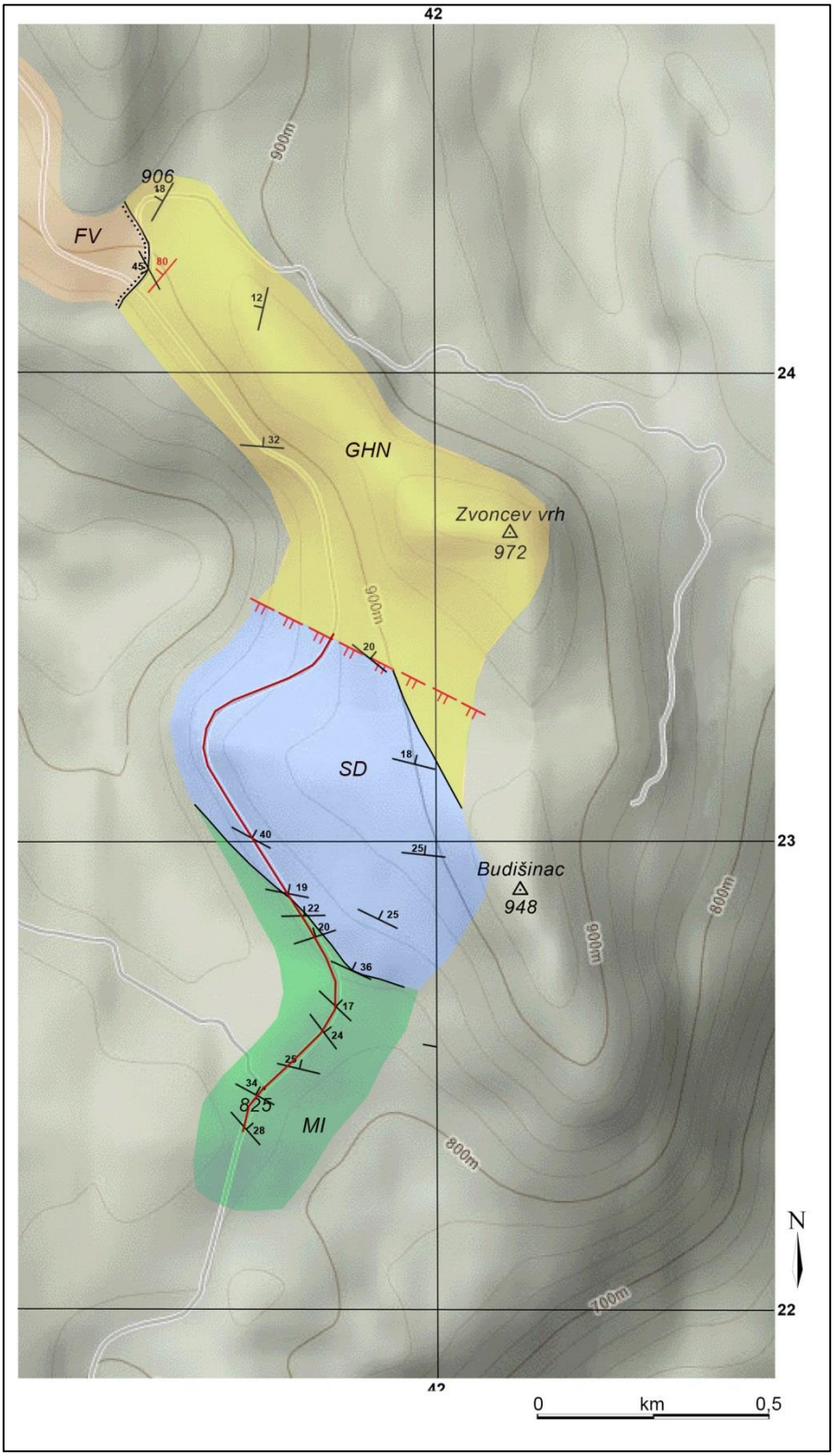
Pregledni uzorkovani geološki profil **Veprinac** (oznaka **Vp**, Prilog 7) nalazi se na samom istočnom rubu Ćićarije. Snimljen je u obliku osam manjih geoloških stupova/paketa naslaga razdvojenih prekidima koji se pojavljuju u usjecima ceste Veprinac–Lanište približnog pružanja S–J (sl. 4.15. i 4.16.). Naslage su izrazito tektonski poremećene (brojni pukotinski sustavi, rasjedi, bore), ali generalni slijed naslaga u zasjecima koji se pružaju okomito na strukture je potvrđen kartiranjem šireg područja i uzorkovanjem na profilu. Profil je snimljen u listopadu 2011. godine (terenska ekipa: Vlatko Brčić, Ladislav Fuček i Tvrtko Korbar). Ukupna debljina naslaga iznosi 380 m, pri čemu je neformalna litostratigrafska jedinica Milna zahvaćena u debljini od približno 50 m, Sv. Duh oko 130 m, a Gornji Humac približno 200 m (sl. 4.17., Prilog 7).

Koordinate **početne** točke profila Veprinac:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 41 594, $\mathbf{X_A}$: 50 22 388
(WGS84) **A**: 45° 20' 18.55625"N, 14° 15' 11.00866"E

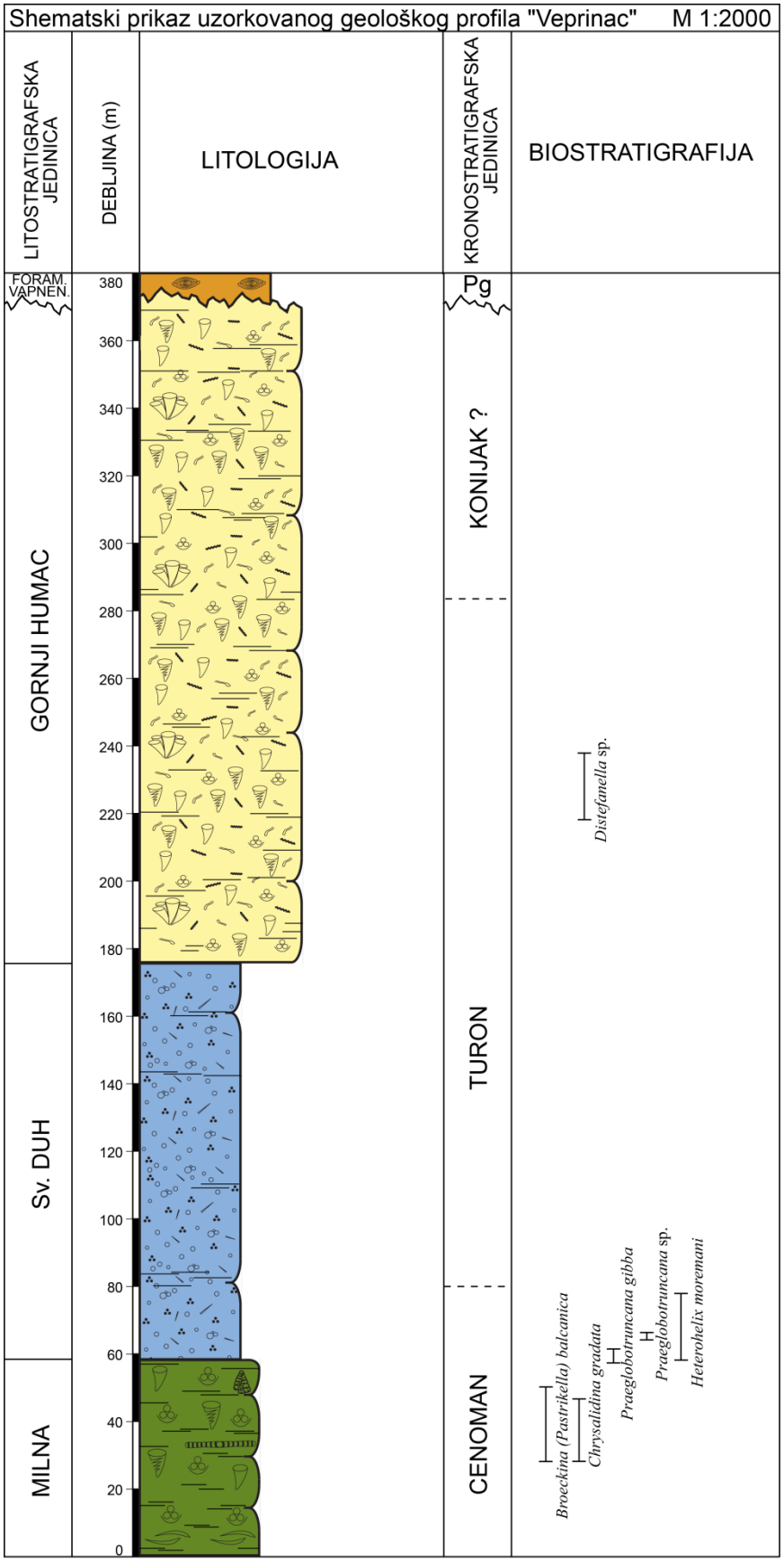
Koordinate **završne** točke profila Veprinac:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 41 764, $\mathbf{X_B}$: 50 23 404
(WGS84) **B**: 45° 20' 51.5147"N, 14° 15' 18.38477"E



Sl. 4.15. Lokacija preglednog uzorkovanog geološkog profila Veprinac (Vp) (udaljenost od točke A do točke B je približno 1200 m).



Sl. 4.16. Geološka karta područja oko profila Veprinac s naznačenim geološkim profilom (područje sa slike 4.15., potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).



Sl. 4.17. Shematski prikaz uzorkovanog geološkog profila Veprinac (za detalje vidjeti Prilog 7).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 7):

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

0–58 m

Paket debeloslojevitih, tektonski poremećenih naslaga, s ravnim i oštrim slojnim površinama. Interval se sastoji od „mrljastih", rekristaliziranih vekston–pekstona s brojnim cijanobakterijsko–algalnim obraštanjima (eolisakusi, taumatoporele), nubekularijama, bentičkim foraminiferama (miliolide, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, *Chrysalidina gradata*, nezazatide, kuneoline, rotalidne foraminifere), bioklastima školjkaša (rudista i ostreidnih školjkaša) i karbonatnim detritusom. Rijetko se pojavljuju pelagičke čestice (planktonske foraminifere tipa *Praeglobotruncana gibba*). Česte su pojave dolomitizacije i rekristalizacije. Struktura je nerijetko laminirana, slabo uređena do kaotična. Stijene su tektonski raspucane i trošne, tamnosmeđih nijansi, tankoslojevite do srednjoslojevite. Diskontinuiteti između lamina su često predstavljeni stilolitnim šavovima, nerijetko ispunjenim tamnom, neprozirnom organskom tvari. Unutar ovog intervala između uzoraka Vp–7 i Vp–8 u smjeru sjevera nalazi se ponikva te nije moguće pratiti kontinuiran slijed naslaga. Prekid mjeren duž ceste do sljedećeg zasjeka iznosi 40-ak metara. Nakon prekida nastavlja se kontinuirani slijed naslaga. Slični, ali manji prekidi su utvrđeni i između uzoraka Vp–13 i Vp–14, Vp–16 i Vp–17, Vp–23 i Vp–24, te Vp–25 i Vp–26 (vidjeti Prilog 7).

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

58–71 m

Interval bioklastičnih vekstona s pelagičkim utjecajem koji sadrže mnoštvo planktonskih foraminifera (heterohelicide, vjerojatno vrste *Heterohelix moremani* i *H. reussi,* te rijetke preglobotrunkane), sitni karbonatni detritus i manji udio kalcisfera. Osnova je mikritna, a rijetko se pojavljuju i sitni bioklasti školjkaša, te presjeci bodlji ježinaca. Stijena je krta, svijetlosmeđih do sivkastih nijansi, tektonski razdrobljena i često rekristalizirana. Struktura je slabo uređena s rijetkim strujnim laminama. Organska tvar se nalazi u obliku sitnih, crnih, neprozirnih čestica nepravilno dispergiranih po uzorcima ili samo unutar klijetki

planktonskih foraminifera. Pri vrhu intervala se sve učestalije nalazi kršje rudista. Izdanci su debeloslojeviti s oštrim i ravnim slojnim površinama.

71–176 m

Interval rekristaliziranih vapnenaca tipa vekston–pekston izgrađenih dominantno od karbonatnog detritusa i bioklasta s rijetkim krupnijim bioklastima školjkaša. Među brojnim bioklastima u mikritnoj osnovi nema prepoznatljivih ili dobro očuvanih fosila. Interval je mjestimice ispresijecan prethodno opisanim prekidima.

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

176–370 m

Interval rudistnih floutstona koji započinju s izrazito rekristaliziranim do kristaliničnim, svijetlim litotipovima slabo izražene slojevitosti. Među rudistima se pojavljuje *Distefanella* sp. (POLŠAK, 1968).

Neformalna litostratigrafska jedinica Foraminiferski vapnenci

370–380 m

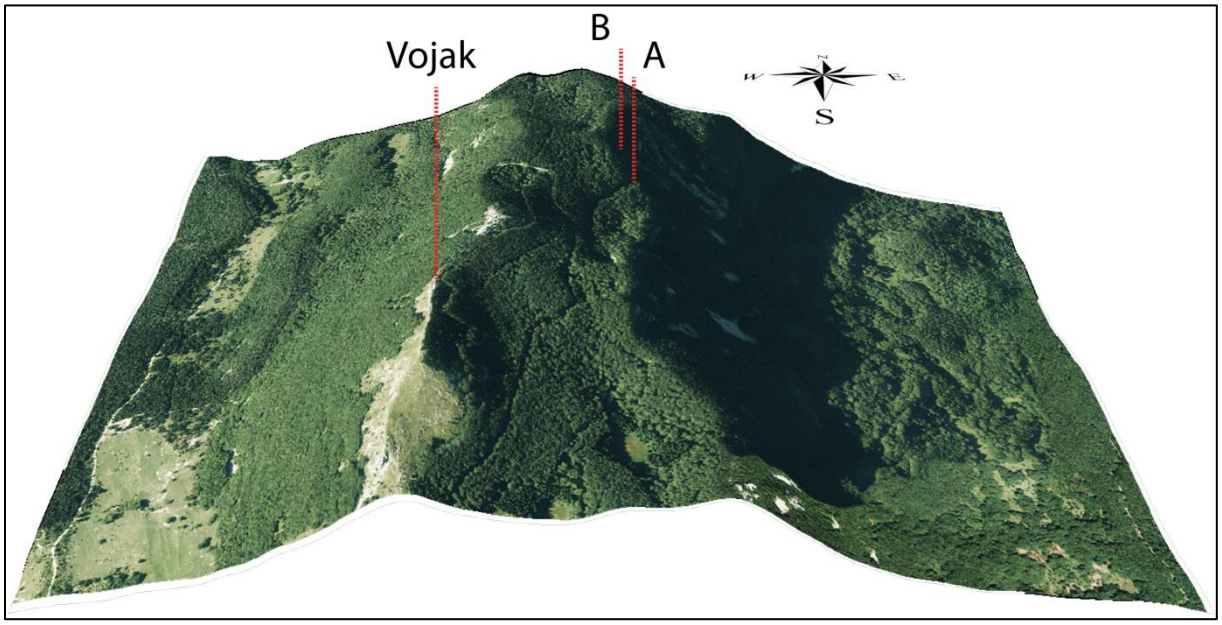
Na vrhu slijeda naslaga diskordantno slijede paleogenski Foraminiferski vapnenci.

4.1.7. Detaljni geološki stup Učka

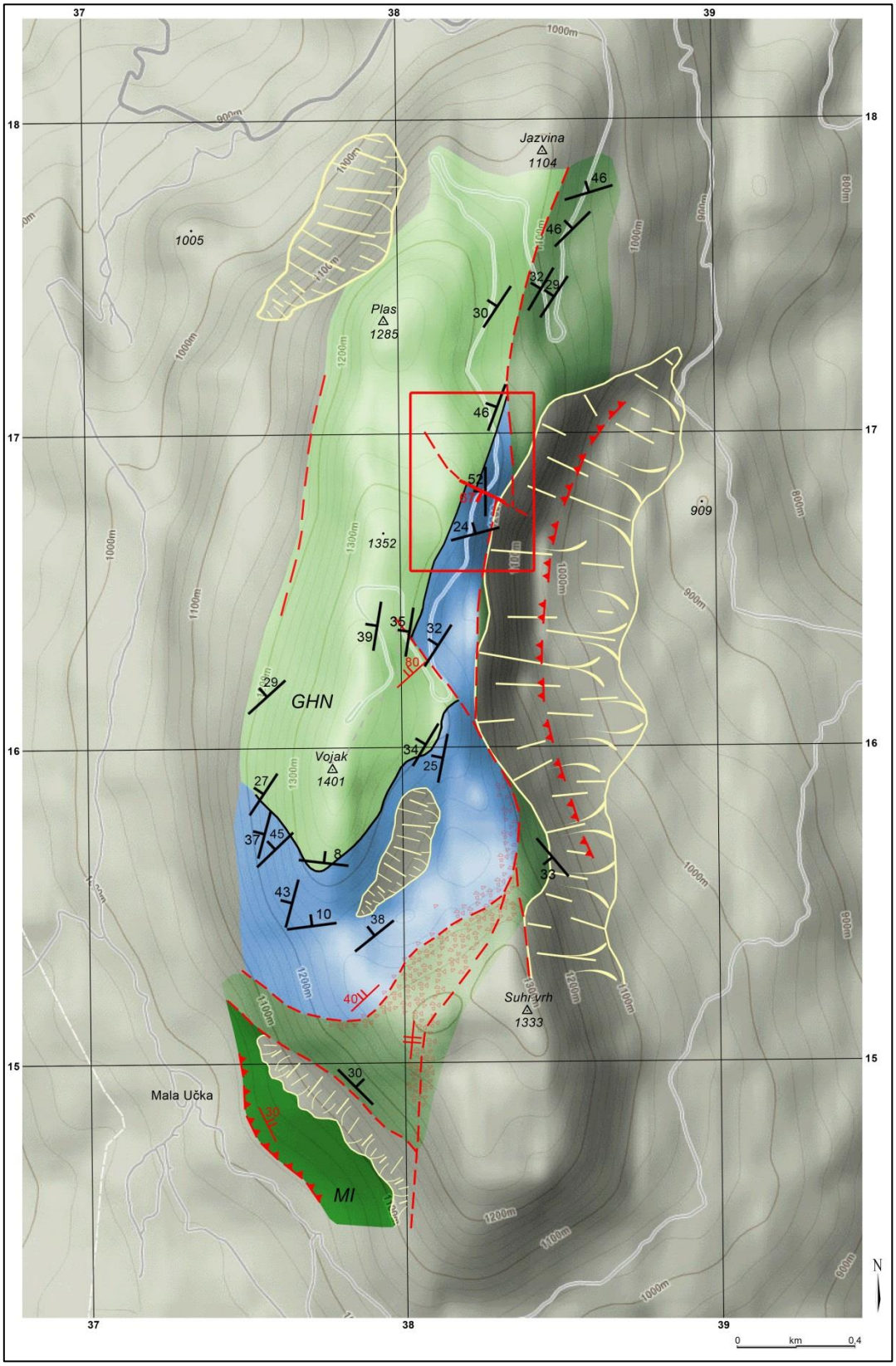
Detaljni geološki stup **Učka** (oznaka **BU**, Prilog 8) snimljen je u zasjeku ceste koja vodi prema vrhu Učke (vrhu Vojak), generalnog pružanja sjever-sjeveroistok–jug-jugozapad (sl. 4.18. i 4.19.). Naslage su debeloslojevite i znatno tektonski poremećene pa su dijelovi geološkog stupa snimljeni u obliku metarskih paketa. Geološki stup je sniman u listopadu 2011. godine. Debljina snimljenih naslaga iznosi 36,6 m (čemu je pribrojeno i 2,5 m prekida). Dubljemorska jedinica konijačke starosti zahvaćena je u svom gornjem dijelu u debljini od 27 m, a krovinska jedinica Gornji Humac u debljini od oko 10 m (sl. 4.20., Prilog 8).

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Učka:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 38 313, $\mathbf{X_A}$: 50 16 872
(WGS84) **A**: 45° 17' 18.88559"N, 14° 12' 42.8041"E

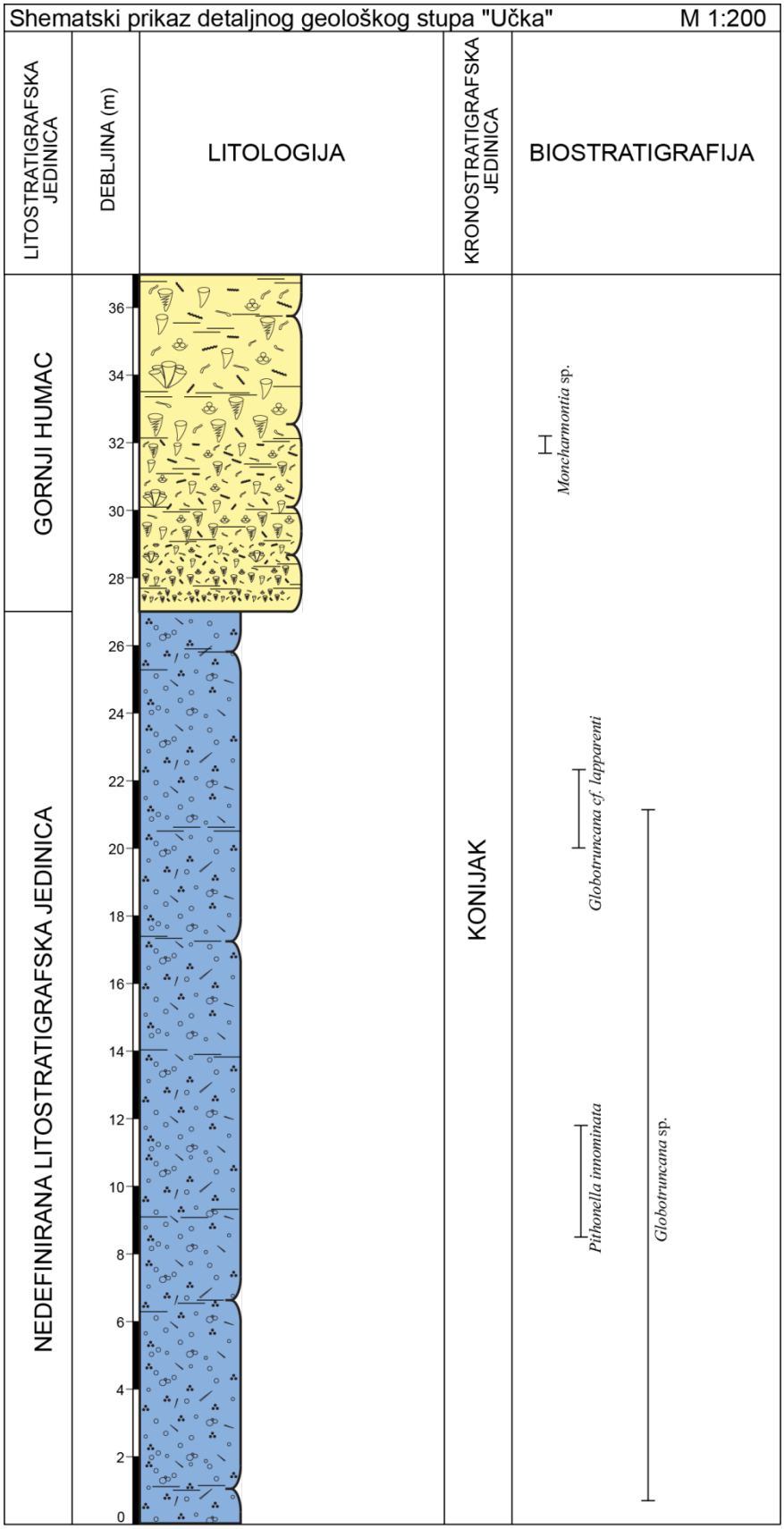
Koordinate **završne** točke geološkog stupa Učka:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 38 298, $\mathbf{X_B}$: 50 17 017
(WGS84) **B**: 45° 17' 23.57728"N, 45° 12' 42.05081"E



Sl. 4.18. Lokacija detaljnog geološkog stupa Učka (BU) (udaljenost od točke A do točke B je približno 120 m).



Sl. 4.19. Geološka karta šireg područja oko geološkog stupa Učka (područje sa slike 4.18.) s naznačenom lokacijom geološkog stupa (crveni pravokutnik) (prospekcijska istraživanja V. Brčić, L. Fuček, T. Korbar, D. Matičec, D. Palenik; potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).



Sl. 4.20. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Učka (za detalje vidjeti Prilog 8).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 8):

Dubljemorske naslage stratigrafskog raspona konijak–santon

0–25 m

Interval kalcisferskih vekston–pekstona s dosta sitnog karbonatnog detritusa i mikritnom osnovom. Osim kalcisfera (*Pithonella innominata*), prisutne su i planktonske foraminifere (fragmenti globotrunkanida – *Globotruncana* cf. *lapparenti*), bodlje ježinaca, kršje školjkaša, te u manjoj mjeri eolisakusi i taumatoporele. Cijeli interval je homogen, te pri vrhu pokazuje pokrupnjavanje naviše. Postupno raste udio plitkovodnog karbonatnog detritusa i krupnijih alokema, a sve je manje pelagičkog materijala. Iznad ovog intervala nalazi se nekoliko m debeo prijelazni facijes u kojem dominira alohtoni bioklastični materijal. Struktura kalcisferskih vapnenaca je slabo uređena, homogena, a stijena je svijetlosivih do svijetlosmeđih nijansi i krtog loma. Izdanci su masivni i tektonski raspucani brojnim pukotinskim sustavima.

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

25–37 m

Interval bioklastično-peloidnih pekston–grejnstona s brojnim sitnim bentičkim foraminiferama (*Moncharmontia* sp., rotalidne i miliolidne forme), eolisakusima, plitkovodnim karbonatnim detritusom, te u manjoj mjeri taumatoporelama i kršjem školjkaša. Kalcisfere i planktonske foraminifere su prisutne izuzetno rijetko. Struktura je vrlo zrnasta, neuređena, s nezaobljenim alokemima, često rekristalizirana. Stijene su kompaktne, svijetle, s hrapavim erozijskim površinama i debljeslojevite.

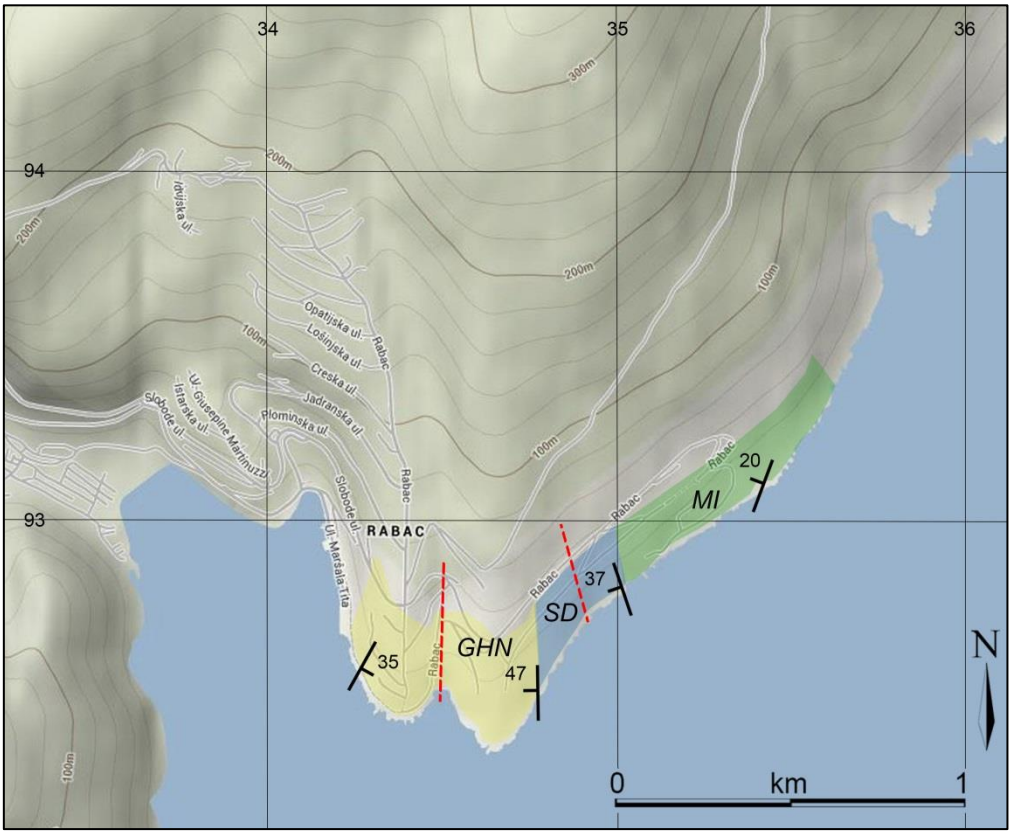
4.1.8. Uzorkovani geološki profil Rabac

Pregledni uzorkovani profil **Rabac** (oznaka **Rb**, Prilog 9) snimljen je duž istočne obale od samoga mjesta Rabac (Prohaska) u pravcu SI–JZ (sl. 4.21. i 4.22.). Snimanje je obavljeno u srpnju 2012. godine (terenska ekipa: Tvrtko Korbar, Ladislav Fuček i Vlatko Brčić), a ukupna debljina slijeda naslaga iznosi približno 310 m. Zahvaćene su tri neformalne litostratigrafske jedinice: Milna u debljini približno 100 m, Sv. Duh približno 60 m i Gornji Humac približno 150 m. Debljina jedinice Sv. Duh je reducirana rasjedom (sl. 4.23., Prilog 9).

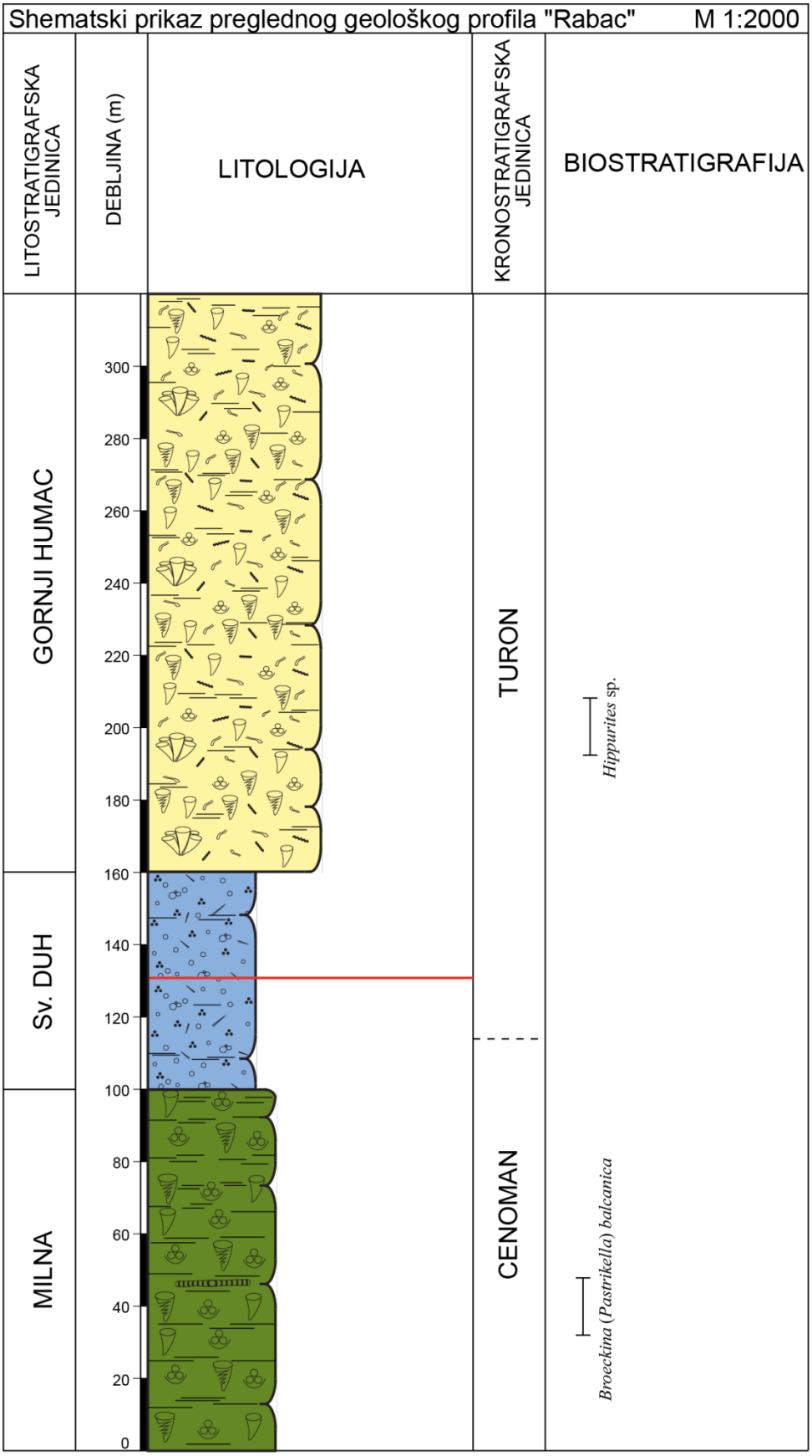
Koordinate **početne** točke profila Rabac:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 35 420, $\mathbf{X_A}$: 49 93 120
(WGS84) **A**: 45° 4' 28.63139"N, 14° 10' 41.14353"E

Koordinate **završne** točke profila Rabac:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 34 272, $\mathbf{X_B}$: 49 92 537
(WGS84) **B**: 45° 4' 9.36717"N, 14° 9' 48.94066"E

Sl. 4.21. Lokacija preglednog geološkog profila Rabac (Rb) (udaljenost od točke A do točke B je približno 1400 m).



Sl. 4.22. Geološka karta šireg područja oko preglednog geološkog profila Rabac (područje sa slike 4.21., potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).



Sl. 4.23. Shematski prikaz preglednog geološkog profila Rabac (za detalje vidjeti Prilog 9).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 9):

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

0–100 m

Interval laminiranih, bioklastično-skeletno-peloidnih vekston-pekstona s bentičkim foraminiferama (nezazatidama, miliolidama, kuneolinama, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*), kršjem školjkaša, bodljama ježinaca, eolisakusima, taumatoporelama, ostrakodima, te vrlo rijetkom pojavom planktonskih foraminifera i kalcisfera. U osnovi je prisutan dominantno „mrljasti" madston. Struktura je slabo uređena te umjereno rekristalizirana. Stijene su svijetlosmeđih nijansi i debljeslojevite.

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

100–160 m

Interval pelagičkih madston–vekstona s rijetkim ostrakodima, planktonskim foraminiferama i vrlo rijetkim kalcisferama. Struktura je homogena, svijetlosiva do smećkasta, krta i debeloslojevita. Tektonska zona (rasjed?) koja reducira debljinu nalazi se u središnjem dijelu snimljenog profila.

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

160–310 m

Slijedi interval plitkovodnih, dobroslojevitih rudistnih floutstona s čestim rudistnim biostromama (među rudistima utvrđeni su primjerci *Hippurites* sp.) u izmjeni s tankoslojevitim eolisakusnim madston–vekston–pekstonima.

4.1.9. Detaljni geološki stup i profil Barban

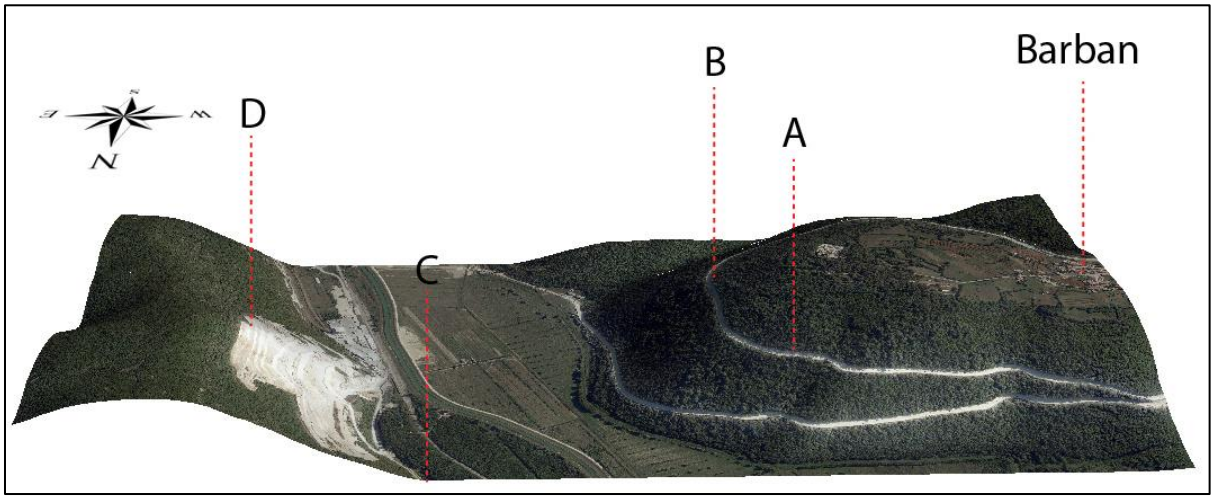
Detaljni geološki profil **Barban** (oznaka **BB**, Prilog 10) snimljen je u zasjeku ceste Barban–Most Raša, u kamenolomu sjeverno od mosta na Raši, te bližoj okolici samog kamenoloma (sl. 4.24. i 4.25.). Cesta se razmjerno strmo, u obliku serpentina, spušta iz mjesta Barban prema istoku u dolinu rijeke Raše, a naslage u kamenolomu na suprotnoj strani doline su potpuno otkrivene na eksploatacijskim etažama. Kontakt s podinom istraživanih naslaga snimljen je oko 500 m sjeverozapadno od kamenoloma. Profil je sniman u travnju 2013. godine (terenska ekipa: Ladislav Fuček i Vlatko Brčić). Ukupna debljina snimljenih naslaga (od kontakta jedinica Milna–Sv. Duh do kontakta jedinica Sv. Duh–Gornji Humac) određena je pomoću metode profila, te iznosi približno 174 m. Zahvaćena debljina neformalne litostratigrafske jedinice Milna iznosi približno 42 m, jedinice Sv. Duh oko 126 m, a jedinice Gornji Humac 6 m (sl. 4.26., Prilog 10).

Koordinate **početne** točke profila Barban–zasjek ceste:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 23 886, $\mathbf{X_A}$: 49 91 889
(WGS84) **A**: 45° 3' 44.63043"N, 14° 1' 54.58028"E

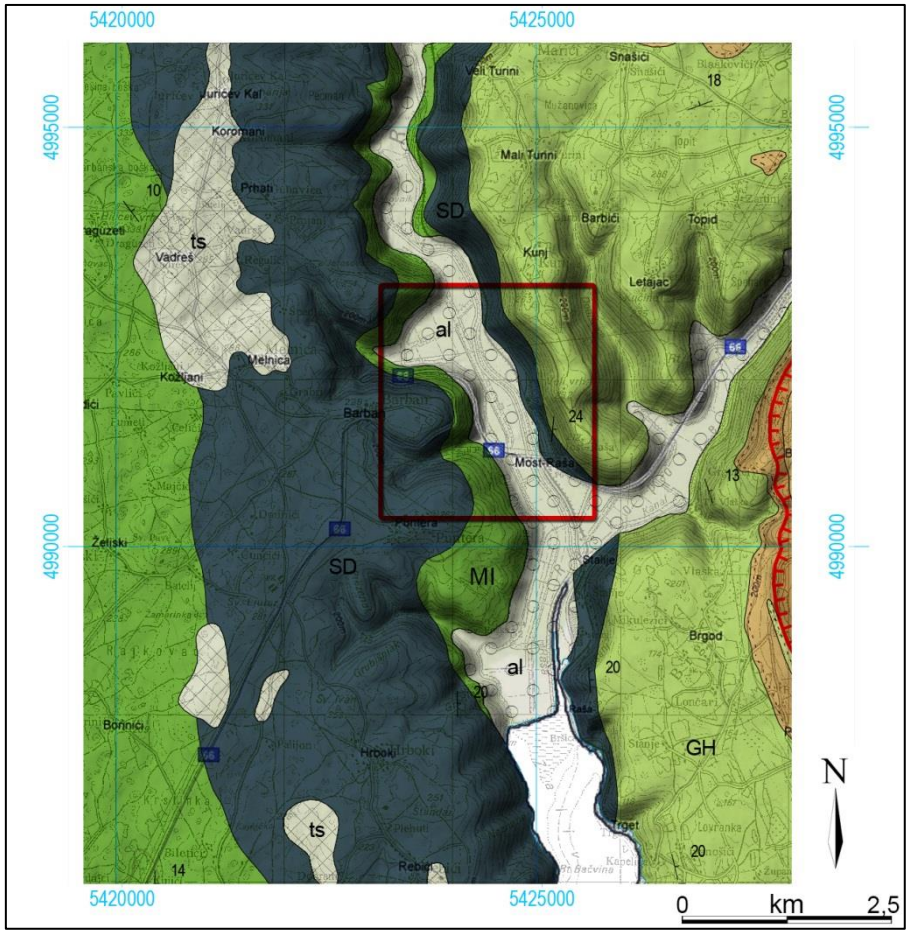
Koordinate **završne** točke profila Barban–zasjek ceste:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{X_B}$: 54 24 031, $\mathbf{X_B}$: 49 91 543
(WGS84) **B**: 45° 3' 33.47993"N, 14° 2' 1.39564"E

Koordinate **početne** točke profila Barban–kamenolom:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_C}$: 54 24 363, $\mathbf{X_C}$: 49 92 622
(WGS84) **C**: 45° 4' 8.55572"N, 14° 2' 15.98172"E

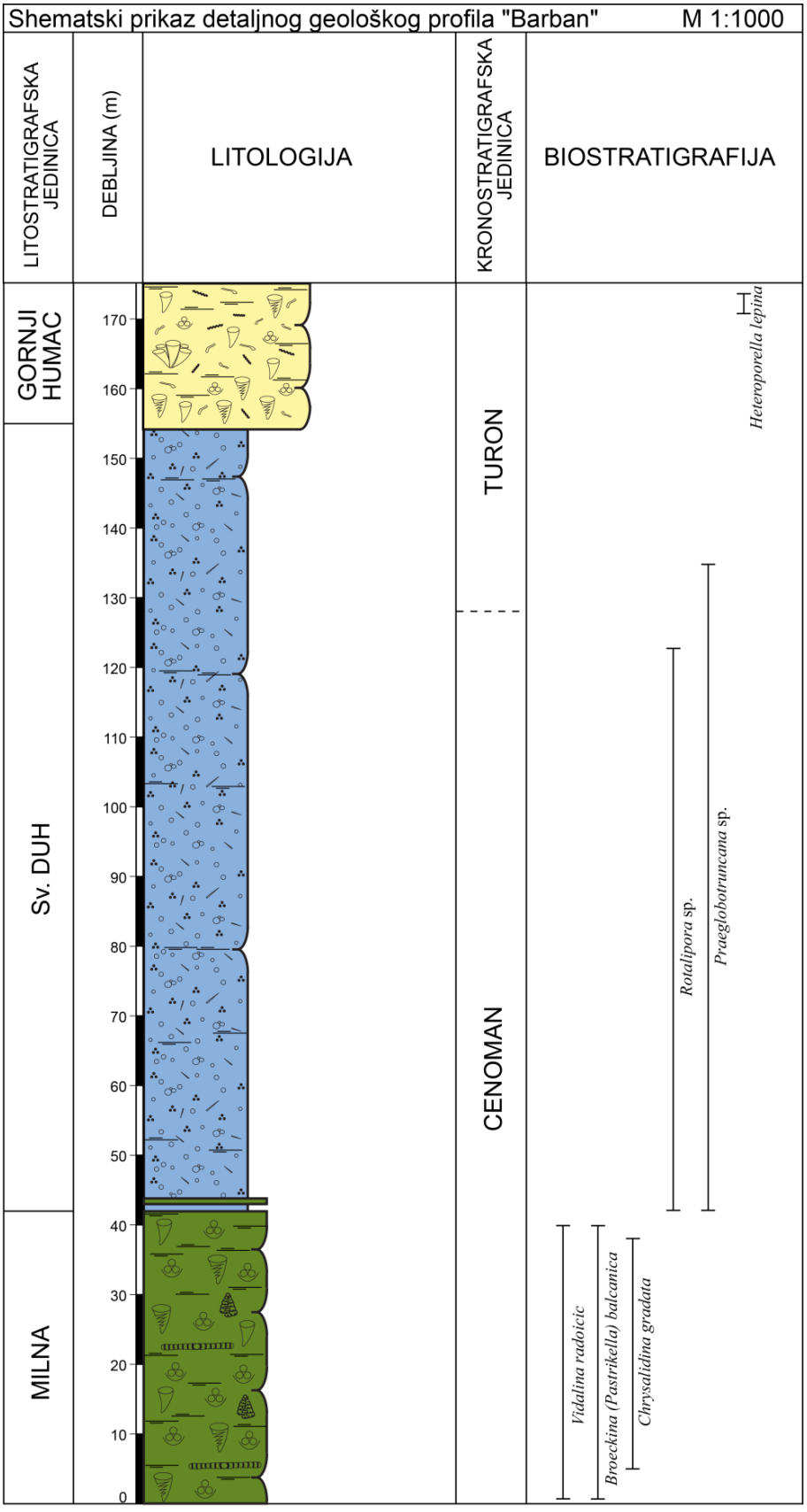
Koordinate **završne** točke profila Barban–kamenolom:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_D}$: 54 25 173, $\mathbf{X_D}$: 49 91 693
(WGS84) **D**: 45° 3' 38.77634"N, 14° 2' 53.50326"E



Sl. 4.24. Lokacija detaljnog geološkog profila Barban (oznaka BB) (udaljenost od točke A do točke B je približno 500 m).



Sl. 4.25. Geološka karta šireg područja oko profila Barban (područje sa slike 4.24.) s naznačenom užom lokacijom profila (crveni pravokutnik) (isječak karte prema MATIČEC et al., 2014, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.1., neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh je posebno istaknuta plavom bojom).



Sl. 4.26. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Barban (za detalje vidjeti Prilog 10).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 10):

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

0–44 m

Interval dominantno peloidno-skeletno-bioklastičnih vekston–pekstona s brojnim bentičkim foraminiferama (*Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, *Chrysalidina gradata*, *Vidalina radoicicae*, dicikline, miliolide, nezazate, skandoneje, kuneoline), kršjem školjkaša (uglavnom rudista), sitnim karbonatnim detritusom, ostrakodima, algama, te mjestimice eolisakusima, taumatoporelama, krupnim gastropodima i rijetkim pelagičkim česticama. Osnova je mikritna, pelmikritna ili mikrosparitna. Struktura je slabo uređena, često strujno laminirana, homogena. Stijene su svijetlosmeđih nijansi i često trošne, rekristalizirane i dolomitizirane. Izraženo je i cijanobakterijsko–algalno obraštanje bioklasta. U vršnom dijelu intervala pojavljuju se vrlo rijetke pelagičke foraminifere (*Praeglobotruncana* sp. i *Rotalipora* sp.) i kalcisfere. Litotipovi ovog intervala su uglavnom zrnaste teksture, često u obliku manjih klinoformnih tijela koja vrlo brzo lateralno isklinjavaju. Stijene su uglavnom tankoslojevite.

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

44–135 m

Interval homogenog pelagičkog madston–vekstona s mikritnom osnovom. Od alokema najčešće su planktonske foraminifere (*Praeglobotruncana* sp., heterohelicide, *Rotalipora* sp.), te kalcisfere. U manjem udjelu pojavljuju se bodlje ježinaca, bioklasti tankoljušturnih školjkaša, ostrakodi, spikule spužvi, sitni karbonatni detritus, te vrlo rijetko bioklasti rudista, bentičke foraminifere i eolisakusi. Stijene su sivkasto-svijetlosmeđih nijansi, krtog loma, trošne, rekristalizirane, brašnaste i debeloslojevitog do potpuno masivnog habitusa.

135–155 m

Interval peloidno-onkoidnih, dobrosortiranih pekston–grejnstona sa sparitnom osnovom i zrnskom potporom koji započinje stilolitskim kontaktom kalcisferskog vekstona i peloidno-ooidnog pekston–grejnstona. Bioklasti rudista, bentičke foraminifere, bodlje ježinaca i ostrakodi su zaobljeni i mikritizirani po rubovima (bahamitni peloidi). Rijetko se

nalaze kalcisfere i planktonske foraminifere. Kosa slojevitost s positnjavanjem naviše je glavna teksturna odlika ovog intervala. Alokemi su dobro sortirani i zaobljeni, a stijena je laminirane građe. Iznad ovog intervala dolazi do miješanja, odnosno, lećaste izmjene zrnastih litotipova s kalcisferskim vekstonima. Samo 2 m više u stupu pojavljuju se eolisakusni litotipovi, no još uvijek ima i ostrakoda i ostataka pelagičkog utjecaja. Slojevi s kosom slojevitošću su debljine od 1,5 do 3 m u najdebljem dijelu te pokazuju gradaciju grejnston → pekston/grejnston → vekston/pekston i kalcisferski madston-vekston (positnjavanje naviše). Ovaj interval završava eolisakusno-bioklastičnim litotipom debljine 6–7 m. Ukupno, ova tijela čine paket u debljini od približno 15 m (vidi Prilog 10).

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

155–174 m

Interval dominantno bioklastično-peloidno-ooidnih grejnstona potpuno neuređene strukture s dosta bentičkih foraminifera (miliolida, diciklina, kuneolina i foraminifera krizalidinske strukture), kršja rudista, sitnog karbonatnog detritusa, ali i s pojavama planktonskog materijala, bodlji ježinaca, spikula spužvi, te cijanobakterijsko–algalnih obraštanja. Tankoljušturni školjkaši tipa egzogira se pojavljuju u obliku horizonata, a nađeni su i rudisti roda *Distefanella*. Rjeđe se nalaze presjeci dasikladalnih alga. Mjestimice se pojavljuju eolisakusi, a vrlo rijetko i džepovi fekalnih peleta. Osnova je mikrosparitna do sparitna. Interval završava distefanelsko–radiolitidnim floutstonima s brojnim dasikladalnim algama i eolisakusima.

4.1.10. Detaljni geološki stup i profil Medulin

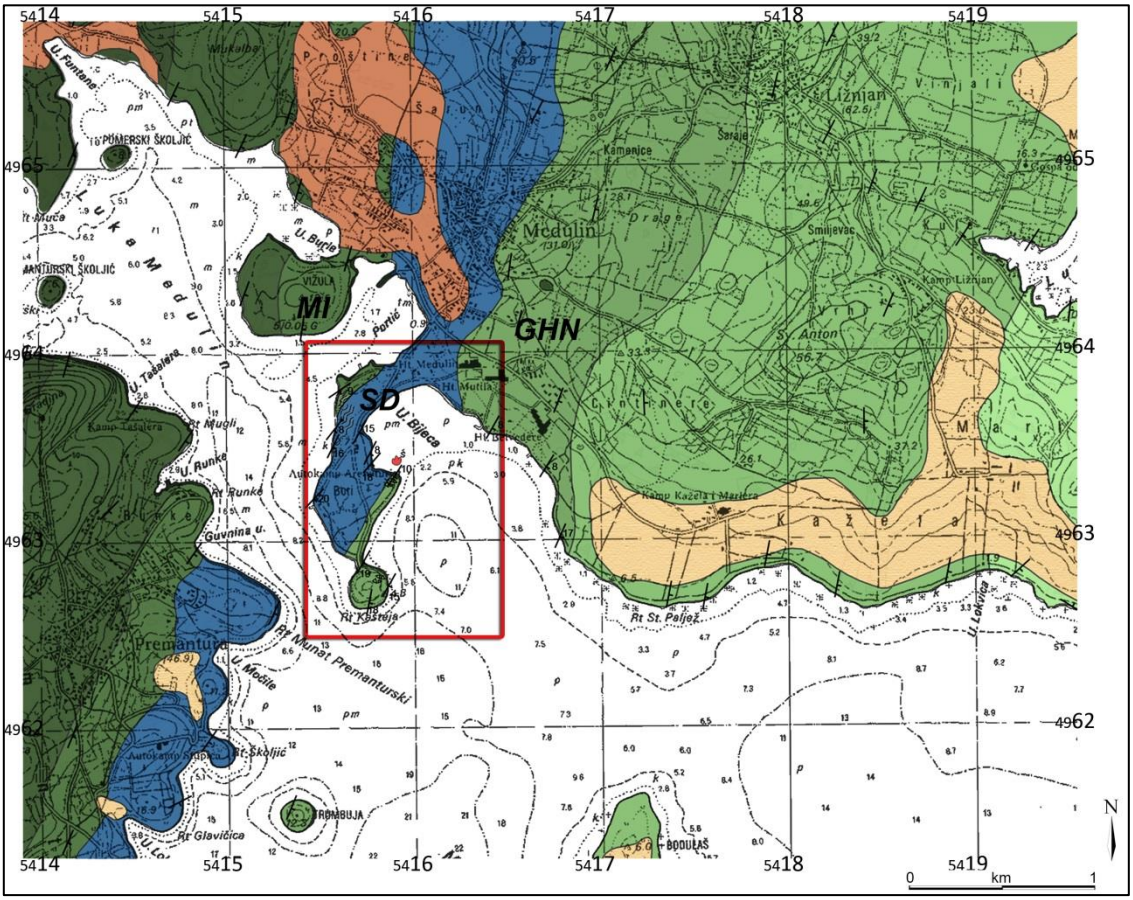
Detaljni geološki profil **Medulin** (oznaka **M**, Prilog 11) snimljen je od uvale Bijeca, preko poluotoka Bori do samog rta Kašteja (sl. 4.27. i 4.28.). Naslage se kontinuirano mogu pratiti i dalje u krovinu od istočne obale uvale Bijeca preko rta St. Paljež prema rtu Marlera. Profil je snimljen 2013. godine. (terenska ekipa: Ladislav Fuček i Vlatko Brčić). Ukupna debljina snimljenih naslaga određena je pomoću metode profila, te iznosi približno 190 m. Zahvaćene jedinice su Milna (debljine oko 20 m), Sv. Duh (debljine približno 76 m) i Gornji Humac (debljine oko 94 m) (sl. 4.29., Prilog 11).

Koordinate **početne** točke profila Medulin:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 15 598, $\mathbf{X_A}$: 49 63 775
(WGS84) **A**: 44° 48' 30.67146"N, 13° 55' 52.73673"E

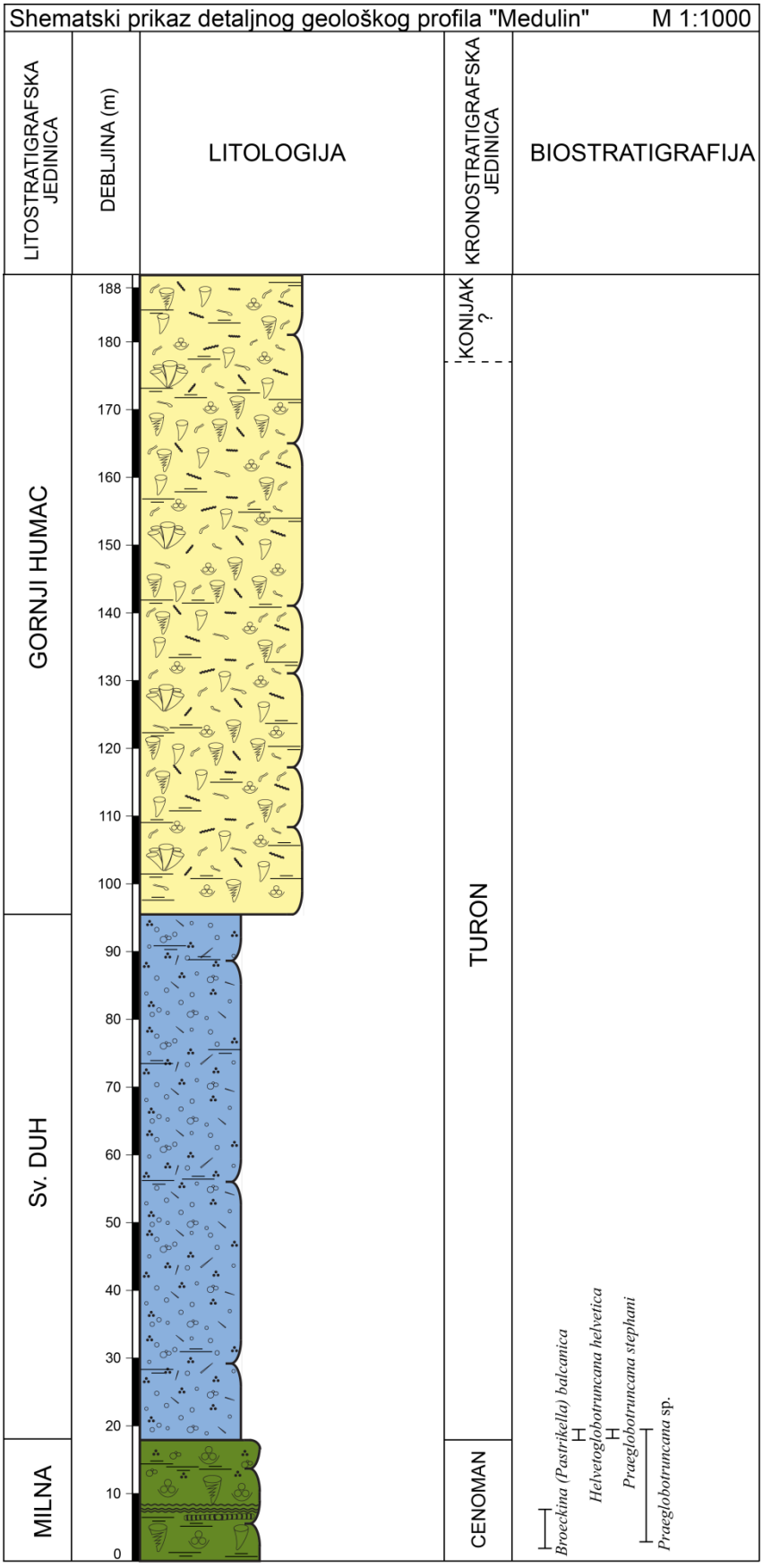
Koordinate **završne** točke profila Medulin:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 15 861, $\mathbf{X_B}$: 49 62 768
(WGS84) **B**: 44° 47' 58.16701"N, 13° 56' 5.30296"E

Koordinate **prospekcijske** točke profila Medulin:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_C}$: 54 16 778, $\mathbf{X_C}$: 49 62 997
(WGS84) **C**: 44° 48' 5.97105"N, 13° 56' 46.88416"E

Sl. 4.27. Lokacija detaljnog geološkog profila Medulin (M) (udaljenost od točke A do točke B je približno 1100 m).



Sl. 4.28. Geološka karta šireg područja oko profila Medulin (područje sa slike 4.27.) s naznačenom užom lokacijom profila (crveni pravokutnik) (prema radnim kartama OGK RH 1:100 000, arhiv HGI, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).



Sl. 4.29. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Medulin (za detalje vidjeti Prilog 11).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 11):

Prijelaz iz neformalne litostratigrafske jedinice Milna u Sv. Duh

0–20 m

Interval predstavljen slampiranim laminitima (izmjene sitnozrnastih pekstona s cijanobakterijskim madstonima) i tankoslojevitim vapnencima s tankoljušturnim školjkašima (lumakele). Mjestimice se nalazi i pelagički materijal (sitne kalcisfere i preglobotrunkane, fragmenti rotalipora, heterohelicide, *Helvetoglobotruncana helvetica* i *Praeglobotruncana* cf. *stephani*). Nalazi se i dosta sitnog karbonatnog detritusa s ostacima eolisakusa i taumatoporela, rijetke miliolide, nezazatide i *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, te horizontalno orijentirani filamenti. Stijene su često porozne, trošne i svijetlosmeđe do sivkaste boje, struktura im je neuređena, a slojne površine često su nodularne.

Neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh

20–95 m

Interval trošnih, rekristaliziranih, skeletno-bioklastičnih vekston–pekstona s kalcisferama (*Pithonella innominata*), karbonatnim detritusom i kršjem školjkaša, bodljikaša, spužvi i ostrakoda. Osnova je mikritna do mikrosparitna. Vrlo su rijetke sitne planktonske foraminifere (fragmenti globotrunkanida). Pri vrhu intervala nađene su obraštajuće aglutinirane foraminifere (*Coscinophragma* sp. / *Acrulliamina* sp. / *Amobaculites* sp.?). Često se nalazi blaga strujna laminacija s djelomično uređenom strukturom. Stijene su homogene, trošne, brašnaste, svijetlosivih nijansi i nodularnih slojnih površina.

Neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac

95–190 m

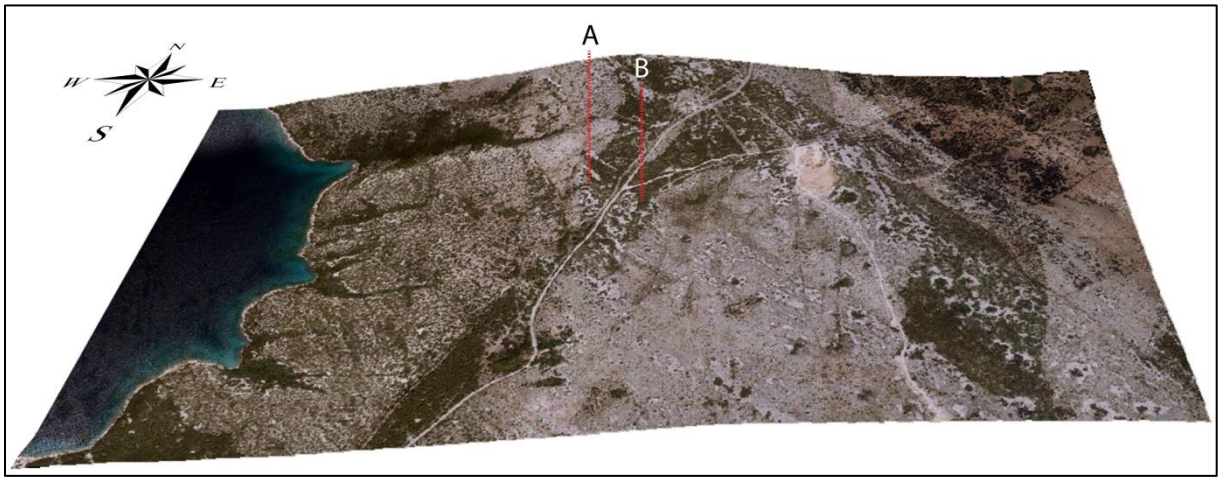
Interval plitkovodnih, dobroslojevitih rudistnih floutstona s čestim rudistnim biostromama u izmjeni s tankoslojevitim, stilolitiziranim, eolisakusnim madston–vekston–pekstonima. Sadrži rijetke bentičke foraminifere, krupne gastropode, briozoje, alge, te tragove pelagičkog materijala. Unutar ovog intervala može se izdvojiti nekoliko m široka zona brečiranog i izrazito bioturbiranog intervala izgrađenog od autohtonog materijala (djelovanjem sinsed. tektonike). Nešto više u slijedu se pojavljuju i desikacijske pukotine.

4.1.11. Detaljni geološki stup Osor

Unutar ovog rada za potrebe korelacije neformalnih litostratigrafskih jedinica Milna (član Niska) i Sv. Duh preuzeti su podaci dobiveni snimanjem detaljnog geološkog stupa **Osor** (oznaka **COS**, sl. 4.33.) na otoku Cresu (geološki stup je snimljen u sklopu projekta OGK RH 1:50.000, projekt Jadran, zadatak Cres–Lošinj Hrvatskog geološkog instituta; autori geološkog stupa: Ladislav Fuček, Igor Vlahović, Antun Husinec i Tvrtko Korbar, sedimentološko–petrografske analize: Nenad Oštrić, 1997). Geološki stup je snimljen oko 2 km sjeveroistočno od Osora (na lokalitetu Vela Prepoved), 200 m od glavne ceste Cres–Lošinj (sl. 4.30.). Snimanje je obavljeno od zapada prema istoku.

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Osor:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 43 325, $\mathbf{X_A}$: 49 52 125
(WGS84) **A**: 44° 42' 23.16029"N, 14° 16' 59.04796"E

Koordinate **završne** točke geološkog stupa Osor:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 53 500, $\mathbf{X_B}$: 49 52 075
(WGS84) **B**: 44° 42' 24.18007"N, 14° 24' 41.25450"E



Sl. 4.30. Lokacija detaljnog geološkog stupa Osor (COS) (udaljenost od točke A do točke B je približno 400 m).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi sl. 4.33.):

Početak detaljnog geološkog stupa COS predstavlja neformalnu litostratigrafsku jedinicu Belej, središnji dio jedinicu Milna (član Niska), a završni dio stupa čine naslage jedinice Sv. Duh (vidi sl. 4.33.)

Dominiraju skeletno-peloidno-bioklastični vekston–pekstoni s različitim udjelom kalcisfera. Od planktonskih foraminifera pojavljuju se *Heterohelix* sp. i *Hedbergella* sp. Česti su bioklasti rudista, tankoljušturnih školjkaša, ostrakodi, bodlje ježinaca, taumatoporele, eolisakusi, bentičke foraminifere (rotalide, *Pseudorhapydionina dubia, Chrysalidina gradata, Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, nezazate, kuneoline, *Vidalina radoicicae* i gastropodi. Utvrđena mikrofosilna zajednica pripada rasponu cenoman–mlađi turon.

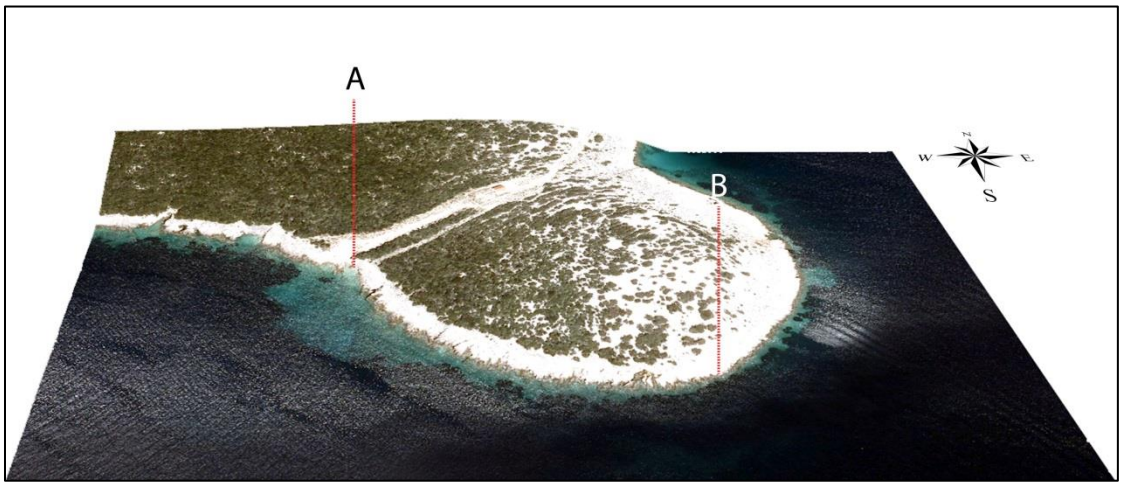
4.1.12. Detaljni geološki stup Martinšćica

Za korelaciju krovinskih naslaga jedinice Sv. Duh (neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac) preuzeti su podaci s geoloških stupova **Martinšćica A,** oznake **CMA** (autori: Ladislav Fuček, Nenad Oštrić, Tvrtko Korbar i Antun Husinec) i **Martinšćica B**, oznake **CMB** (autori: Ladislav Fuček, Nenad Oštrić i Božo Prtoljan) (sl 4.33.). Detaljni geološki stup CMA snimljen je 1 km južnije od mjesta Martinšćica (na rtu Kijac) (sl. 4.31.). Ukupna debljina snimljenih naslaga iznosi 42,6 m. Detaljni geološki stup CMB (sl. 4.32.) snimljen je 2 km sjeverozapadno od mjesta Martinšćica (na rtu Koludar). Ukupna debljina snimljenih naslaga iznosi 52 m. Svrha geološkog stupa CMB bila je utvrđivanje horizonata s rudistnom makrofaunom. S obzirom da su naslage rekristalizirane i predstavljaju lateralni ekvivalent naslaga iz geološkog stupa CMA, nisu uzimani uzorci za mikropaleontološke analize.

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Martinšćica A:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 48 525, $\mathbf{X_A}$: 49 63 200
(WGS84) **A**: 44° 48' 23.32937"N, 14° 20' 51.22074"E

Koordinate **završne** točke geološkog stupa Martinšćica A:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 48 650, $\mathbf{X_B}$: 49 63 100

(WGS84) **B**: 44° 48' 20.1225"N, 14° 20' 56.94492"E



Sl. 4.31. Lokacija detaljnog geološkog stupa Martinšćica (CMA). (udaljenost od točke A do točke B je približno 300 m).

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Martinšćica B:

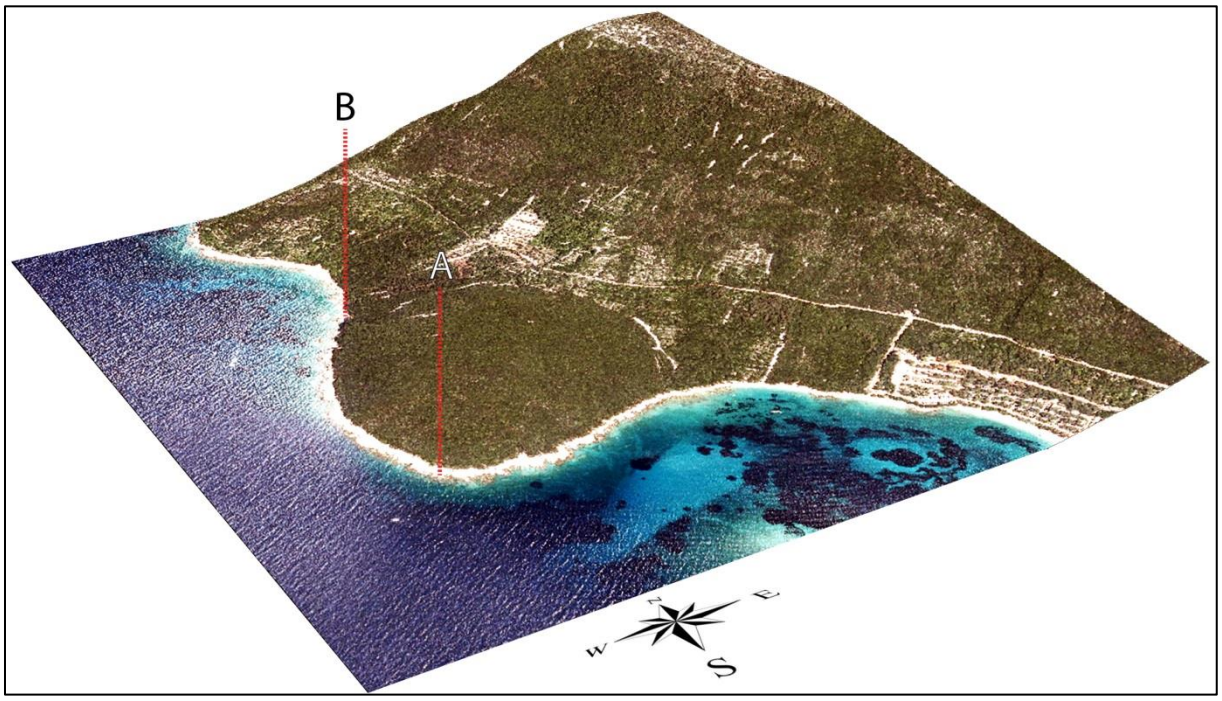
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 47 475, $\mathbf{X_A}$: 49 64 800

(WGS84) **A**: 44° 49' 14.88241"N, 14° 20' 2.84759"E

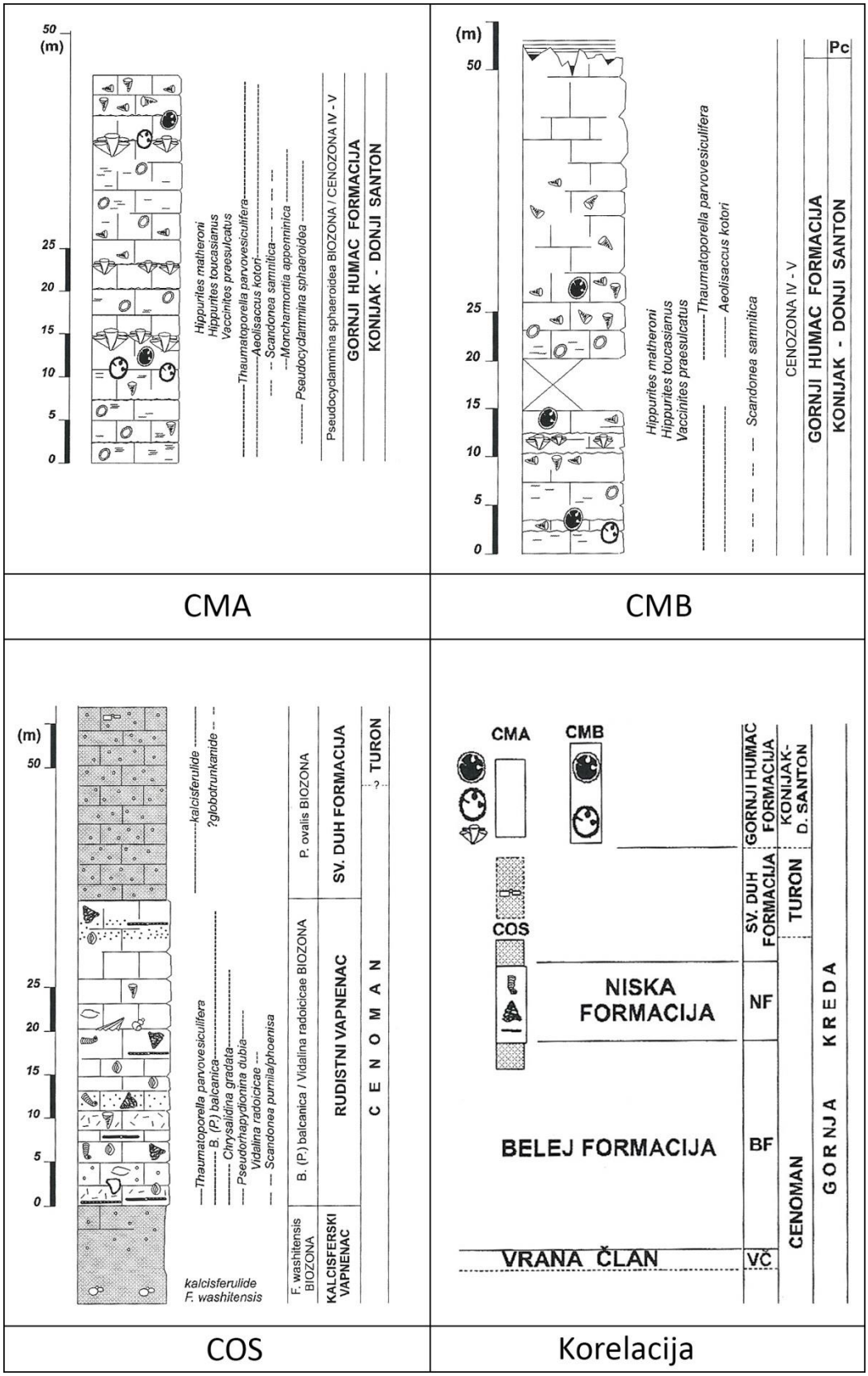
Koordinate **završne** točke geološkog stupa Martinšćica B:

(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 47 600, $\mathbf{X_B}$: 49 65 250

(WGS84) **B**: 44° 49' 29.49227"N, 14° 20' 8.3695"E



Sl. 4.32. Lokacija detaljnog geološkog stupa Martinšćica (CMB). (udaljenost od točke A do točke B je približno 400 m).



Sl. 4.33. Shematski prikazi geoloških stupova CMA (Ladislav Fuček, Nenad Oštrić, Tvrtko Korbar i Antun Husinec, 1997), CMB (Ladislav Fuček, Nenad Oštrić i Božo Prtoljan, 1997), COS (Ladislav Fuček, Igor Vlahović, Antun Husinec i Tvrtko Korbar, 1997) i korelacija stupova na otoku Cresu.

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi sl. 4.33):

Detaljni geološki stupovi Martinšćica A i Martinšćica B sadrže naslage neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac.

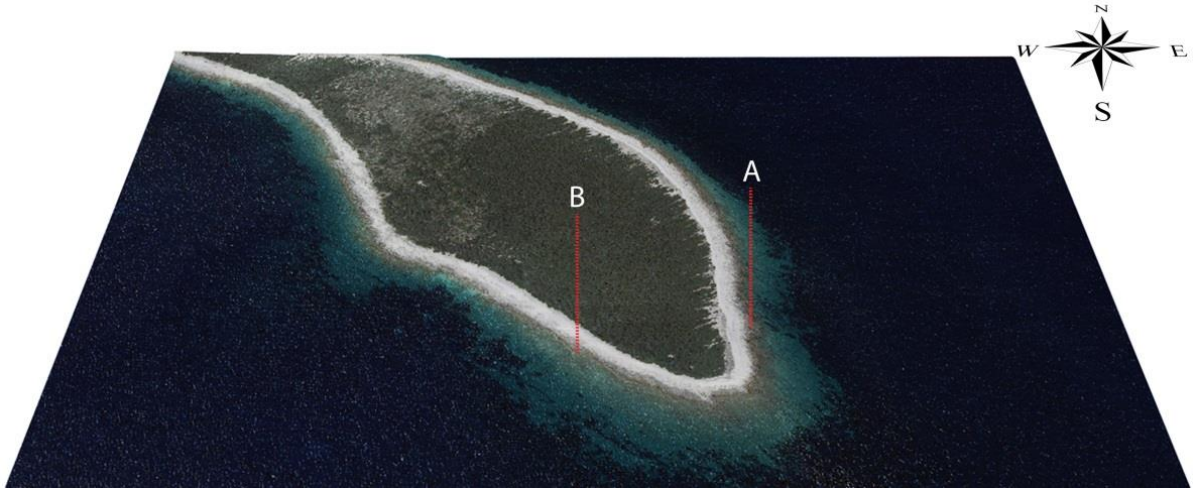
Dominiraju skeletno-peloidni vekston-pekstoni u izmjeni s rudistnim floutstonima. Od alokema su najbrojniji eolisakusi i taumatoporele, te sitne bentičke foraminifere (*Pseudonummoloculina heimi*, *Spiroloculina* sp., *Pseudolituonella reichelli*, *Biplanata peneropliformis*, rotalide, nezazatide, *Scandonea samnitica*, *Moncharmontia apenninica*. Rjeđe se pojavljuju ostrakodi i gastropodi, te tankoljušturni školjkaši, hidrozoji i bodlje ježinaca. Od rudista ističu se vrste *Hippuritella incisa* i *Vaccinites praesulcatus* (konijak–stariji santon). U zrnastim litotipovima dominira kršje rudista, a na pojedinim ljušturama školjkaša vidljivi su tragovi ubušivanja.

4.1.13. Detaljni geološki stup Premuda

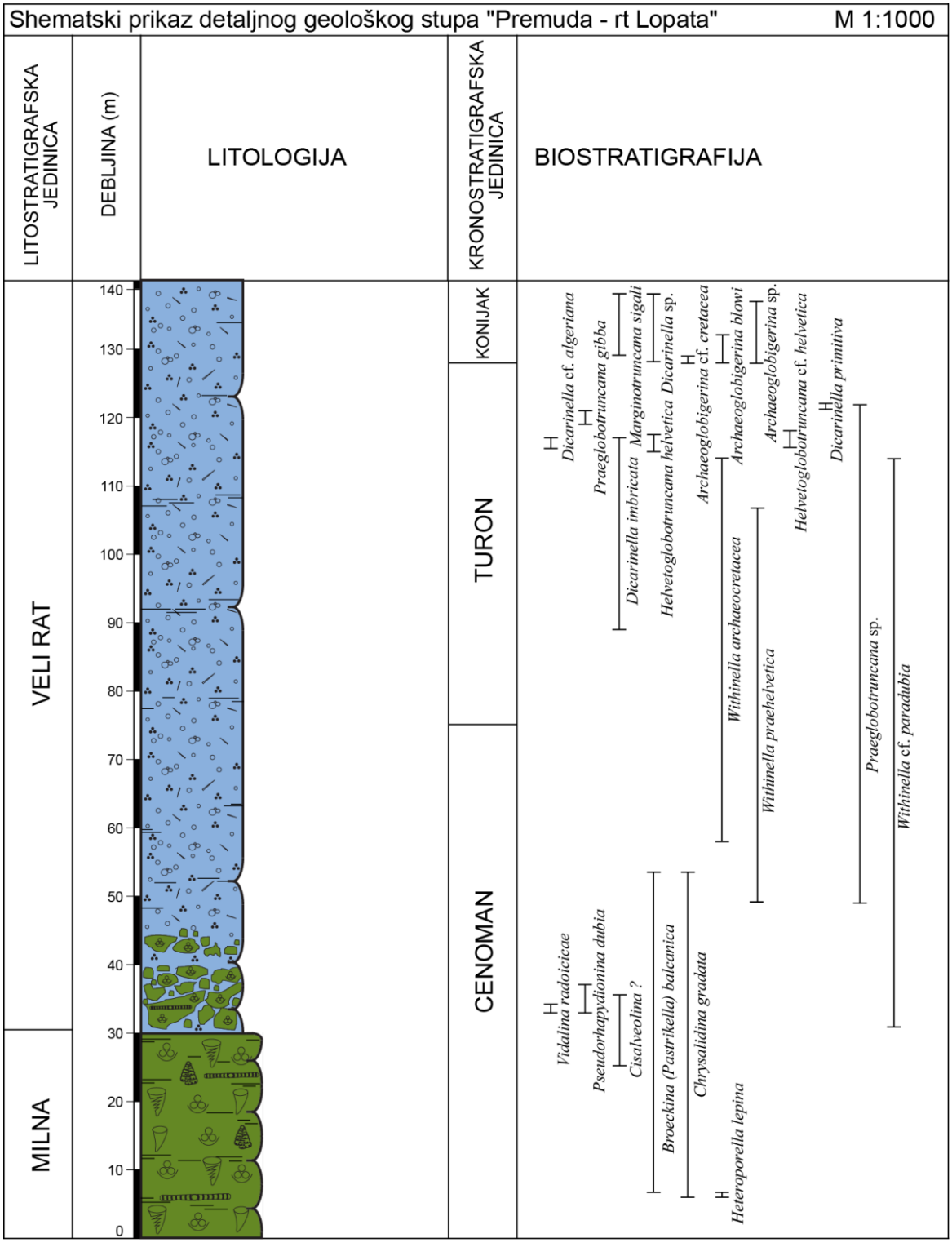
Detaljni geološki stup **Premuda** (oznaka **PLo**, Prilog 12) snimljen je na rtu Lopata, na samom jugoistočnom dijelu otoka Premude (terenska ekipa: Vlatko Brčić, Mihovil Brlek, Tvrtko Korbar, Ladislav Fuček) (sl. 4.34.). Naslage su snimane od sjeveroistoka prema jugozapadu u ukupnoj debljini od 138 m. Neformalna litostratigrafska jedinica Milna zahvaćena je u debljini od 18 m, a jedinica Veli Rat u debljini od 120 m (sl. 4.35., Prilog 12). Dubljemorske naslage se nastavljaju i dalje prema jugozapadu ali geološki stup završava na samoj obali (mlađe naslage se nalaze pod morem). Položaj slojeva je subvertikalan, a geološki stup je snimljen u svibnju 2012. godine.

Koordinate **početne** točke geološkog stupa Premuda:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_A}$: 54 73 982, $\mathbf{X_A}$: 49 06 528
(WGS84) **A**: 44° 17' 52.36523"N, 14° 40' 19.95175"E

Koordinate **završne** točke geološkog stupa Premuda:
(Gauß–Krüger) $\mathbf{Y_B}$: 54 73 846, $\mathbf{X_B}$: 49 06 479
(WGS84) **B**: 14° 17' 50.76013"N, 14° 40' 13.82567"E



Sl. 4.34. Lokacija detaljnog geološkog stupa Premuda (PLo) (udaljenost od točke A do točke B je približno 150 m).



Sl. 4.35. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Premuda (za detalje vidjeti Prilog 12).

Opisani intervali su izdvojeni na osnovu terenskih opažanja i mikrofacijesnih analiza (za detalje vidi Prilog 12):

Neformalna litostratigrafska jedinica Milna

0–18 m

Interval plitkovodnih skeletno-bioklastično-peloidnih pekston–grejnstona s dosta miliolida i algalnih obraštanja (taumatoporele i eolisakusi). Rijetko se pojavljuju bioturbacije i dolomitizirani segmenti. Unutar ovog paketa naslaga istaloženi su i rekristalizirani laminiti s mm do cm izmjenama madston-vekston-pekstona, te dva lećasta tijela debritnih breča – skeletno-peloidno-intra-bioklastični pekstoni-grejnstoni-floutstoni s krupnim bioklastima rudista i bentičkim foraminiferama. Osnova breče je sačinjena od peloida i mikrita, a u manjoj količini se pojavljuje sitni karbonatni detritus. Na 12. m geološkog stupa utvrđen je neptunijski dajk. Od bentičkih foraminifera pojavljuju se *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Chrysalidina gradata* i miliolide. Od rudista ističe se *Eoradiolites plicatus*. Pojavljuju se i rijetki presjeci dazikladalnih alga (*Heteroporella lepina*).

Prijelaz iz neformalne litostratigrafske jedinice Milna u Sv. Duh

18–54 m

U ovom intervalu pretežu debritne breče izgrađene od intraklastično-bioklastičnih floutstona. Intraklasti predstavljaju peloidno-skeletne grejnstone, bioklastično-peloidne grejnstone i peloidno-skeletne vekston–pekstone (krupniji i sitniji komadi ljuštura rudista). U intraklastima, ali i u matriksu česte su bentičke foraminifere (*Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Chrysalidina gradata, Vidalina radoicicae, Pseudorhapydionina dubia, Pseudolithuonella reichelli, Cisalveolina* sp.). U matriksu debritnih breča uočavaju se rijetke kalcisfere, a na 31. m geološkog stupa pojavljuje se prvi proslojak kalcisferskog vekstona. Između lećastih debritnih tijela i proslojaka nalaze se laminirani vekston-pekstoni. Od planktonskih foraminifera određene su *Whiteinella* cf. *paradubia, Whiteinella praehelvetica,* heterohelicide, *Macroglobigerinelloides* sp., *Praeglobotruncana* sp. i murikohedbergele.

Neformalna litostratigrafska jedinica Veli Rat

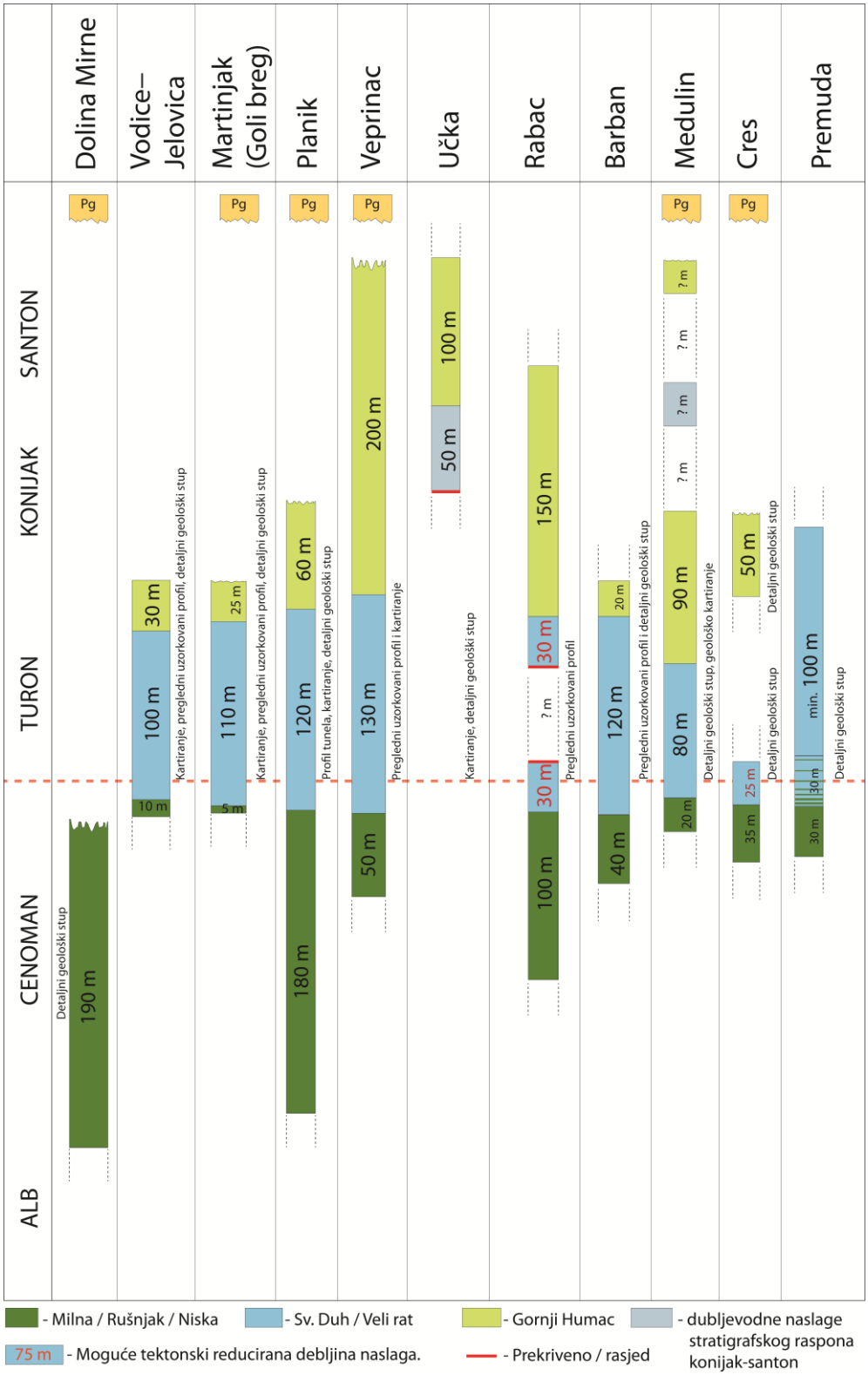
54–69 m

Interval positnjavanja naviše izgrađen je od skeletno-bioklastičnih kalcisferskih vekston–pekston–grejnstona s dosta krupnih kalcisfera s debelim ovojnicama. Bioklasti uglavnom predstavljaju kršje ljušturica ostrakoda i tankoljušturnih školjkaša, te rudista, spikula spužvi i bodlji ježinaca. Od planktonskih foraminifera pojavljuju se preglobotrunkane, *Whiteinella* cf. *archaeocretacea*, heterohelicide i globotrunkanide. Osnova je vekston koji postupno prelazi u madston, a smanjuje se udio i veličina bioklasta.

69–138 m

Zona masivnih kalcisferskih vekstona sa sitnim bioklastima tankoljušturnih školjkaša, bodlji ježinaca, spikulama spužvi i ostrakodima. Planktonske foraminifere su predstavljene heterohelicidama, *Whiteinella* sp., *Praehelvetica*, cf. *paradubia*, cf. *archaeocretacea*, *Dicarinella* cf. *algeriana*, *Dicarinella imbricata*, *Helvetoglobotruncana* cf. *helvetica*. Matriks je sačinjen od madstona. Rijetko se pojavljuju krupniji bioklasti rudista i džepovi bioklastičnih kalcisferskih vekston–pekstona. Slijed je ispresijecan i raslojen izraženim stilolitskim šavovima, te blago laminiranim litotipovima s povećanim udjelom bioklasta.

Korelacijom svih podataka dostupnih s 15 geoloških stupova i profila napravljen je kompilacijski dijagram (sl. 4.36.). Stupovi i profili prikazani su u mjerilu, a granica cenoman–turon (crvena crtkana linija) je približno određena obzirom na provodne fosile *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* i *Helvetoglobotruncana helvetica*.



Sl. 4.36. Kompilacijski dijagram snimljenih detaljnih geoloških stupova i uzorkovanih profila na području Istre i Kvarnera; granica cenoman–turon (crvena crtkana linija) je približno određena s obzirom na nalaz provodnih fosila *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* i *Helvetoglobotruncana helvetica*.

4.2. REZULTATI ANALIZA STABILNIH IZOTOPA $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$

Detaljni geološki stupovi Premuda, Martinjak i Planik su odabrani za analizu stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ iz nekoliko razloga. Prvi je razlog najmanji stupanj dijagenetskih promjena na tim stupovima, budući da dijagenetske promjene negativno utječu na rezultate analiza stabilnih izotopa. Drugi je razlog češća pojava organske tvari, što je mogući pokazatelj disoksičnih ili anoksičnih uvjeta taloženja. Za odabir profila bio je presudan i kontinuiran slijed naslaga veće debljine. Obzirom na ograničen broj uzoraka koji su analizirani (81 uzorak, vidi poglavlje 3.2.4., ljubaznošću prof. dr. sc. Bosiljke Glumac) potrebno je istaknuti da su obavljene analize samo preliminarnog karaktera, što je i naglašeno u poglavlju 6.1.

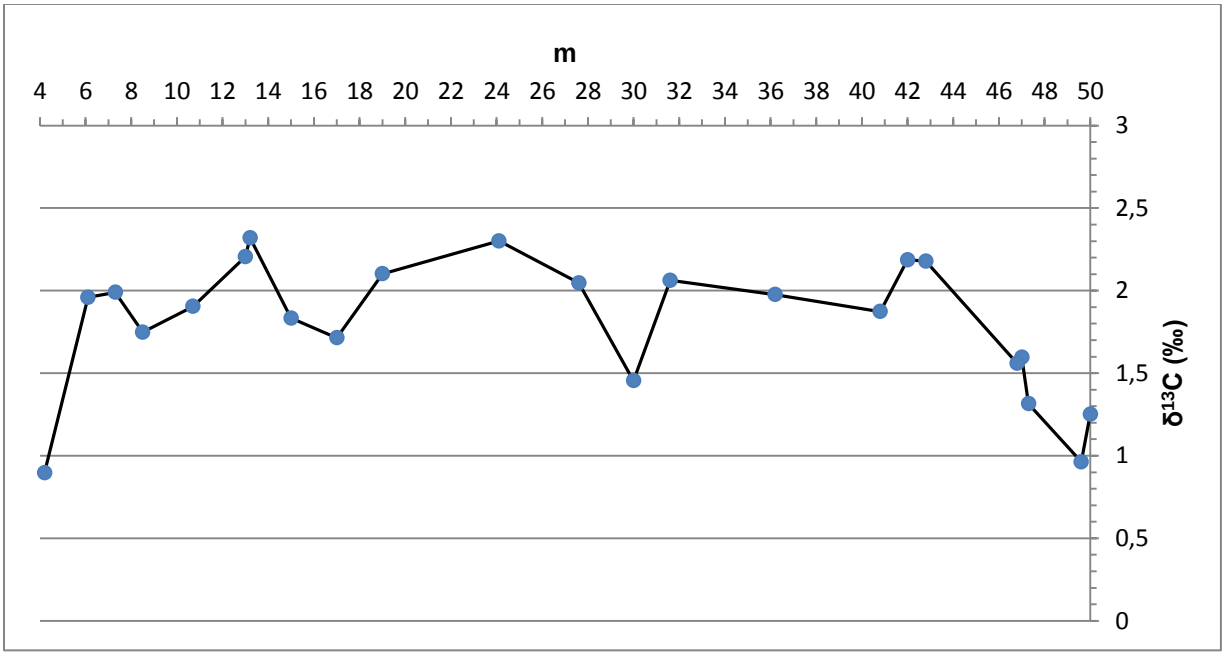
4.2.1. Rezultati analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na detaljnom geološkom stupu Martinjak

Detaljni geološki stup Martinjak na Ćićariji je bio dobar odabir za uzorkovanje u svrhu izotopne analize. Slijed naslaga je neporemećen, relativno pristupačan i bez većih dijagenetskih promjena. Nažalost, podinske naslage litostratigrafske jedinice Milna zahvaćene su samo u vršnih nekoliko metara dostupnih na geološkom stupu, što otežava interpretaciju dobivenih podataka, osobito zbog naglašenog trenda povećanja udjela izotopa $\delta^{13}C$ upravo u tom intervalu (tablica 4.1., sl. 4.37. i 4.38.).

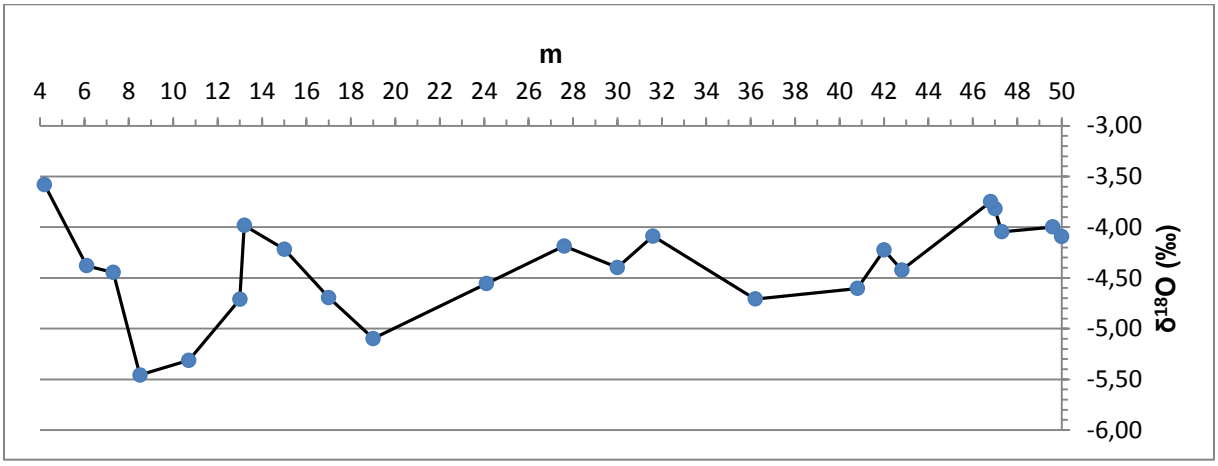
Tablica 4.1. Oznake uzoraka i njihov položaj na geološkom stupu s udjelima stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ppm). Za usporedbu pogledati prilog detaljni geološki stup Martinjak (Prilog 4).

Uzorak	Oznake uzoraka za analizu	Položaj na geol. stupu (m)	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
Ma-4	M-23	4,2	0,9	-3,58
Ma-5	M-22	6,1	1,96	-4,38
Ma-6	M-21	7,3	1,99	-4,45
Ma-7	M-20	8,5	1,75	-5,46
Ma-7-2,2	M-19	10,7	1,9	-5,31
Ma-8a	M-18	13	2,21	-4,71
Ma-8b	M-17	13,2	2,32	-3,98

Ma-8-2,0	M-16	15	1,83	-4,22
Ma-8-4,0	M-15	17	1,71	-4,69
Ma-8-6,0	M-14	19	2,1	-5,1
Ma-8-11,0	M-13	24,1	2,3	-4,56
Ma-9	M-12	27,6	2,05	-4,19
Ma-11	M-11	30	1,45	-4,4
Ma-12	M-10	31,6	2,06	-4,09
Ma-12-4,5	M-9	36,2	1,98	-4,71
Ma-13-1,3	M-8	40,8	1,87	-4,6
Ma-14	M-7	42	2,19	-4,23
Ma-15	M-6	42,8	2,18	-4,42
Ma-16a	M-5	46,8	1,56	-3,75
Ma-16b	M-4	47	1,6	-3,82
Ma-17	M-3	47,3	1,31	-4,05
Ma-18	M-2	49,6	0,96	-4
Ma-19	M-1	50	1,25	-4,09



Sl. 4.37. Krivulja izotopnog sastava $\delta^{13}C$ iz uzoraka s geološkog stupa Martinjak. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (4–50 m, položaj uzorka), a na vertikalnoj udio $\delta^{13}C$ (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Martinjak (Prilog 4).



Sl. 4.38. Krivulja izotopnog sastava $\delta^{18}O$ iz uzoraka s geološkog stupa Martinjak. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (4–50 m, položaj uzorka), a na vertikalnoj udio $\delta^{18}O$ (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Martinjak (Prilog 4).

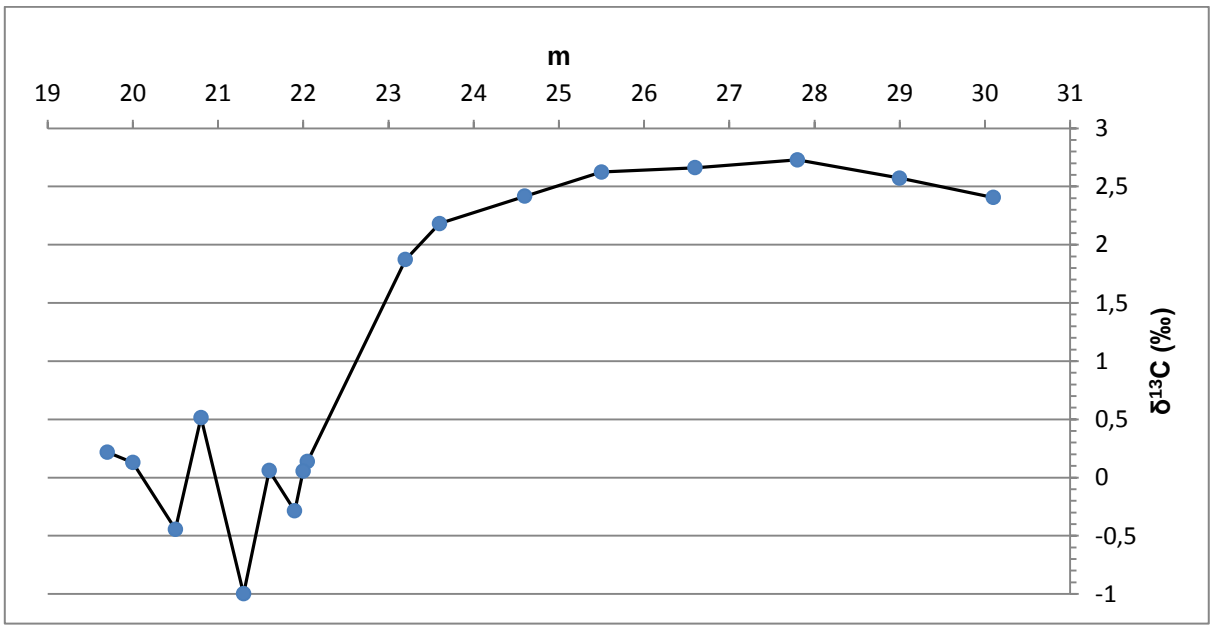
4.2.2. Rezultati analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na detaljnom geološkom stupu Planik

Detaljni geološki stup Planik uzorkovan je za analizu stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ zbog manjih dijagenetskih promjena prisutnih u uzorcima, razmjerno dobro otvorenih naslaga i zbog pojave nekoliko proslojaka vrlo bogatih organskom tvari (bituminozni facijes). Nedostatak ovog geološkog stupa je mala debljina uzorkovanih naslaga, no obzirom da se radi o prijelazu između podinske jedinice Milna i istraživane jedinice Sv. Duh geološki stup je nešto gušće uzorkovan od uobičajenog približno metarskog raspona između uzoraka (tablica 4.2., sl. 4.39. i 4.40.).

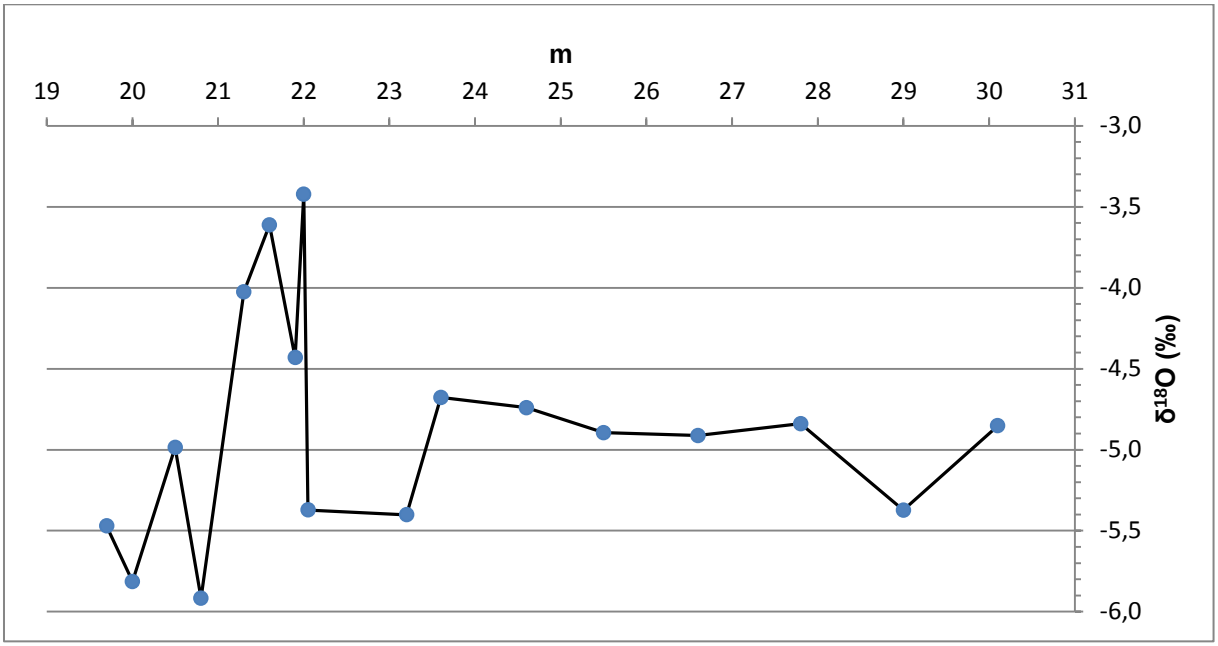
Tablica 4.2. Oznake uzoraka i njihov položaj na geološkom stupu (u m) s odnosima stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ppm). Za usporedbu pogledati prilog detaljni geološki stup Planik (Prilog 6).

Uzorak	Oznake uzoraka za analizu	Položaj na geološkom stupu (m)	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
Pl-5	P-17	19,7	0,22	-5,47
Pl-5-0,3	P-16	20	0,13	-5,81
Pl-5-0,8	P-15	20,5	-0,44	-4,99
Pl-5-1,1	P-14	20,8	0,52	-5,92
Pl-5-1,6	P-13	21,3	-1	-4,02

Pl-5-1,9	P-12	21,6	0,06	-3,61
Pl-6a	P-11	21,9	-0,29	-4,43
Pl-6b	P-10	22	0,06	-3,42
Pl-6-0,05	P-9	22,05	0,14	-5,37
Pl-6-1,2	P-8	23,2	1,87	-5,4
Pl-7	P-7	23,6	2,18	-4,68
Pl-7-1,0	P-6	24,6	2,42	-4,74
Pl-8	P-5	25,5	2,62	-4,89
Pl-8-1,1	P-4	26,6	2,66	-4,91
Pl-9	P-3	27,8	2,73	-4,84
Pl-9-1,2	P-2	29	2,57	-5,37
Pl-10	P-1	30,1	2,41	-4,85



Sl. 4.39. Krivulja izotopnog sastava $\delta^{13}C$ iz uzoraka s geološkog stupa Planik. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (19–31 m, položaj uzorka), a na vertikalnoj udio $\delta^{13}C$ (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Planik (Prilog 6).



Sl. 4.40. Krivulja izotopnog sastava $\delta^{18}O$ iz uzoraka s geološkog stupa Planik. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (19–31, položaj uzorka), a na vertikalnoj udio $\delta^{18}O$ (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Planik (Prilog 6).

4.2.3. Rezultati analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ na detaljnom geološkom stupu Premuda

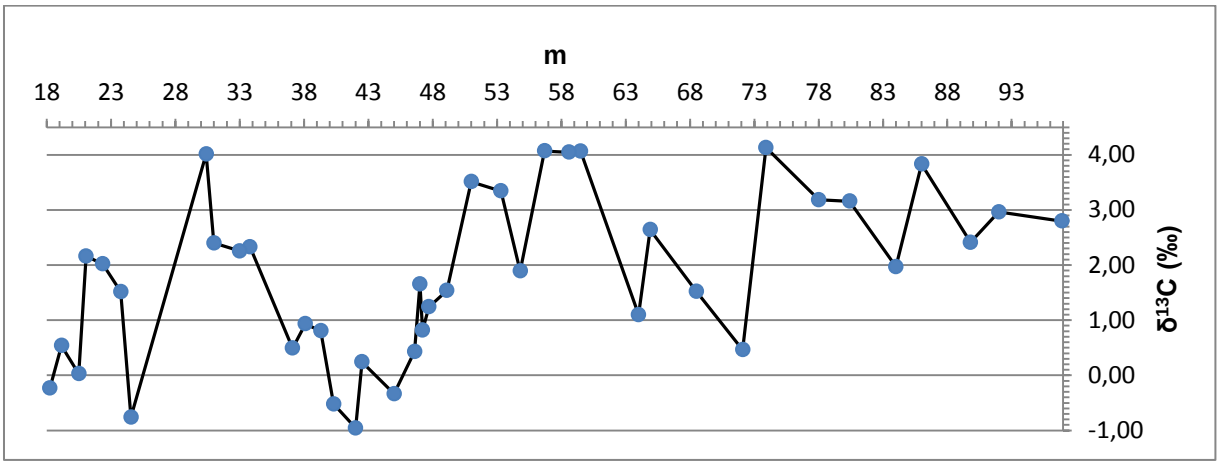
Detaljni geološki stup Premuda izabran je za analizu stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ zbog neprekinutog slijeda dobro otvorenih naslaga uz morsku obalu s gotovo vertikalnim položajem slojeva, te manjim udjelom dijagenetski izmijenjenih litotipova. Uzorkovanjem je obuhvaćen vršni dio podinske jedinice Milna i oko 66 m istraživane jedinice Sv. Duh (tablica 4.3., sl. 4.41. i 4.42.).

Tablica 4.3. Oznake uzoraka i njihov položaj na geološkom stupu (u m) s odnosima stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ppm). Za usporedbu pogledati prilog detaljni geološki stup Premuda (Prilog 12).

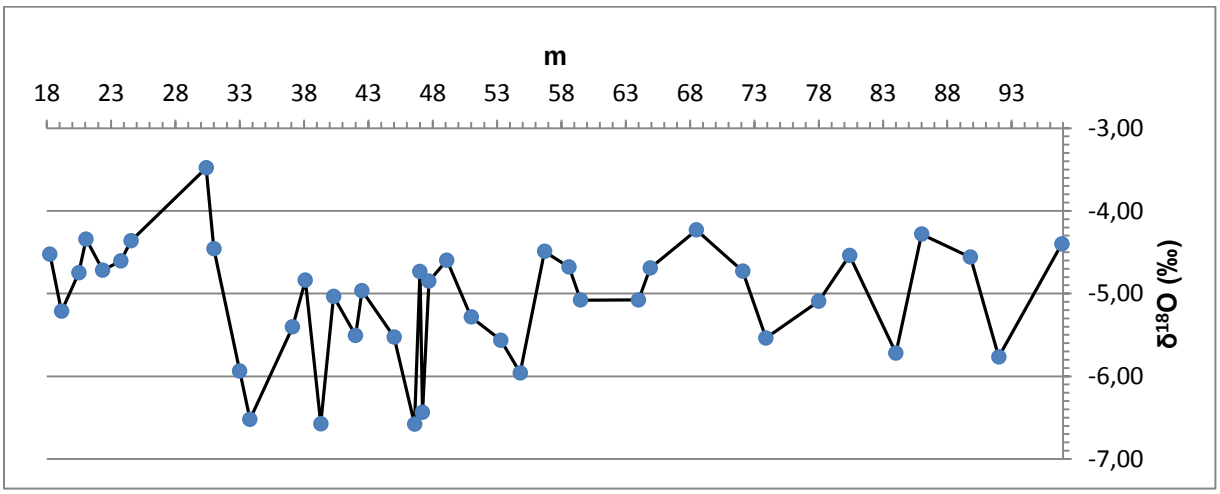
Uzorak	Oznake uzoraka za analizu	Položaj na geol. stupu (m)	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
18,25	L-41	18,25	-0,23	-4,52
19,15	L-40	19,15	0,54	-5,22
20,5	L-39	20,5	0,03	-4,75
21,05	L-38	21,05	2,16	-4,34
22,35	L-37	22,35	2,02	-4,72

23,75	L-36	23,75	1,52	-4,61
24,55	L-35	24,55	-0,76	-4,36
PLo-20	L-34	30,4	4,01	-3,48
PLo-22	L-33	31	2,4	-4,46
PLo-23a	L-32	33	2,25	-5,94
PLo-24	L-31	33,8	2,33	-6,52
PLo-25	L-30	37,1	0,49	-5,4
PLo-27a	L-29	38,1	0,93	-4,84
PLo-28	L-28	39,3	0,81	-6,58
PLo-29	L-27	40,3	-0,52	-5,03
PLo-30a	L-26	42	-0,96	-5,51
PLo-31	L-25	42,5	0,24	-4,97
PLo-32	L-24	45	-0,33	-5,53
PLo-33	L-23	46,6	0,43	-6,58
PLo-34	L-22	47	1,66	-4,73
PLo-35	L-21	47,2	0,82	-6,44
PLo-36	L-20	47,7	1,24	-4,85
PLo-37a	L-19	49,1	1,54	-4,6
PLo-37c	L-18	51	3,51	-5,28
PLo-39a	L-17	53,3	3,34	-5,56
PLo-40	L-16	54,8	1,89	-5,96
PLo-41	L-15	56,7	4,07	-4,49
PLo-42a	L-14	58,6	4,05	-4,68
PLo-43a	L-13	59,5	4,06	-5,08
PLo-43d	L-12	64	1,1	-5,08
PLo-43e	L-11	64,9	2,64	-4,69
PLo-43f	L-10	68,5	1,52	-4,23
PLo-44	L-9	72,1	0,46	-4,73
PLo-45	L-8	73,9	4,13	-5,54
PLo-46	L-7	78	3,18	-5,09

PLo-47	L-6	80,4	3,16	-4,54
PLo-48	L-5	84	1,97	-5,72
PLo-49	L-4	86	3,83	-4,28
PLo-50	L-3	89,8	2,41	-4,56
PLo-51	L-2	92	2,96	-5,77
PLo-52a	L-1	96,9	2,8	-4,4



Sl. 4.41. Krivulja izotopnog sastava $\delta^{13}C$ iz uzoraka s geološkog stupa Premuda. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (18–96 m, položaj uzorka), a na vertikalnoj udio $\delta^{13}C$ (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Premuda (Prilog 12).



Sl. 4.42. Krivulja izotopnog sastava $\delta^{18}O$ iz uzoraka s geološkog stupa Premuda. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (18–96 m, položaj uzorka), a na vertikalnoj udio $\delta^{18}O$ (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Premuda (Prilog 12).

5. GORNJOKREDNE NEFORMALNE LITOSTRATIGRAFSKE JEDINICE NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME

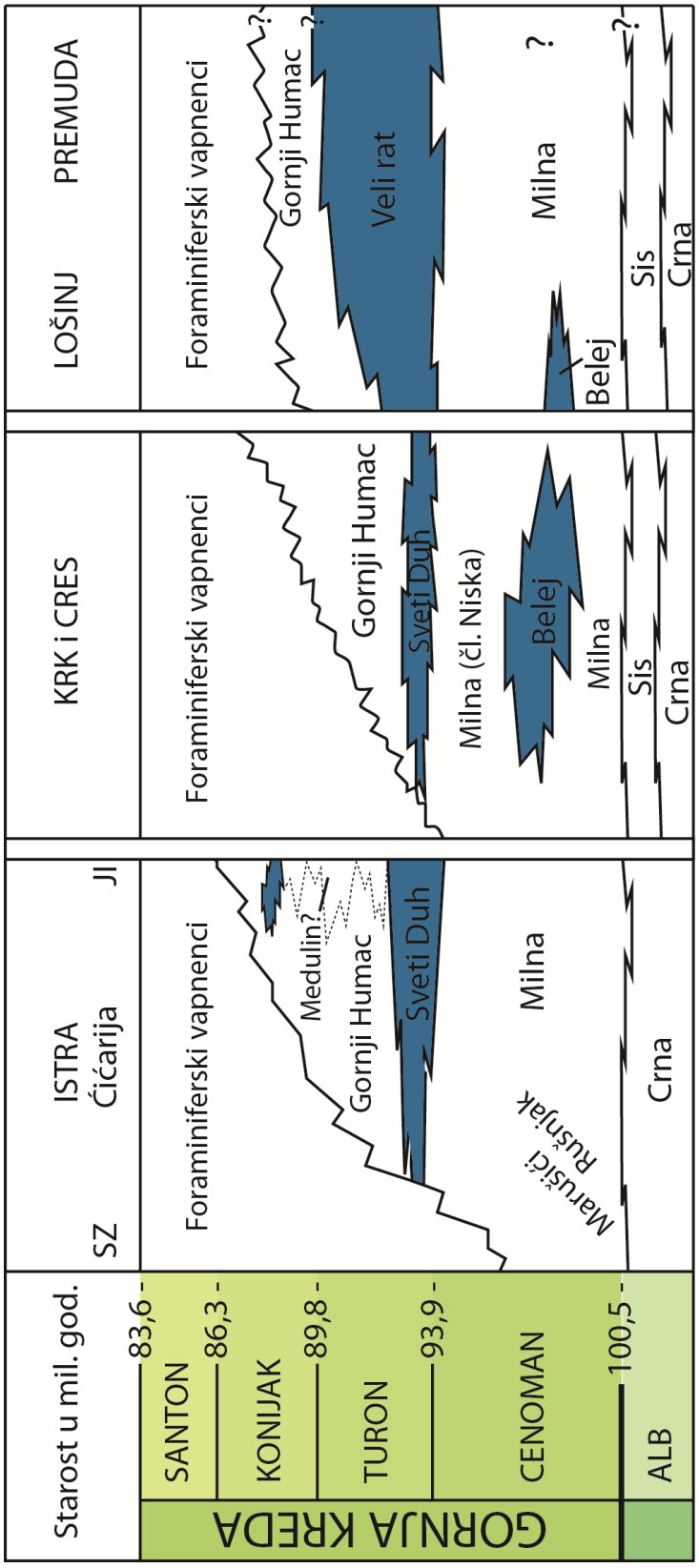
Sve prikazane litostratigrafske jedinice u ovom radu imaju za sada neformalni status. Formalna stratigrafska terminologija obuhvaća jedinice koje su ispravno definirane i nazvane u skladu s općeprihvaćenom klasifikacijom, a početna slova naziva takvih jedinica pišu se velikim slovom. Neformalna litostratigrafska terminologija obuhvaća i takve jedinice koje nisu ispravno definirane niti nazvane u skladu s općeprihvaćenom klasifikacijom ili još nisu prihvaćene od odgovarajućeg tijela – Nacionalne komisije za stratigrafsku nomenklaturu. Početna slova naziva takvih jedinica pišu se malim slovom. Formalizaciju propisuju Nacionalne komisije za stratigrafsku nomenklaturu, uglavnom na temelju odrednica prikazanih u *International Stratigraphic Guide*–u (MURPHY & SALVADOR, 1999), a taj je postupak u Republici Hrvatskoj još uvijek u tijeku.

Iako su nabrojene jedinice u različitom stupnju istraženosti važno je naglasiti da u trenutku pisanja ovoga rada niti jedna od njih još nije formalizirana. Iako bi većina izdvojenih jedinica vjerojatno odgovarala rangu formacije u ovome radu nije korištena hijerarhija litostratigrafskih jedinica da se ne bi prejudicirali rezultati buduće formalizacije. Ipak, u opisu se za jedinice pretpostavljenog nižeg ranga radi jednostavnosti koristi naziv „član“ (npr. jedinice Vrana, Niska, Marušići, itd.).

Istraživano područje sadrži naslage slijedećih neformalnih litostratigrafskih jedinica:: Crna (FUČEK et al., 2012), Sis (FUČEK et al., 2012), Rušnjak (VLAHOVIĆ, 1993, VLAHOVIĆ et al., 1994), Milna (GUŠIĆ & JELASKA, 1990), Belej (FUČEK et al., 2012), Sv. Duh (GUŠIĆ & JELASKA, 1990), Veli Rat (FUČEK et al., 1999) i Gornji Humac (GUŠIĆ & JELASKA, 1990). Ovakav redoslijed predstavlja i približan superpozicijski položaj spomenutih jedinica, iako su iznimka jedinice koje lokalno lateralno isklinjavaju (npr. Belej) ili imaju široki stratigrafski raspon (npr. Veli Rat). U ovom radu poseban naglasak je stavljen na vršne dijelove jedinice Milna, cijeli razvoj jedinice Sv. Duh, te najstarije, početne dijelove naslaga jedinice Gornji Humac. Tekstovi i grafički opisi ostalih jedinica preuzeti su iz doktorskih disertacija, geoloških karata i znanstvenih radova različitih autora što je posebno naglašeno u tekstu.

Slijed spomenutih jedinica je na izdancima pogodnim za snimanje detaljnih geoloških stupova vrlo često tektonski poremećen, djelomice reduciran ili multipliciran.

U narednom tekstu prikazan je opis još uvijek neformalnih litostratigrafskih jedinica od kojih se neke nalaze samo na području Istre i Kvarnera (Crna, Rušnjak, Sis, Belej), a neke na širem području Jadranske karbonatne platforme (Milna, Sv. Duh, Gornji Humac, Veli Rat) (sl. 5.1.). Osim ovih jedinica u tekstu se nalazi i kratki opis potencijalno izdvojivih litostratigrafskih jedinica koje predstavljaju mlađe pelagičke epizode zabilježene na području južne Istre i vršnog dijela Učke.



Sl. 5.1. Shematska korelacija neformalnih litostratigrafskih jedinica na prostoru Istre i Kvarnera u stratigrafskom rasponu od prijelaza alb–cenoman do završetka konijaka (vremenska podjela prema COHEN et al., 2013).

5.1. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA CRNA

Naslage neformalne litostratigrafske jedinice Crna opisane su na području otoka Cresa (FUČEK et al., 2012). Zonalno se proteže od sjeverozapadnog dijela Cresa sve do jugoistočnog dijela otoka Cresa i Lošinja. Ukupna debljina ove jedinice procijenjena je na 170–200 m, a stratigrafski raspon od donjeg do srednjeg alba na Cresu, dok u Istri obuhvaća i gornjoalbske naslage pa je i debljina veća.

Jedinica Crna nalazi se u superpozicijskom slijedu između formacije Porozina u podini i dolomitnih naslaga formacije Sis koje se nalaze u krovini (FUČEK et al., 2012). Podina je obilježena emerzijskim brečama, a slijede brojni nepotpuni ciklusi oplićavanja s pokrupnjavanjem naviše, te horizontalnom laminacijom (sl. 5.2.), humčastom kosom slojevitošću i tempestitima.

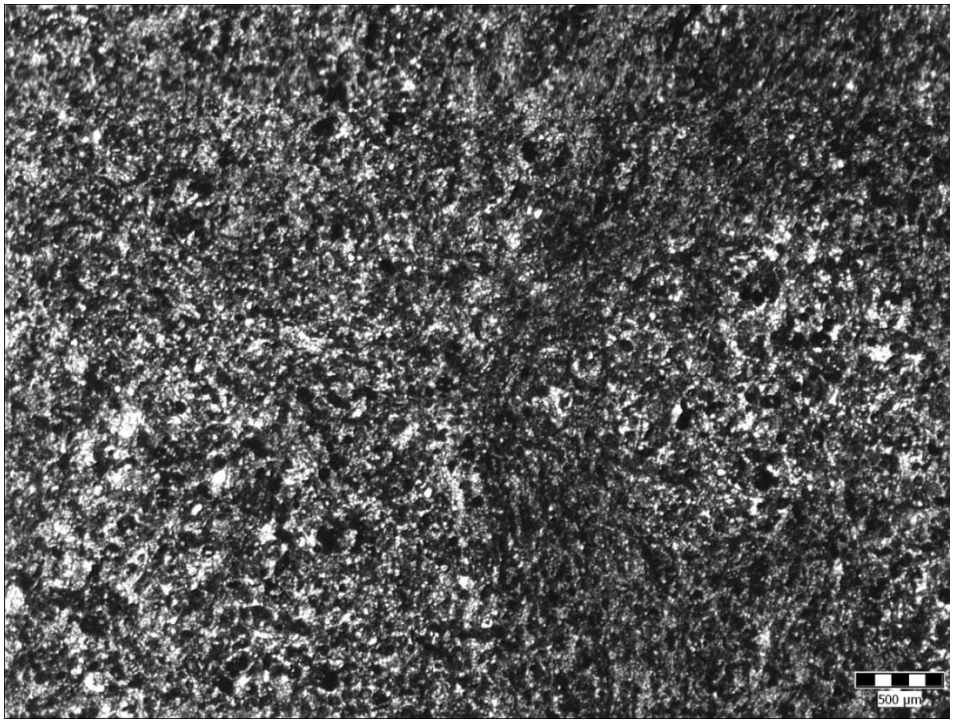
Najznačajnije litološko obilježje ove jedinice je nepravilna izmjena tankoslojevitih (slojevi mogu biti debljine od 0,1 do 1 m, a najčešće 0,2-0,5 m) i laminiranih vapnenaca u kojima se izmjenjuju madstoni s intraklastično-peloidno-skeletnim vekstonima i pekston-grejnstonima, a pojedini horizonti i slojevi mogu biti izgrađeni i od floutston-radstona s gastropodima, školjkašima i orbitolidnim foraminiferama.

Granica prema jedinici Sis je postavljena na prvoj pojavi masivnih, slojevitih ili nejasno slojevitih kasnodijagenetskih dolomita ili kristaliničnih vapnenaca.

Najznačajniji mikrofosili su male i velike bentičke foraminifere (miliolide, *Pseudonummoloculina heimi*, *Mesorbitolina* sp., *Archalveolina reicheli*), zelene alge (*Salpingoporella turgida*), gastropodi i hamoidni školjkaši.

Obzirom na relativno ujednačene taložne okoliše tijekom alba na Jadranskoj karbonatnoj platformi, naslage slične jedinici Crna nalazimo kako na Cresu i Lošinju tako i u širem području Dinarida (FUČEK et al., 2012). Toj su jedinici pribrojene i albske naslage u podini bioklastičnih klinoforma vidljivih u okolici kamenoloma Vinkuran u južnoj Istri, u kojima ima i slampnih struktura (TIŠLJAR et al., 1998).

.



Sl. 5.2. Strujno laminirani peloidni vekstoni do pekstoni, mikrosparitne strukture bez prepoznatljivog fosilnog sadržaja (uzorak DM–2, 1. m detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne, Istra).

5.2. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA SIS

Naslage neformalne litostratigrafske jedinice Sis opisane su na području otoka Cresa (FUČEK et al., 2012), ali sličnih naslaga ima na području Ćićarije i istočne Istre. Starost ovih naslaga obzirom na promjenljiv stupanj kasnodijagenetske dolomitizacije varira od gornjeg alba do donjeg cenomana. Ukupna debljina je približno 220–250 m.

Donja granica jedinice je obilježena prvom pojavom masivnih ili slaboslojevitih krupnokristaliničnih dolomita ili kristaliničnih vapnenaca koji predstavljaju glavno litološko obilježje ove jedinice. Slojevitost je mjestimice preko 1 m, a često je nejasna i masivna. Okoliši taloženja u kojima su nastale naslage od kojih je izgrađena jedinica Sis su vjerojatno vrlo plitki potplimni, a moguće su i pojave kratkotrajnih emerzija. Fosilni sadržaj najčešće nije prepoznatljiv, ali ima i rijetkih relikata rudistnih floutstona. Oštra granica prema članu Niska (jedinica Milna na sjevernom dijelu otoka Cresa) je postavljena na prvim smeđim tanjeslojevitim i fosilifernim vapnencima, a prema članu Vrana jedinice Belej (na središnjem i južnom dijelu otoka Cresa i otoku Lošinju) na prvim smeđim laminiranim fosilifernim vapnencima (FUČEK et al., 2012). U naslagama ove jedinice nalaze se i relikti

ranodijagenetskih dolomita, a u područjima gdje su naslage zahvaćene izrazitijom tektonikom nalaze se i tektogeno-dijagenetske breče (kao na primjer na Ćićariji, VLAHOVIĆ et al., 2002a).

5.3. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA RUŠNJAK

Neformalna litostratigrafska jedinica Rušnjak (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994) predstavlja lateralni ekvivalent nižeg i središnjeg dijela neformalne litostratigrafske jedinice Milna na području sjeverne Istre.

Ukupna debljina jedinice Rušnjak iznosi približno 200 do 250 m. Zbog tektonske poremećenosti naslaga ova je jedinica snimljena na nekoliko geoloških stupova (Rušnjak–Zrenj, Šaini i Istarske toplice) (VLAHOVIĆ, 1993).

Jedinica Rušnjak odlikuje se velikom lateralnom varijabilnošću facijesa i nešto dubljim okolišima taloženja od naslaga jedinice Milna. Zrnasti litotipovi dominiraju, a naslage ove jedinice su dobroslojevite.

Različiti horizonti ove jedinice sadrže tipične tempestitne teksture (u najnižem djelu), strujnu laminaciju, humčastu kosu slojevitost, uloške rožnjaka, izrazite lateralne promjene debljina slojeva i rudistna bioklastična tijela (VLAHOVIĆ, 1993).

Od krupnijeg fosilnog sadržaja treba izdvojiti hondrodontne kokine (uglavnom roda *Chondrodonta joannae*) i radiolitidne rudiste (kršje i cijele ljušture). Neformalna litostratigrafska jedinica Rušnjak sadrži brojne provodne bentičke foraminifere (VELIĆ & VLAHOVIĆ, 1994) među kojima su najvažnije: *Chrysalidina gradata* i *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* (srednji do gornji cenoman), *Pseudorhapydionina dubia* (gornji dio srednjeg cenomana), te *Vidalina radoicicae* (gornji cenoman). Naslage neformalne litostratigrafske jedinice Rušnjak su stratigrafskog raspona od gornjeg dijela donjeg cenomana do nižeg dijela gornjeg cenomana, a nalaze se između jedinica Crna u podini i Milna u krovini.

5.4. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA VRANA

Neformalna litostratigrafska jedinica Vrana predstavlja jedinicu nižeg ranga (član) izdvojenu u donjem dijelu jedinice Belej (FUČEK et al., 2012). Debljina ove jedinice varira od 0 do 50 m, a odjeljuje jedinicu Belej od podinskih dolomitnih naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Sis.

Granica s podinskim kristaliničnim dolomitima je oštra, postavljena na prvim tankoslojevitim i laminiranim mikritnim vapnencima. Litološko obilježje jedinice Vrana je nepravilna izmjena sivosmeđih peloidno–skeletnih pekstona (rijetko grejnstona) i laminiranih mikrita, ostrakodnih vekston–pekstona, te cijanobakterijskih i stromatolitnih laminita. Unutar pojedinih slojeva vapnenaca izražena je horizontalna laminacija, a u mikritnim dijelovima rijetko su prisutne i bioturbacije. Vršni dijelovi cijanobakterijskih stromatolitnih laminita mjestimice sadrže desikacijske pukotine.

Okoliši taloženja odgovaraju zaštićenom unutarnjem dijelu karbonatne platforme s pretežito mirnom do promjenljivom energijom vode.

U naslagama člana Vrana najčešće se nalaze ostaci ostrakoda, a rijetki su gastropodi i bentičke foraminifere miliolidnoga tipa. Na temelju takve mikrofosilne zajednice i općenitog nedostatka uže provodnih fosila, određena je približna gornjoalbsko–cenomanska starost, a na temelju superpozicije može se definirati kao vjerojatno donjocenomanska.

Oštra granica prema neformalnoj litostratigrafskoj jedinici Belej je postavljena na prvim svijetlosmeđim debljeslojevitim i fosilifernim dubljemorskim kalcisferskim vapnencima. Od južnoga pa prema sjevernome dijelu otoka Cresa, slično kao i na otoku Lošinju, član Vrana bočno isklinjava u jedinicu Niska, a utvrđena je i na otoku Unije.

5.5. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA BELEJ

Neformalna litostratigrafska jedinica Belej definirana je na otoku Cresu u sklopu izrade OGK RH 1:50.000 (FUČEK et al., 2012, 2014). Jedinica se nalazi u normalnom superpozicijskom slijedu između neformalne litostratigrafske jedinice člana vrana u podini, te neformalne litostratigrafske jedinice Milna (odnosno dalje u tekstu njezinog „člana" Niska) u krovini. Obzirom da ova jedinica lokalno lateralno isklinjava debljina joj iznosi od 0 do 250 m. Donja granica je obilježena oštrim kontaktom prema članu Vrana, a postavljena je na prvoj pojavi kalcisferskih vapnenaca.

Najznačajnije litološko obilježje jedinice Belej su svijetlosmeđi vapnenci s pelagičkim utjecajem. Dominiraju kalcisferski vekstoni s promjenljivim udjelom bioklastičnog materijala u obliku svijetlosivih do svijetlosmeđih, mjestimice gotovo bijelih vekston–pekstona, a nerijetko i floutston–radstona s fragmentima i gotovo cijelim ljušturama rudista. Pretežito su zastupljeni debljeslojeviti vapnenci s čestim raslojavanjima. Slojevi s bioklastičnim materijalom mogu biti debeli od desetak cm do nekoliko m. Unutar vapnenaca s pelagičkim utjecajem rijetko se nalaze bioturbacije, a strujni transport sitnijeg bioklastičnog materijala ponegdje je rezultirao laminiranom građom. Bioklastični ulošci su većinom u oštrom i erozijskom kontaktu s podinskim mikritnim vapnencima, a mogu imati i kanalska obilježja.

Okoliš taloženja jedinice Belej odgovara intraplatformnoj depresiji koja je nastala sinsedimentacijskom tektonikom, čime su uspostavljene i veze s otvorenim morem, pa je u naslagama zabilježen izrazit pučinski utjecaj (FUČEK et al., 2012). U naslagama jedinice Belej od fosilnog sadržaja najzastupljenije su pelagičke čestice, od kojih su najčešće mnogobrojne kalcisfere pitonelomorfnoga tipa, kao i nešto rjeđe planktonske foraminifere globotrunkanidnoga tipa. Starost je definirana na temelju planktonskih foraminifera (*Favusella washitaensis*) i superpozicijskih odnosa kao donji–srednji cenoman. Od dijagenetskih promjena bitno je istaknuti mjestimičnu kasnodijagenetsku dolomitizaciju. Gornja granica prema članu Niska jedinice Milna je oštra, te je postavljena na prvim smeđim tankoslojevitim i fosilifernim plitkomorskim vapnencima. Od južnoga pa prema sjevernome dijelu otoka Cresa jedinica Belej bočno isklinjava u član Niska koji ima tipična plitkomorska obilježja. Takvo isklinjavanje zabilježeno je djelomice i poprečno na pružanje otoka, idući od zapada prema istoku. Površinsko rasprostiranje naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Belej prikazano je na sl. 5.16.

5.6. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA MILNA

Naziv jedinice Milne potječe od lokaliteta na otoku Braču gdje je prvi put opisana (GUŠIĆ & JELASKA, 1990). Za potrebe ovog rada snimljeni geološki stupovi i profili zahvaćaju samo gornji dio ove plitkovodne, po svojim značajkama vrlo karakteristične litostratigrafske jedinice.

Detaljni geološki stupovi na kojima je izdvojena neformalna litostratigrafska jedinica Milna su: Vodice–Jelovica (≈10 m), Goli breg (≈3 m), Martinjak (≈5 m), Veprinac (≈58 m), Rabac (≈100 m), Barban (≈42 m), Medulin (≈18 m), Osor (COS, član Niska ≈35 m) i Premuda (≈30 m) (vidi poglavlje 4.1.).

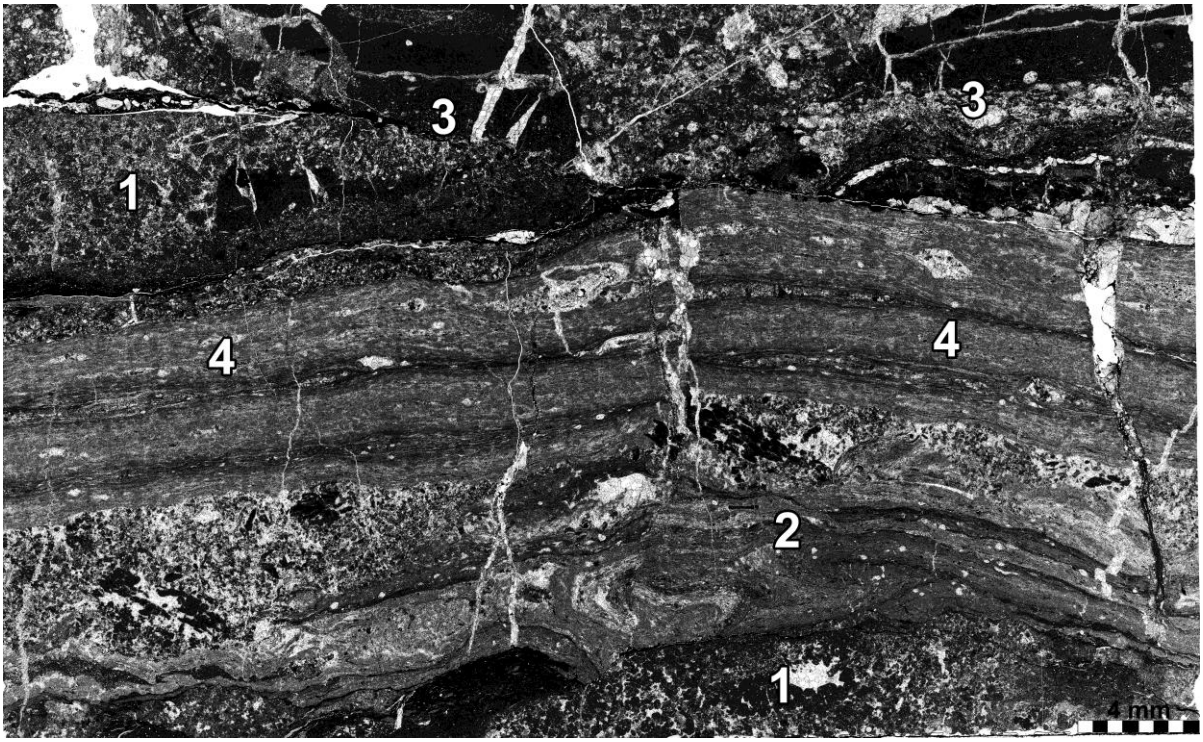
Glavna odlika jedinice Milna su dobroslojeviti rudistni i hondrodontni paketi bioklastičnih floutstona (sl. 5.7.) u ritmičkoj izmjeni s cijanobakterijsko–algalnim laminitima (uz čestu pojavu LLH stromatolita) i foraminiferskim vekston–pekstonima (sl. 5.3.).

Na većini istraženih lokaliteta (Vodice–Jelovica, Martinjak, Goli breg, Veprinac, Medulin) zajednička karakteristika litostratigrafske jedinice Milna je prijelaz prema krovinskoj jedinici Sv. Duh obilježen uglavnom slampiranim cijanobakterijskim laminitima (sl. 5.5.) s čestim tempestitnim teksturama. Ovakvi prijelazi sadrže plitkovodne, ali i pelagičke alokeme što je najbolje vidljivo na geološkim stupovima Planik (Prilog 6) i Medulin (Prilog 11). Česta je milimetarska izmjena mikrosparitnih i mikritnih lamina koje nerijetko imaju uklopljene mikritizirane bentičke foraminifere, spikule spužvi, ostrakode ili sitni karbonatni detritus. Lamine su često dolomitizirane, rekristalizirane, te razdvojene stilolitima diskontinuitetima unutar kojega je vrlo često koncentrirana organska tvar ili sekundarni kalcit (sl. 5.4.).

Jedinica nižeg ranga Niska (član unutar nižeg dijela jedinice Milna) predstavljena bijelim, debeloslojevitim do masivnim rudistnim floutstonima zastupljena je na otocima Krku i Cresu.

Sl. 5.3. Izmjena cijanobakterijsko–algalnih laminita i bioklastično–skeletnih pekstona iz vršnog dijela neformalne litostratigrafske jedinice Milna (uzorak 4 na 4,5. m početnog intervala detaljnog geološkog stupa Martinjak, Ćićarija, duljina čekića je 32 cm).

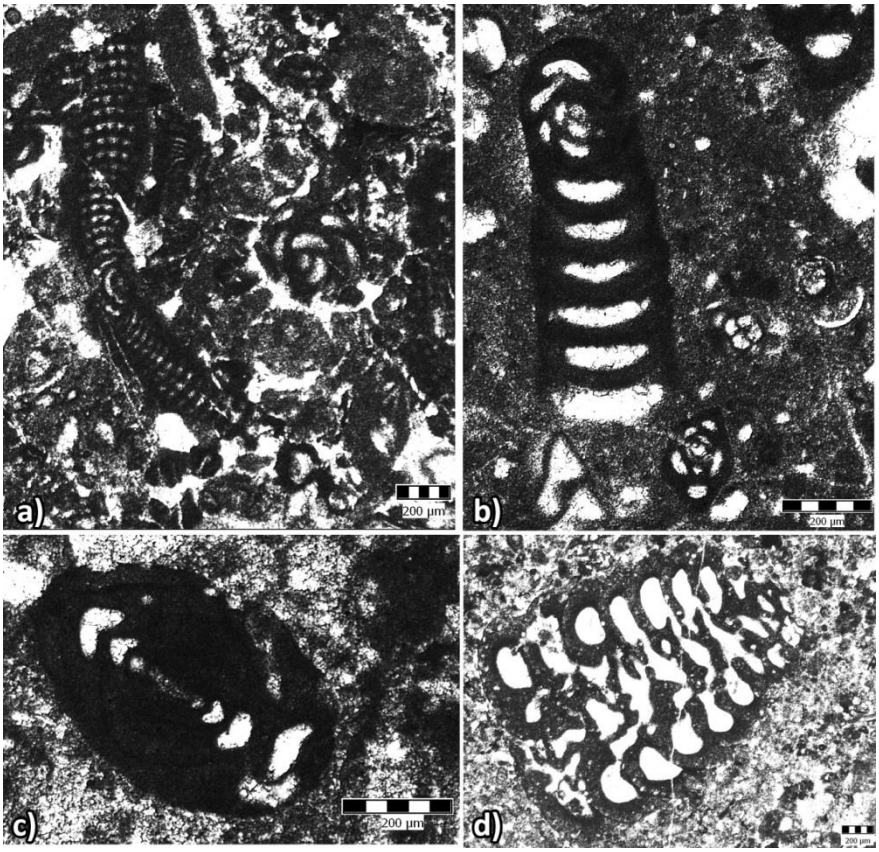
Sl. 5.4. Fotografija izbruska laminita s krupnim kalupnim šupljinama vjerojatno primarno evaporitnih kristala dijagenetski zamijenjenih kalcitom (uzorak Ma-1, na 0,5. m detaljnog geološkog stupa Martinjak, Ćićarija).



Sl. 5.5. Facijes slampiranih laminita s vrlo raznolikim sastavom alokema: **1)** favreinski peleti; **2)** bentičke foraminifere; **3)** kalcisferski vekstoni i **4)** cijanobakterijsko–algalni laminiti (uzorak 6b, preparat na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Pojavljuju se i izrazito bituminizirani horizonti, te blago slampirane strukture i tempestiti. Rjeđe lamine mogu sadržavati i manji udio pelagičkog materijala. Stijena je trošna, listićavo do pločasto raslojena i žućkasto-smećkaste do tamnosmeđe boje, ovisno o udjelu organske tvari i stupnju dijageneze. Laminiti mogu imati i crvenkasto obojenje, što uz druge značajke ukazuje na intertajdalni ili čak supratajdalni okoliš taloženja. U vršnom dijelu jedinice Milna često se pojavljuju horizonti s dijagenetskim rožnjacima, a ponegdje i fosilni ostaci riba (GUŠIĆ & JELASKA, 1990).

Gornji dio naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Milna predstavlja facijes plitkovodnih vapnenaca nastalih u okolišima umjerene do povišene energije vode. Glavna odlika ovih litotipova je prevladavanje peloidno-skeletnih zrna s mikritnom do mikrosparitnom osnovom. Glavni alokemi su peloidi, bentičke foraminifere, kršje školjkaša (uglavnom rudista), bodlje ježinaca, eolisakusi, taumatoporele, nubekularije te sitni karbonatni detritus. Brojne su provodne bentičke foraminifere (koje ukazuju na srednji do gornji cenoman: *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Chrysalidina gradata, Vidalina radoicicae, Pseudorhapydionina dubia,* itd.) (sl. 5.6. i 5.8.).



Sl. 5.6. Provodne bentičke foraminifere tipične za vršni dio neformalne litostratigrafske jedinice Milna: a) *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, b) *Pseudorhapydionina dubia*, c) *Vidalina radoicicae* i d) *Chrysalidina gradata* (detaljni geološki stup Premuda).

Mikrofacijes s provodnim fosilnim sadržajem vršnih dijelova ove litostratigrafske jedinice dobro stratigrafski definira podinu jedinice Sv. Duh. Često se pojavljuju i bentičke foraminifere koje nemaju veću stratigrafsku vrijednost, kao što su miliolide, kuneoline, nezazatide, itd. Od alga se sporadično pojavljuju dasikladaceje, taumatoporele, ali i cijanobakterijsko–algalne tvorevine tipa eolisakusa, te mikrosparitne i mikritne lamine. Generalno se može zaključiti da se ova litostratigrafska jedinica odlikuje malim brojem vrsta koje se pojavljuju u velikom broju jedinki. Fosilnu zajednicu foraminifera definira nekoliko izrazito dominantnih vrsta porculanastih i mikrogranularnih tipova. Naslage jedinice Milna su taložene u uvjetima zaštićene platforme.

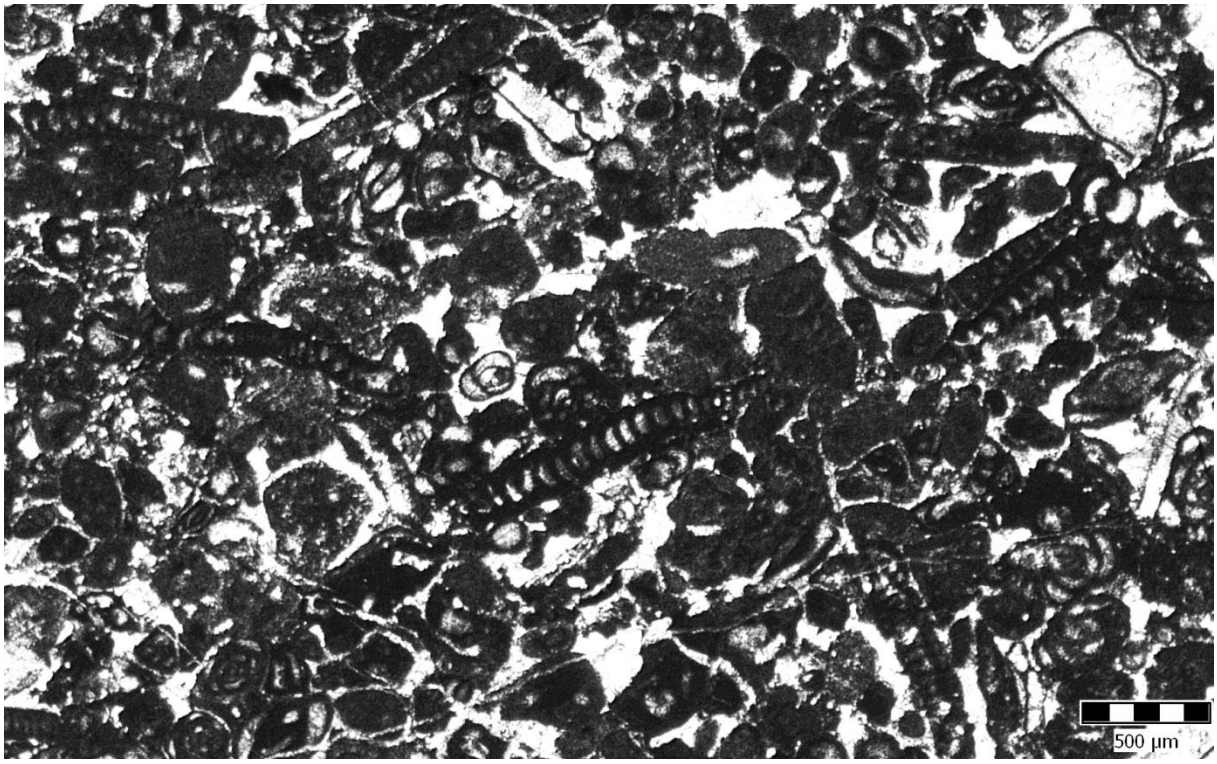
Debljina litostratigrafske jedinice Milna je vrlo promjenljiva, od 60 do preko 300 m ovisno o paleogeografskom položaju istraživanih lokaliteta. Na istraživanom području ova je jedinica na snimljenim geološkim stupovima uglavnom zahvaćena samo u vršnom dijelu. I na drugim dijelovima Jadranske karbonatne platforme ova je jedinica obilježena decimetarskim izmjenama fenestralnih madstona (vidi Prilog 1, sl. 5.9.), skeletnih vekstona-pekstona (sl. 5.10.), peloidno-skeletno-bioklastičnih vekston–pekstona, peloidno–skeletno–intraklastičnih

pekston–grejnstona, hondrodontno–radiolitidnih floutstona i cijanobakterijskih laminita. U sklopu ovih naslaga ima i proslojaka s brojnim korozijskim šupljinama, te površina izronjavanja (sl. 5.9.). Slojevitost se može okarakterizirati kao srednjeslojevita do tankoslojevita, a nerijetko i pločasta (do 10 cm) pa čak i listićava (ispod 1 cm). Od strukturnih pojava česta je laminacija, a desikacijske pukotine i bioturbacije su razmjerno rijetke.

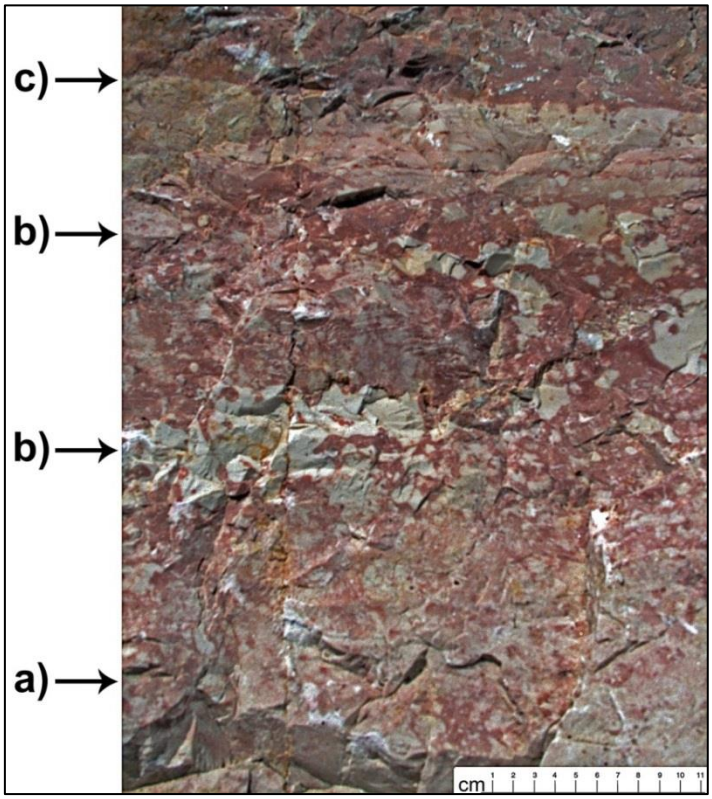
Od dijagenetskih promjena potrebno je istaknuti rekristalizaciju i kasnodijagenetsku dolomitizaciju izraženu u starijem dijelu jedinice. Generalno se može zaključiti da su naslage jedinice Milna taložene u nisko do srednjoenergijskim peritajdalnim okolišima, tj. pretežito intraplatformnom peritajdalnom okolišu u rasponu od plićeg subtajdala do intertajdala plimnih ravnica.

Stratigrafski ova jedinica pripada srednjem do gornjem cenomanu iako nije u potpunosti isključena i dijelom donjocenomanska starost jer u najstarijim naslagama nema provodnih fosila. Superpozicijski se na sjevernom dijelu Cresa nalazi između jedinice Sis u podini (oštar kontakt sa slojevima kasnodijagenetskih dolomita i kristaliničnih vapnenaca) i paleogenskih naslaga u krovini. Najčešće u krovini se nalazi jedinica Sv. Duh (Brač, Istra) ili Veli Rat (Lošinj, Premuda). Na južnom dijelu Cresa, Lošinja i Unija u podini jedinice Milna se nalaze naslage jedinice Belej, a u Istri jedinice Crna.

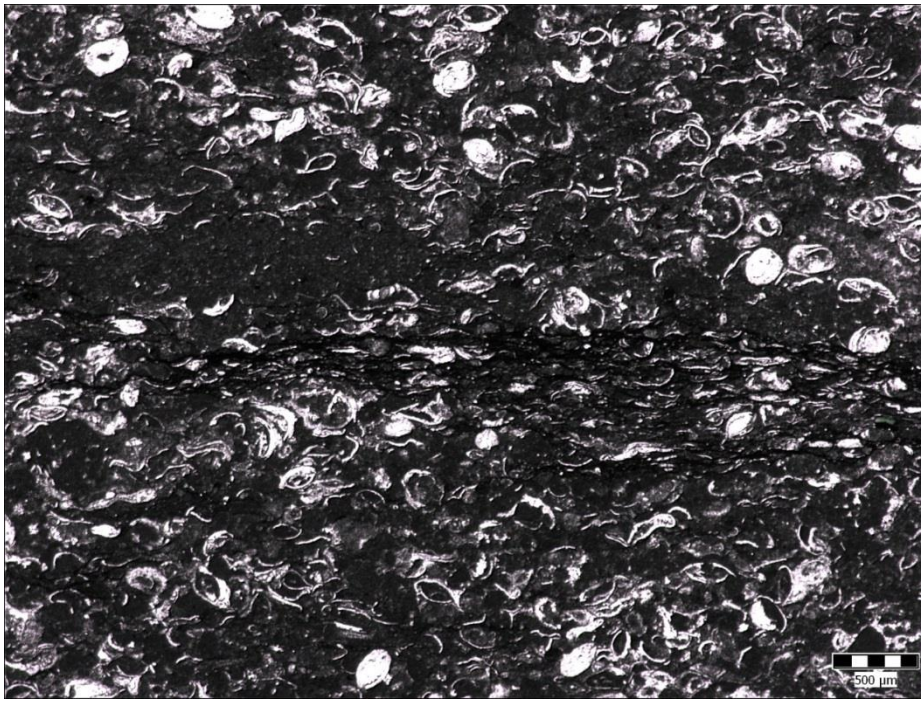
Sl. 5.7. Hondrodontno–radiolitidni floutston neformalne litostratigrafske jedinice Milna (na 12. m detaljnog geološkog stupa Premuda).



Sl. 5.8. Skeletno–peloidni G s presjecima bentičke foraminifere *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* litostratigrafske jedinice Milna (uzorak PLo–15, na 25. m detaljnog geološkog stupa Premuda).



Sl. 5.9. Tipična izmjena neformalne litostratigrafske jedinice Milna: **a)** rudistni floutstoni; **b)** brečirani fenestralni madstoni; **c)** desikacijske pukotine (foto: Ladislav Fuček, na 102. m detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne, Istra).



Sl. 5.10. Ostrakodni laminit izgrađen uglavnom od horizontalno orijentiranih i gusto pakiranih ostrakodnih ljušturica između kojih se nalaze sitniji peloidi i dosta organske tvari (uzorak DM–9, na 16. m detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne, Istra).

5.7. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA SV. DUH

Kao i podinska neformalna litostratigrafska jedinica Milna, neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh prvi je put opisana na otoku Braču, a ime je dobila po vrhu (628 m.n.m.) SI od Bola na čijim su istočnim padinama naslage izložene na površini (GUŠIĆ & JELASKA, 1990).

Geološki stupovi i profili na kojima je izdvojena neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh su: Vodice–Jelovica (≈19 m), Vodice–Jelovica padina (≈100 m), Goli breg (≈67 m), Martinjak (≈41 m), Planik (≈13 m), Veprinac (≈10 m), Rabac (≈60 m), Barban (≈90 m), Medulin (≈67 m).

Prijelaz iz podinske jedinice Milna može biti postupan ili oštar. U slučaju postupnog prijelaza, izmjenjuju se laminiti i/ili bioklastični vapnenci s postupno sve debljim ulošcima kalcisferskih madston–vekstona, a kod oštrog prijelaza (sl. 5.11.) na dobroslojevitim litotipovima slijede masivni kalcisferski madston–vekstoni. Tamo gdje su vršni dijelovi podinske jedinice Milna slampirani (geološki stup Planik) ili sadrže debritni facijes (geološki

stup Premuda), granica Milna–Sv. Duh je postavljena na prvoj pojavi proslojaka kalcisferskih madston–vekstona u matriksu debritnih tijela.

Sl. 5.11. Kontakt neformalnih litostratigrafskih jedinica Milna (slampirani laminiti u podini) i Sv. Duh (masivni kalcisferski vekston), na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik (Ćićarija).

Debljina jedinice Sv. Duh varira i iznosi od minimalnih 20 m na otoku Zeča zapadno od Cresa pa do maksimalne debljine od 130 m na nekoliko lokaliteta u Istri (Ćićarija, Barban). Vapnenci su masivnog habitusa, slaboslojeviti, često tektonski raspucani i stilolitski raslojeni, krtog loma, i uglavnom sivkastih, smećkasto–sivkastih do svijetlosmeđih nijansi.

U snimljenim geološkim profilima i stupovima u donjem dijelu jedinice Sv. Duh pojavljuju se laminirani proslojci bogati organskom tvari (geološki stupovi i profili Vodice–Jelovica, Martinjak, Goli breg, Veprinac, Medulin). Česta je i pojava takozvanih „šarenih intervala“ (primjerice na detaljnom geološkom stupu Martinjak) koji podsjećaju na intraklastične litotipove, no zapravo se radi o dijagenetskim promjenama vezanim uz rasprostranjenost i koncentraciju organske tvari po pukotinama i žilicama, što mjestimice utječe na obojenje pojedinih dijelova stijene.

Općenito je jedinica Sv. Duh obilježena masivnim i bankovitim izdancima debljine slojeva nerijetko i više m. Slojne površine su ponegdje nodularne (sl. 5.12.), neravne i imaju neke značajke *hardgrounds*-a (na geološkom profilu Medulin). Vršni dijelovi ove jedinice

mogu biti i bioturbirani. Na pojedinim profilima makroskopski su vidljive kalupne šupljine vjerojatno primarno evaporitnih kristala, tijekom dijageneze zamijenjenih kalcitom.

Sl. 5.12. Nodularna gornja slojna površina unutar neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh (na 24. m geološkog profila Medulin).

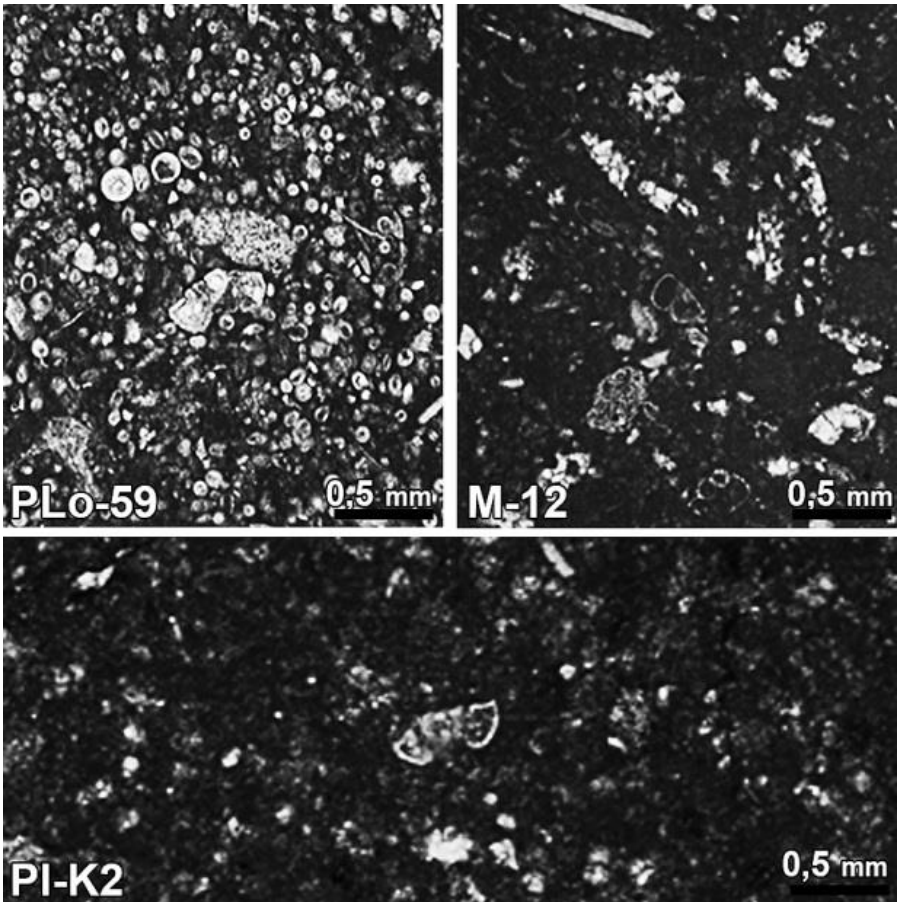
Tipičan mikrofacijes naslaga jedinice Sv. Duh obilježavaju češći ili rjeđi presjeci kalcisferulida pitonelomorfnoga tipa u mikritnom matriksu, s promjenljivim udjelom različitih sitnih alokema. Od ostalih alokema prisutne su planktonske foraminifere, sitne ljušturice ostrakoda, bioklasti pelagičkih krinoida, spikule spužvi, različiti presjeci bodlji ježinaca, peloidi, te vrlo često sitni, zaobljeni ili poluzaobljeni karbonatni biodetritus. Rjeđe se mogu pronaći i tanke ljušturice školjkaša i gastropoda, bentičke foraminifere (najčešće mikritizirane miliolide), bioklasti koralja, briozoja, te hidrozoja. Najviši i najniži dio naslaga jedinice Sv. Duh obiluju bioklastičnim detritusom koji uglavnom potječe od kršja rudista, ali i tankoljušturnih školjkaša, gastropoda, bentičkih foraminifera i alga. Česte teksturne odlike su strujne laminacije sitnog karbonatnog biodetritusa, moguće nastale pridnenim strujama.

Laminacija je uglavnom strujna, no uslijed kompakcije i dijageneze, te stilolitizacije (vidljivi su i tzv. *dissolution seams*) nastali su izrazitije laminirani litotipovi. Laminirani litotipovi osobito su česti u donjim dijelovima jedinice, a nastali su cijanobakterijsko–algalnim prevlakama. To su uglavnom sterilni mikrosparitni do mikritni facijesi s rijetkim

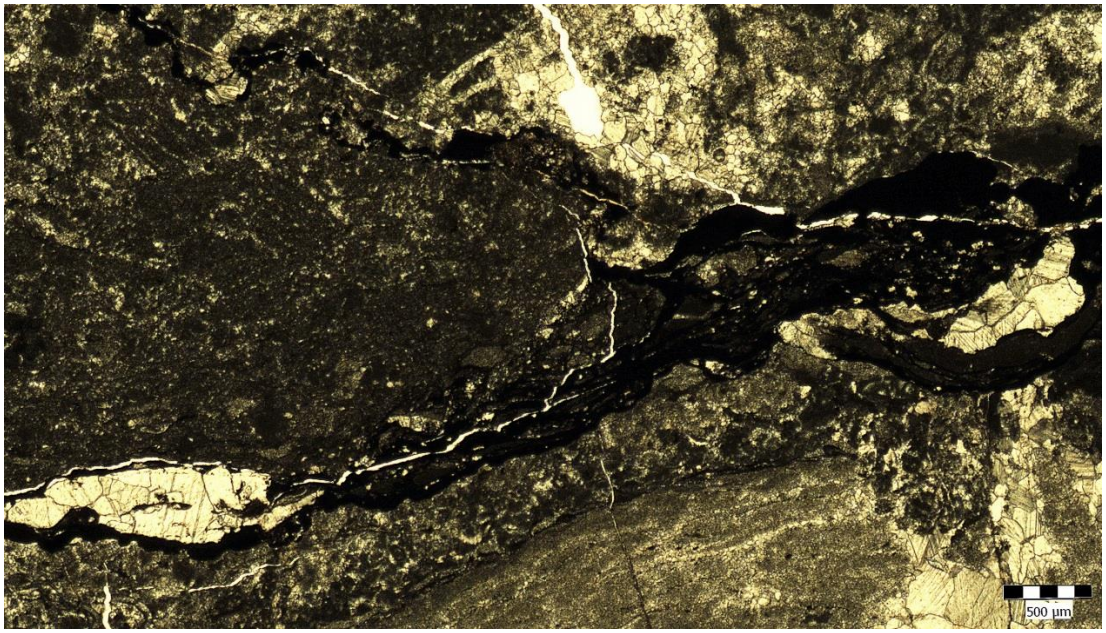
peloidima, spikulama spužvi, ostrakodima, kalcisferama ili ostacima bentičkih foraminifera. Po stilolitima i diskontinuitetima, te po pukotinicama često se nalazi neprozirna organska tvar koja je nepravilno dispergirana u obliku sitnih, nepravilnih, opâkih čestica (sl. 5.14.).

Starost jedinice Sv. Duh u starijoj je literaturi uglavnom određena kao stariji turon. Glavni razlozi tome su gornjocenomanska starost vršnog dijela podinske jedinice Milna, te turonska starost rudista *Hippurites resectus* (i *H. requieni*) u krovinskoj jedinici Gornji Humac (KORBAR & HUSINEC, 2003). O starosti i općenito stratigrafskom rasponu ove jedinice bit će više govora u narednim poglavljima ove disertacije, no može se reći da je početni dio gornjocenomanske starosti, a veći dio jedinice najčešće ipak pripada najnižem turonu. Izuzetno rijetko prisutna planktonska provodna vrsta *Helvetoglobotruncana helvetica* ukazuje na donji–srednji turon (vidi geološki stup Planik, Prilog 6).

Na prijelazu iz cenomana u turon na globalnom su se planu događale velike promjene u ekosustavu svjetskih oceana. Zbog naglog i izrazitog podizanja razine svjetskih mora (procjene različitih autora su između 100 i 200 m u odnosu na današnju razinu, HAQ et al., 1987; HALLAM, 1992; HARDENBOL et al., 1998), te često prisutne pojave anoksičnih događaja, došlo je do izumiranja brojnih vrsta, ali i do diversifikacije i masovnog širenja oportunističkih vrsta koje nisu bile toliko osjetljive na promjene u kemizmu i fizikalnim značajkama morske vode (salinitet, temperatura, nutrijenti, oksičnost, itd.). Kalcisfere (vapnenačke ciste dinoflagelata) i neke planktonske foraminifere predstavljale su brzo prilagodljive vrste, te su se u takvim uvjetima razmnožavale u velikom broju u okolišima potopljene karbonatne platforme (na dubinama od nekoliko desetaka pa do maksimalno 200 m), što objašnjava njihovu masovnu prisutnost u ovim naslagama (sl. 5.13. i 5.15.). Najčešće se pojavljuju *Stomiosphaera* sp., *Calcisphaerulla* sp., *Pithonella* sp., *Heterohelix* sp., *Navarella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., itd.



Sl. 5.13. Mikroskopski preparat kalcisferskih vekstona neformalnih litostratigrafskih jedinica Sveti Duh (uzorak M-12, na 20. m stupa Medulin; uzorak Pl-K2, na 22. m stupa Planik) i istodobne razine jedinice Veli Rat (uzorak PLo-59, na 118. m stupa Premuda) s fragmentima (M-12) i cijelim presjecima (PLo-59 i Pl-K2) planktonske foraminifere *Helvetoglobotruncana helvetica*.



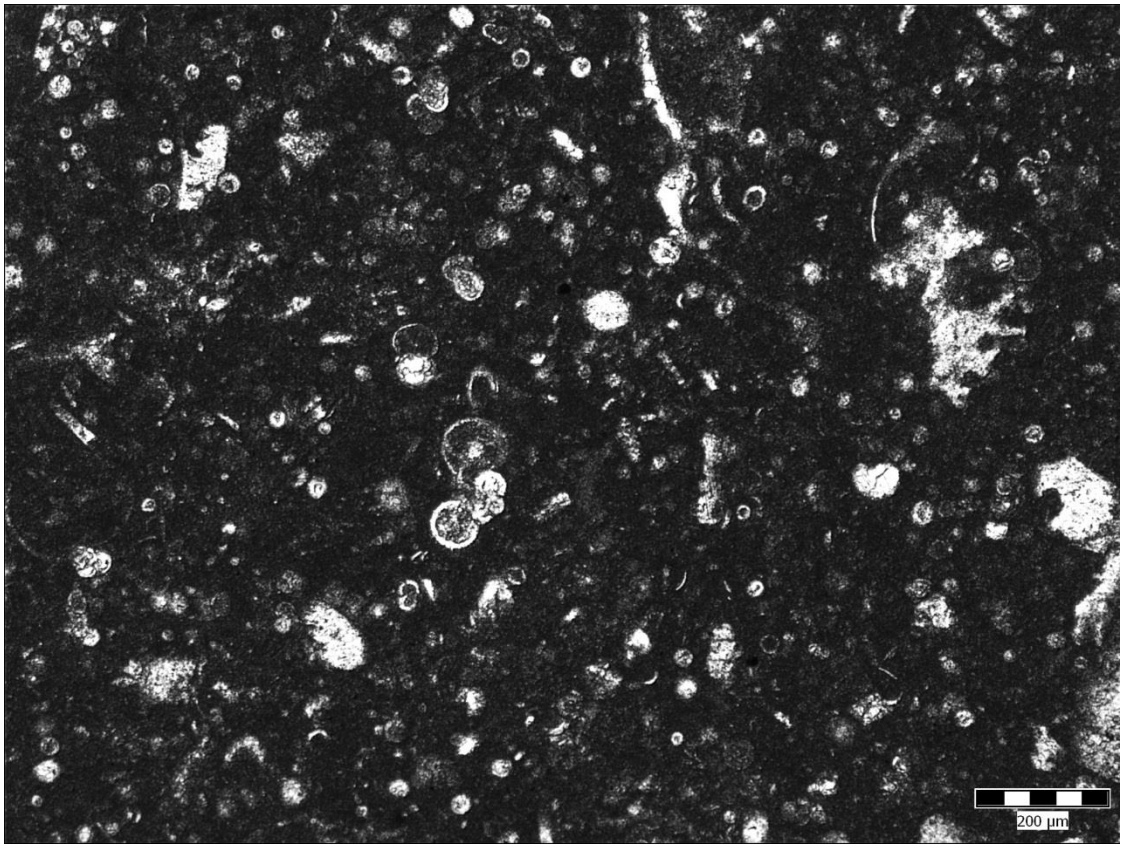
Sl. 5.14. Nakupine organske tvari po pukotinama i stilolitnim šavovima neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh (uzorak Pl–6a, na 22. m geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Od dijagenetskih pojava u naslagama jedinice Sv. Duh najizraženije su mikritizacija, kasnodijagenetska dolomitizacija i dedolomitizacija. Bioklasti su često po rubovima mikritizirani ili obrasli cijanobakterijsko–algalnim prevlakama. U većini preparata se mogu pronaći manji udjeli sitnih idiomorfnih romboedrijskih kristala dolomita. Često su zamućeni, trošni i mikritizirani što vjerojatno upućuje na procese dedolomitizacije.

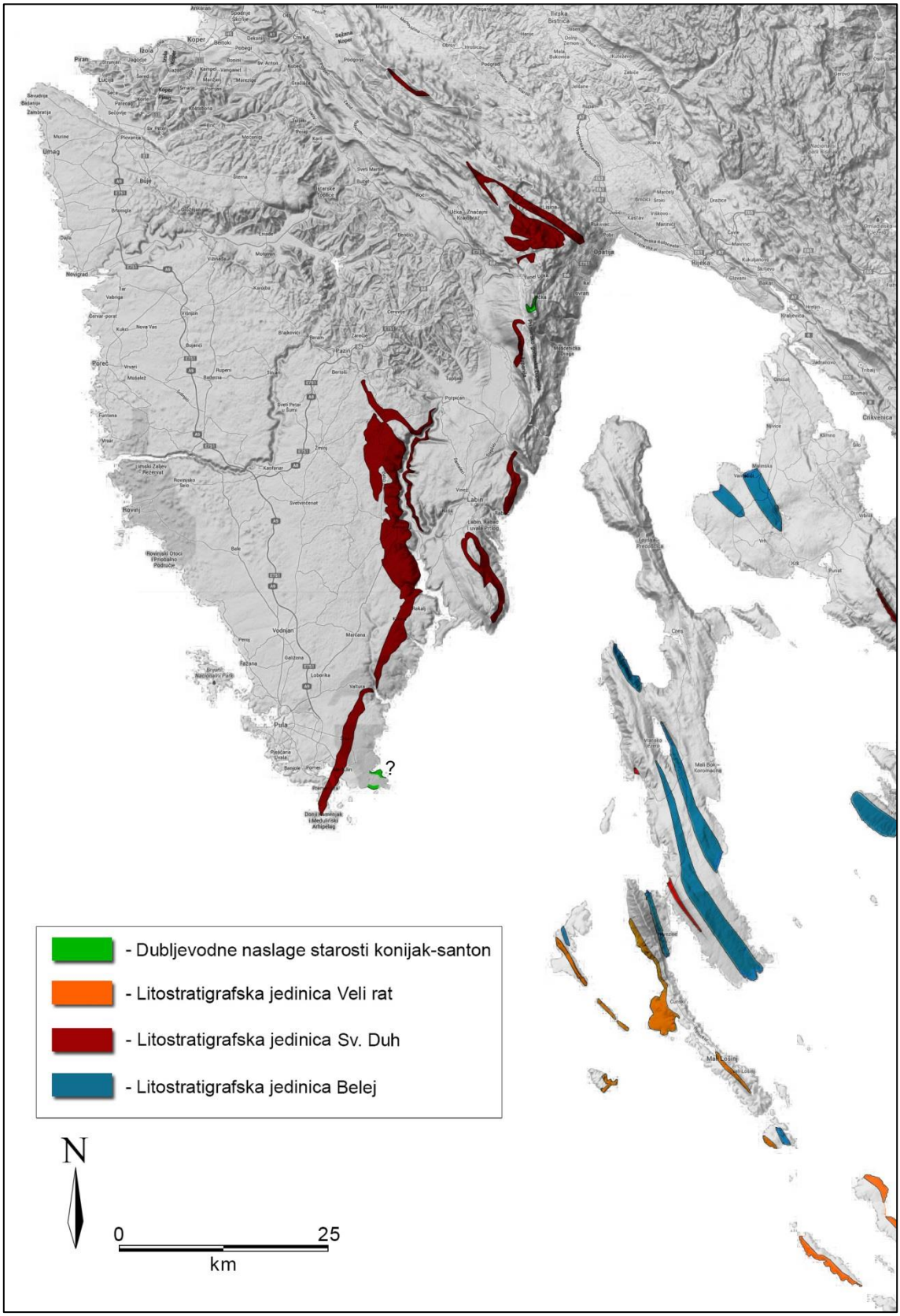
Gornja granica prema jedinici Gornji Humac može biti razmjerno oštra s naglom pojavom prvih slojeva vapnenaca s plitkomorskim, peritajdalnim obilježjima. Ipak, ta je granica češće postupna, te pokazuje pokrupnjavanje naviše, odnosno povećavanje udjela sve krupnijih plitkomorskih bioklasta.

Općenito, okoliši taloženja neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh definirani su kao dubljemorski okoliši privremeno potopljene karbonatne platforme s različito značajnim utjecajem otvorenog mora.

Prostiranje jedinice Sv. Duh na području Istre i Kvarnera prikazano je na sl. 5.16.



Sl. 5.15. Mikroskopski preparat kalcisferskog vekstona neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh s kalcisferama, planktonskim foraminiferama, filamentima ostrakoda i mikritnom osnovom (uzorak VJe–8, na 11. m detaljnog geološkog stupa Vodice–Jelovica, Ćićarija).



Sl. 5.16. Raspored dubljemorskih neformalnih litostratigrafskih jedinica na istraživanom području (djelomice izmijenjeno prema MATIČEC et al., 2014; usmeno priopćenje L. Fuček i I. Vlahović, 2014).

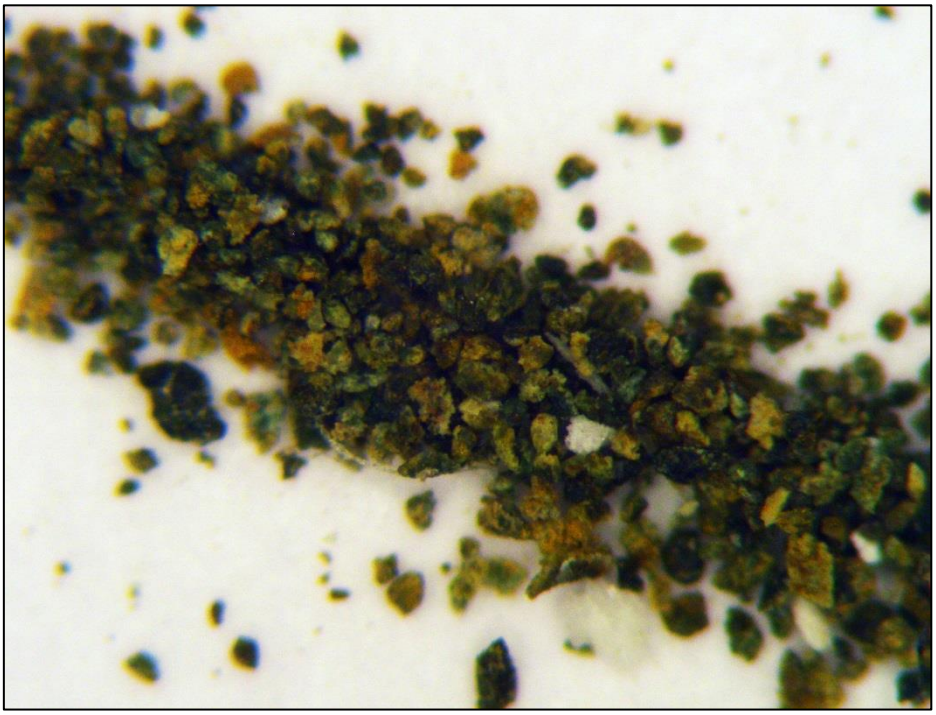
Na detaljnom geološkom stupu Planik unutar 2 m debelog intervala bogatog bioturbacijama i glaukonitnim zrnima utvrđen je i opisan specifičan glaukonitni facijes (uzorak Pl–1x na 2. m detaljnog geološkog stupa, vidi Prilog 6).

Uzorak je predstavljen nesortiranim bioklastično–skeletnim pekstonima s mikritnom osnovom u kojoj se pojavljuju kalcisfere i rijetke planktonske foraminifere. Od bioklasta se ističe krupno kršje školjkaša i gastropoda, bodlje ježinaca i sitni karbonatni detritus. Makroskopski se na svježem prijelomu se uočavaju zone bogate organskom tvari, glaukonitom i piritom, te brojne bioturbacije (više generacija, sl. 5.17.).

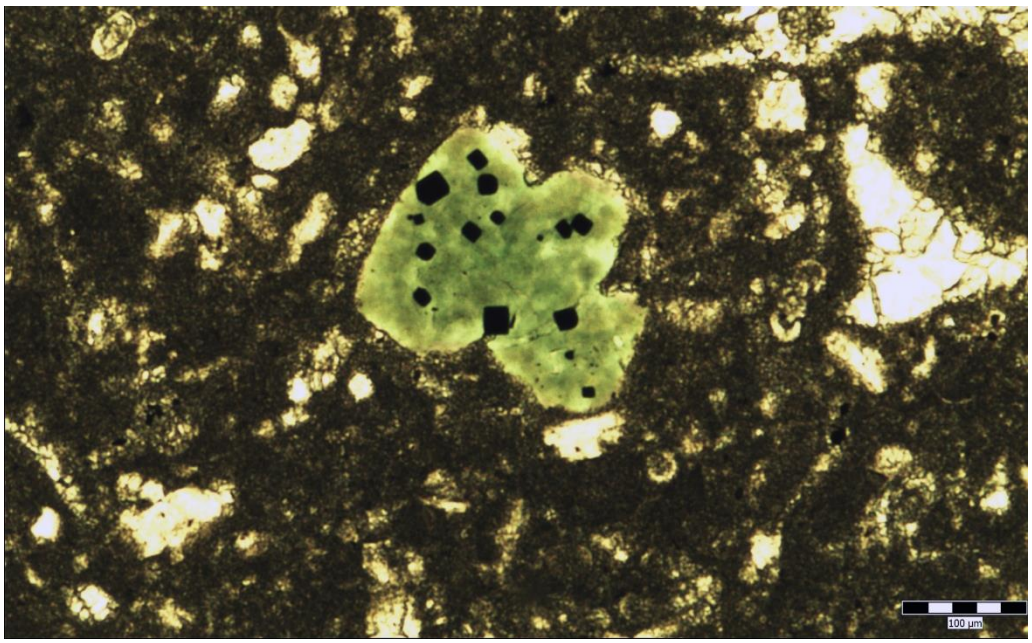
Glaukonit je niskotemperaturni tinjac koji se obično pojavljuje na kontaktu sedimenta (porne vode i alokema) i morske vode u uvjetima kondenzirane sedimentacije, ali može nastati i dijagenetskom izmjenom filosilikata (montmorilonita ili kaolinita; ODIN, 1988).

Sl. 5.17. Polirani presjek bioturbiranog i glaukonitom bogatog facijesa (neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh, uzorak Pl-1x, na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija; mjerilo na slici u mm).

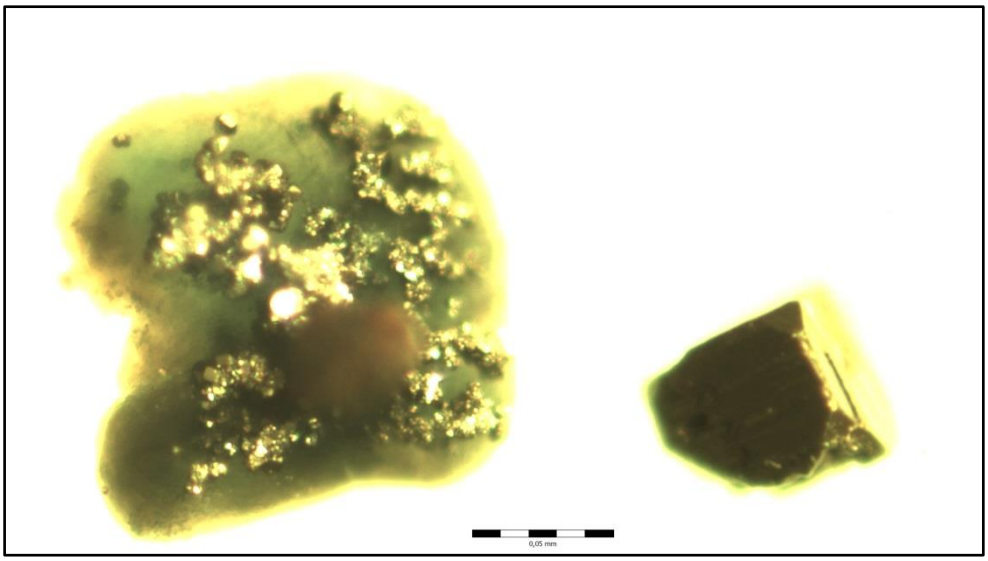
Netopivi ostatak istraženog uzorka je sastavljen dominantno od aglutiniranih zrna glaukonita, zelenkastih do smeđih nijansi (sl. 5.18.). Osim glaukonita česti su idiomorfni kristali pirita (sl. 5.19. i 5.20.), ali i oksidiranih varijeteta kao što su getit i hematit. U uzorku su pronađeni i dobro očuvani kristali cirkona, što može ukazivati na utjecaj vulkanoklastičnog materijala. Obzirom na veličinu i nezaobljenost idiomorfnih prizmatičnih kristala cirkona (manje od 0,1 mm) moguće je da su u taložni okoliš doneseni eolskim putem.



Sl. 5.18. Netopivi ostatak uzorka Pl-1x s aglutiniranim nakupinama uglavnom izgrađenim od glaukonita (zeleno), te getita (smeđe) (uzorkovano na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija, širina prikazanog detalja iznosi približno 1 cm).

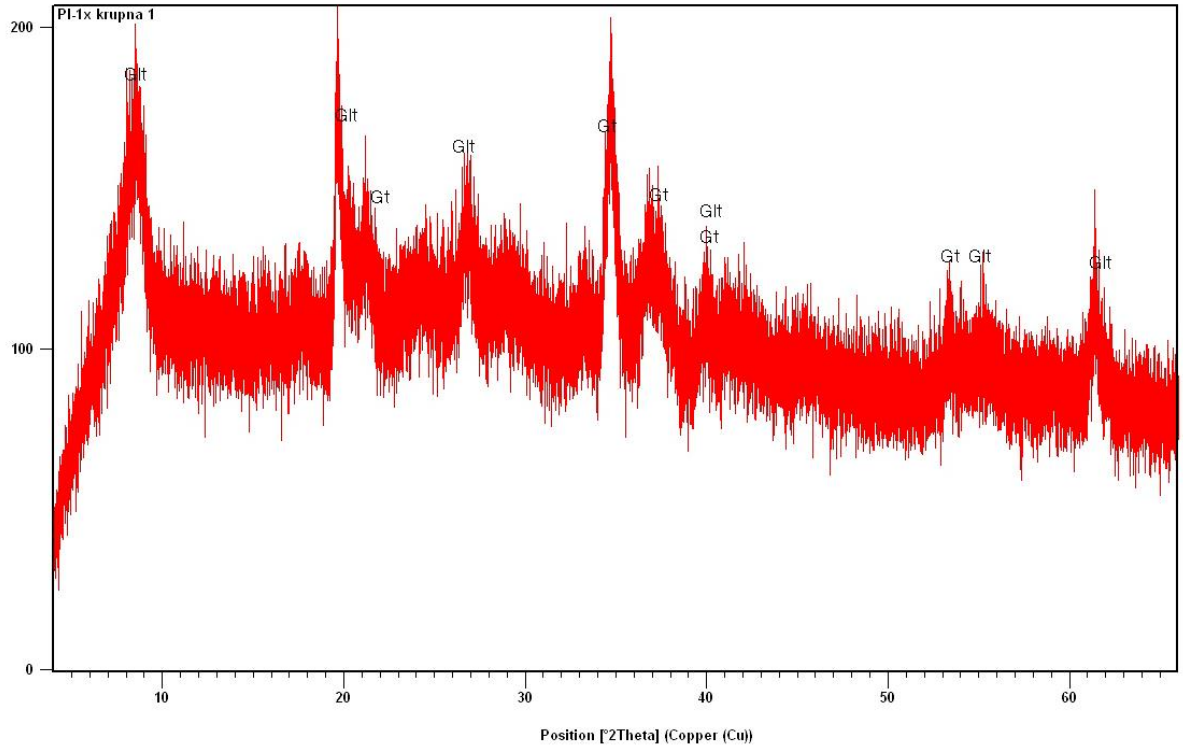


Sl. 5.19. Neprozirni kristali pirita unutar glaukonitnog zrna nastali u reduktivnim uvjetima (preparat, prolazno svjetlo, uzorkovano na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).



Sl. 5.20. Kristali pirita na glaukonitnom zrnu (lijevo) i individualno zrno pirita (desno) (reflektirano svjetlo, uzorkovano na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija). U području uzorka Pl-1x zahvaćenog bioturbacijom (sl. 5.17.) uz glaukonit dominira pirit. Izvan ove zone pirit je zamijenjen getitom.

Analiza netopivog ostatka uzorka glaukonitnog facijesa (oksidirana zona) na rendgenskom difraktometru (analizu izradila dr. sc. Anita Grizelj, HGI) pokazala je visok udio čiste glaukonitne komponente (sl. 5.21.).

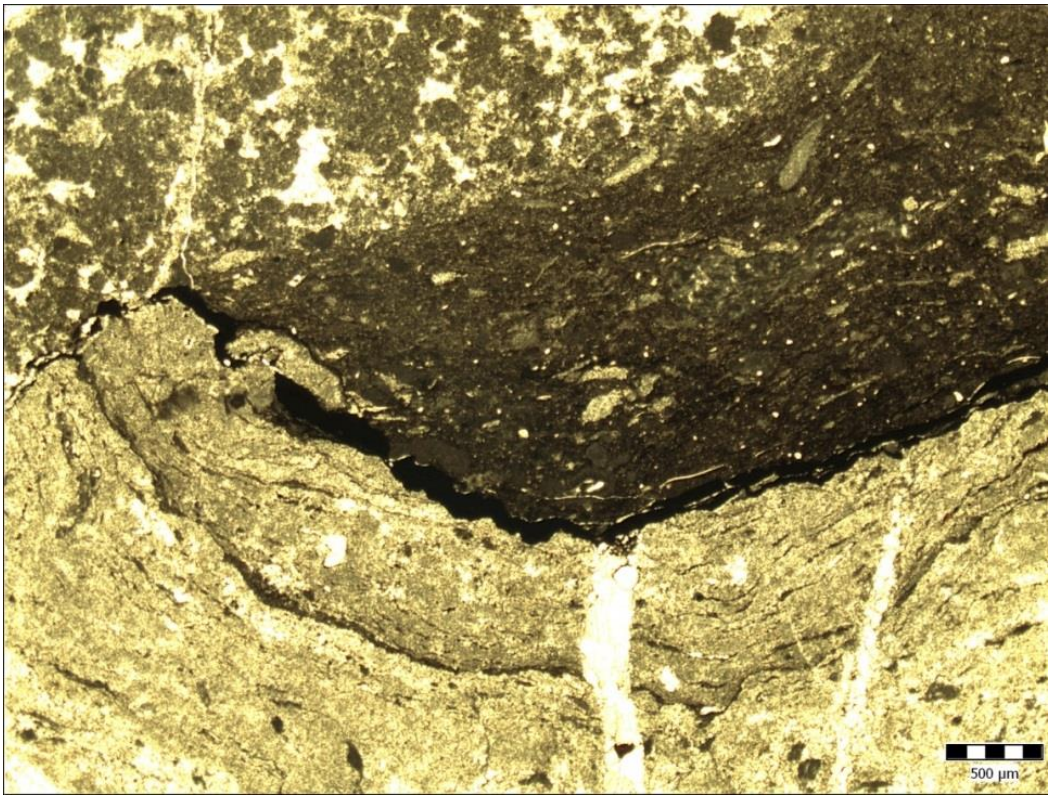


Sl. 5.21. Difraktogram netopivog ostatka (uzorak Pl-1x, detaljni geološki stup Planik, Ćićarija) (Tumač: Glt = glaukonit, Gt = getit).

Značajan udio pirita u uzorku ukazuje na reduktivne uvjete u nevezanom sedimentu. Ipak, unutar ovog facijesa samo su neke zone sačuvale piritnu komponentu, dok je većina uzoraka oksidirana tijekom dijagenetskih procesa duž brojnih pukotina djelovanjem pornih otopina.

Facijesi bogati organskom tvari koji su utvrđeni na gotovo svim detaljnim geološkim stupovima i profilima istraženim tijekom ovog istraživanja predstavljaju potencijalno zanimljiv objekt za analize stabilnih izotopa ugljika i kisika, što je detaljnije opisano u poglavljima 4.2. i 6.1. Organska tvar u vapnencima potječe uglavnom od ostataka alga, spora, peludi ali i višeg bilja zaostalog u sedimentu, te dijagenetski izmijenjenih bez prisutnosti kisika.

Ovaj je facijes predstavljen tamnosivim do potpuno crnim, laminiranim i slampiranim litotipovima (sl. 5.22.). Stijena je dijagenetski izmijenjena i tektonski poremećena. Najbolji primjeri koncentriranih bituminoznih zona utvrđeni su na geološkim stupovima Planik (u intervalu 16–22 m), Martinjak (isprekidani intervali u dijelu stupa od 8–46 m) i Vodice–Jelovica (u intervalu 8–10 m). Pojavljuju se pretežito u nekoliko stratigrafskih horizonata: na prijelazu litostratigrafskih jedinica Milna i Sv. Duh, središnjem dijelu jedinice Sv. Duh i u vršnim intervalima iste jedinice. Osim opisanih laminita česta su pojava i takozvani „šareni intervali“, odnosno organskom tvari bogate zone s bioturbacijama ispresjecane stilolitskim šavovima, te obilježene značajnim dijagenetskim izmjenama.

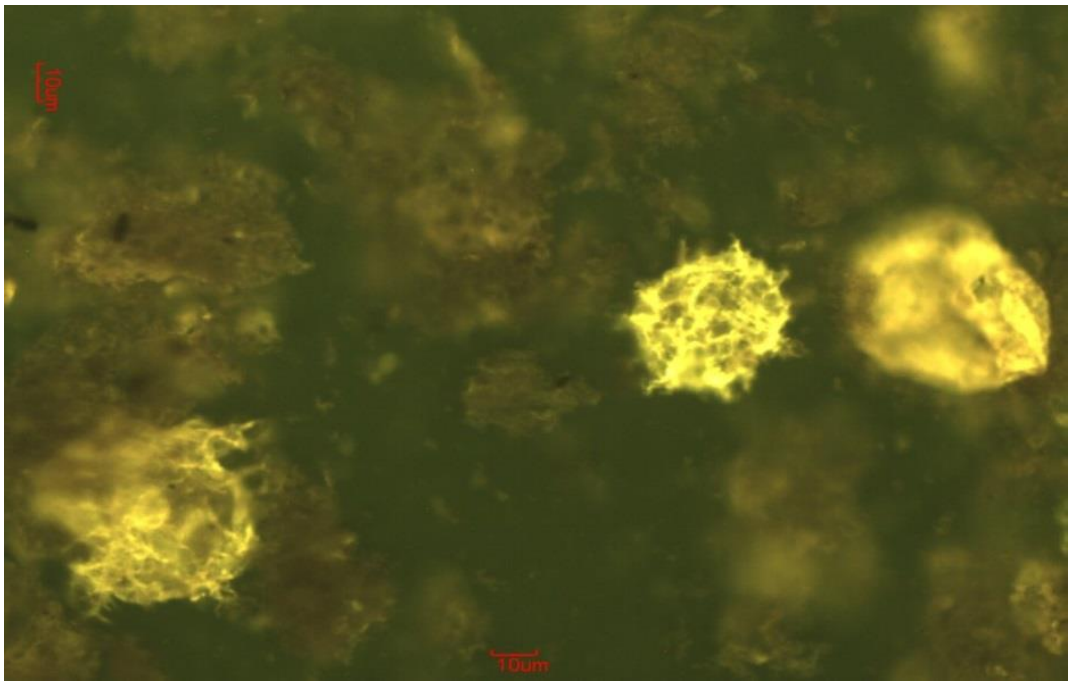


Sl. 5.22. Mikrofacijes bogat organskom tvari (uzorak Pl–6a, na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Devet uzoraka iz neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh na detaljnom geološkom stupu Planik (Ćićarija) analizirano je palinološki u svrhu utvrđivanja disoksičnih, odnosno anoksičnih uvjeta u taložnom okolišu. Analizirani facijes cijanobakterijsko–algalnih laminita generalno ukazuje na disoksične i anoksične uvijete mirnijeg okoliša taloženja (analizu izradio dr. sc. Georg Koch). Sadrži fragmente cijanobakterijskih lamina i sitne prasinoficejske fikome (sl. 5.23.). Dominantna je amorfna organska tvar, pretežito cijanobakterijskog podrijetla. Kvantitativno sadrži razmjerno malo prasinoficeja, ali u velikom omjeru u odnosu na vrlo rijetke dinociste (što ukazuje na mirnu sredinu i manjak kisika).

Uzorci prilikom piljenja ispuštaju neugodan miris (vjerojatno zbog prisutnosti H_2S i SO_2), a prigodom pripremanja preparata otapanjem kanadskog balzama na povišenoj temperaturi pojavljuju se i kapljice bitumena. Daljnje analize bi trebale utvrditi stanje kerogena, a dodatnim palinološkim analizama bi se moglo potvrditi već dokazane anoksične i disoksične uvjete u okolišu. Ako usporedimo ovaj tip facijesa s podjelama koje su dali MOORKENS (1991) i ARTHUR & SAGEMAN (1994) izdvojeni facijes bogat organskom tvari bi pripadao dubljemorskim zatvorenijim i plimnim okolišima karbonatne platforme.

S obzirom da se organska tvar u stijenama i sedimentima pojavljuje u obliku četiri vrste kompleksnih ugljikovodika (kerogena, asfalta/bitumena, sirove nafte i prirodnog plina) ovaj bi horizont mogao biti potencijalno zanimljiv i s naftnogeološkog aspekta.



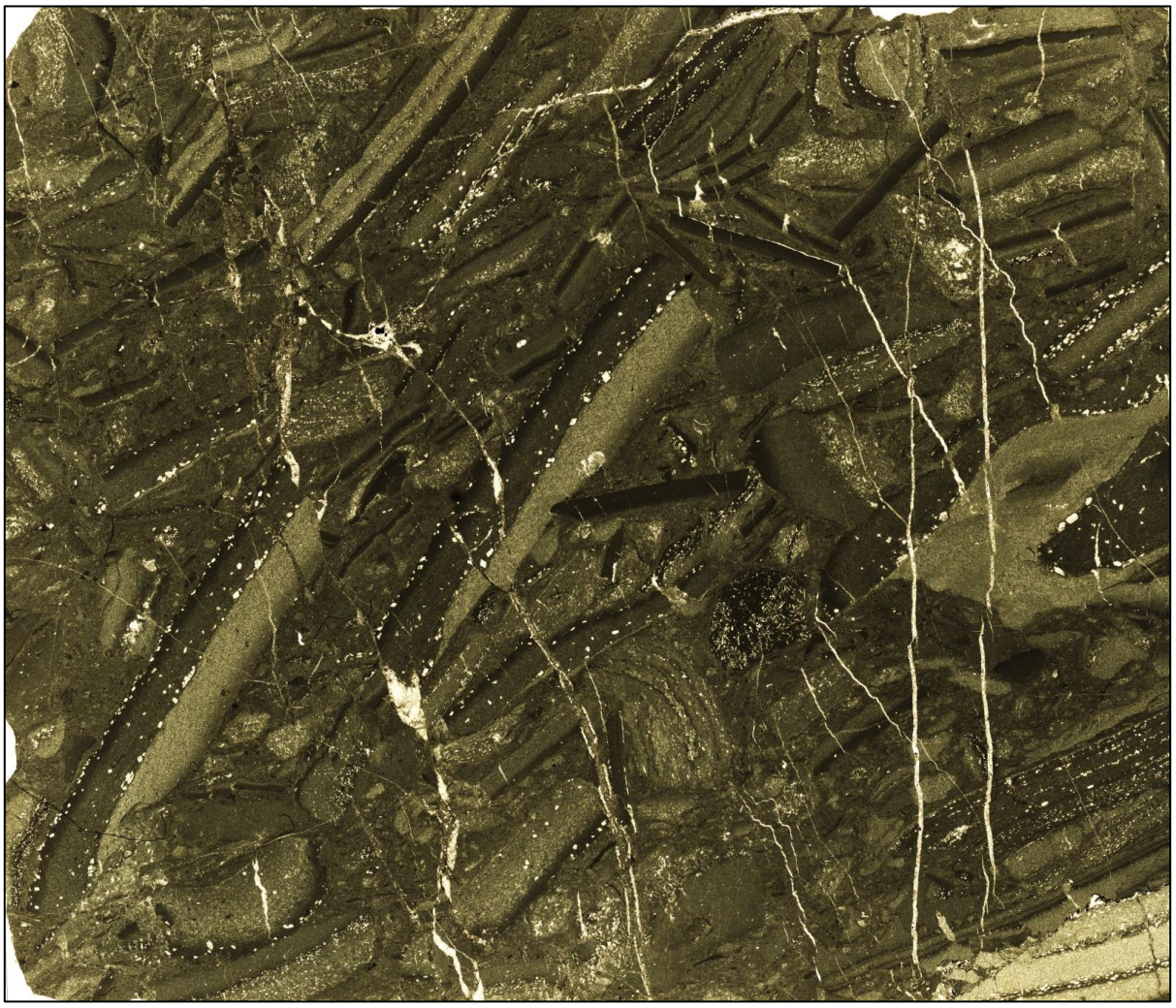
Sl. 5.23. Dinociste i *Leiosphaeridia* sp. (krajnje desno, uzorak Pl-1x, na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

U području između osnovice valova lijepog vremena i osnovice valova olujnog vremena u razdobljima između oluja prevladavali niskoenergijski uvjeti taloženja, odnosno taloženi su uglavnom bioturbirani muljevi s razmjerno malim obrocima sedimentacije. Osnovica valova olujnog vremena može značajno varirati u ovisnosti o klimatskim zonama, morfologiji morskog dna, veličini taložnog bazena, te intenzitetu oluje (FLÜGEL, 2004). Nevezani ili slabo litificirani sedimenti su pri povremenim jakim olujama deformirani, razoreni i/ili premješteni, što je uzrokovalo nastanak specifičnih tempestitnih tekstura (sl. 5.24.).

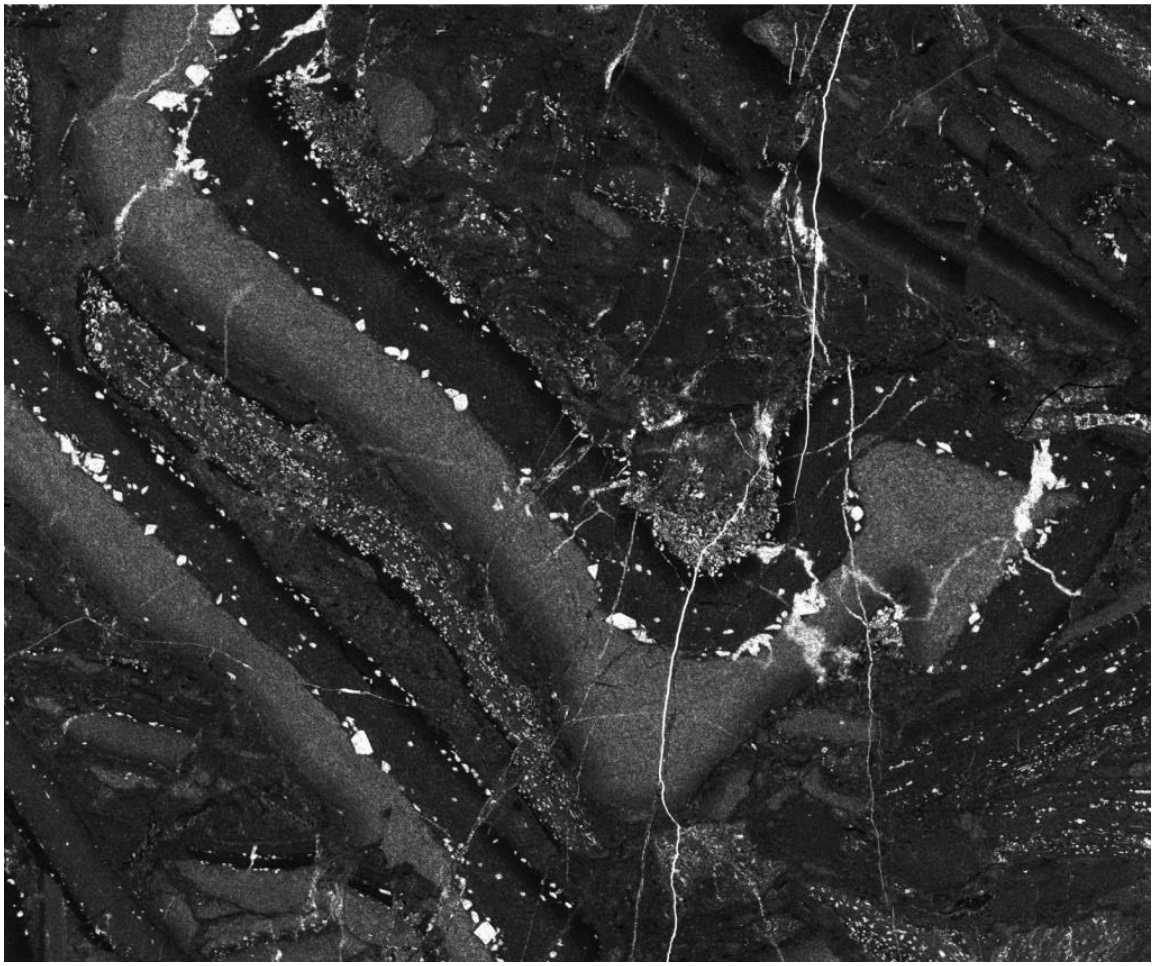
Paketi naslaga s jasnim tempestitnim karakteristikama nisu česti na istraživanim geološkim stupovima, a nalaze se u zajednici s plastično deformiranim naslagama odnosno slampiranim sedimentima. U preparatima, ali i makroskopski (na izbruscima ili svježem prijelomu stijene) mogu se uočiti plastične deformacije (zakrivljeni segmenti), ali i vrlo mali međusobni pomak pojedinih fragmenata unutar jednog uzorka/preparata. Dominantno translacijskim gibanjem poluvezanoga sedimenta niz padinu zadržavali su pretežito ravne ili slabo valovite površine smicanja, te je obično sačuvana konkordantnost u odnosu na podinske

slojeve. Kod dominantno rotacijskog klizanja jače litificirani dijelovi sedimenta su brečirani, trgani i uklapani u mikritni matriks. Ovisno o nagibu i pogotovo o duljini padine, iz ovakvih slampiranih i tempestitnih facijesa mogu nastati debritni tokovi, opisani na prijelazu između jedinica Milna i Veli Rat.

Mikritni do mikrosparitni laminiti s čestom pojavom kalupnih idiomorfnih formi (moguće primarno evaporitni kristali kasnodijagenetski zamijenjeni kalcitom) u određenim su horizontima paralelno laminaciji dezintegrirani, plastično povijeni i premješteni (sl. 5.24. i 5.25.). Lamine su milimetarskih debljina i bez fosilnog sadržaja, a dijelom su cijanobakterijsko–algalnog podrijetla.

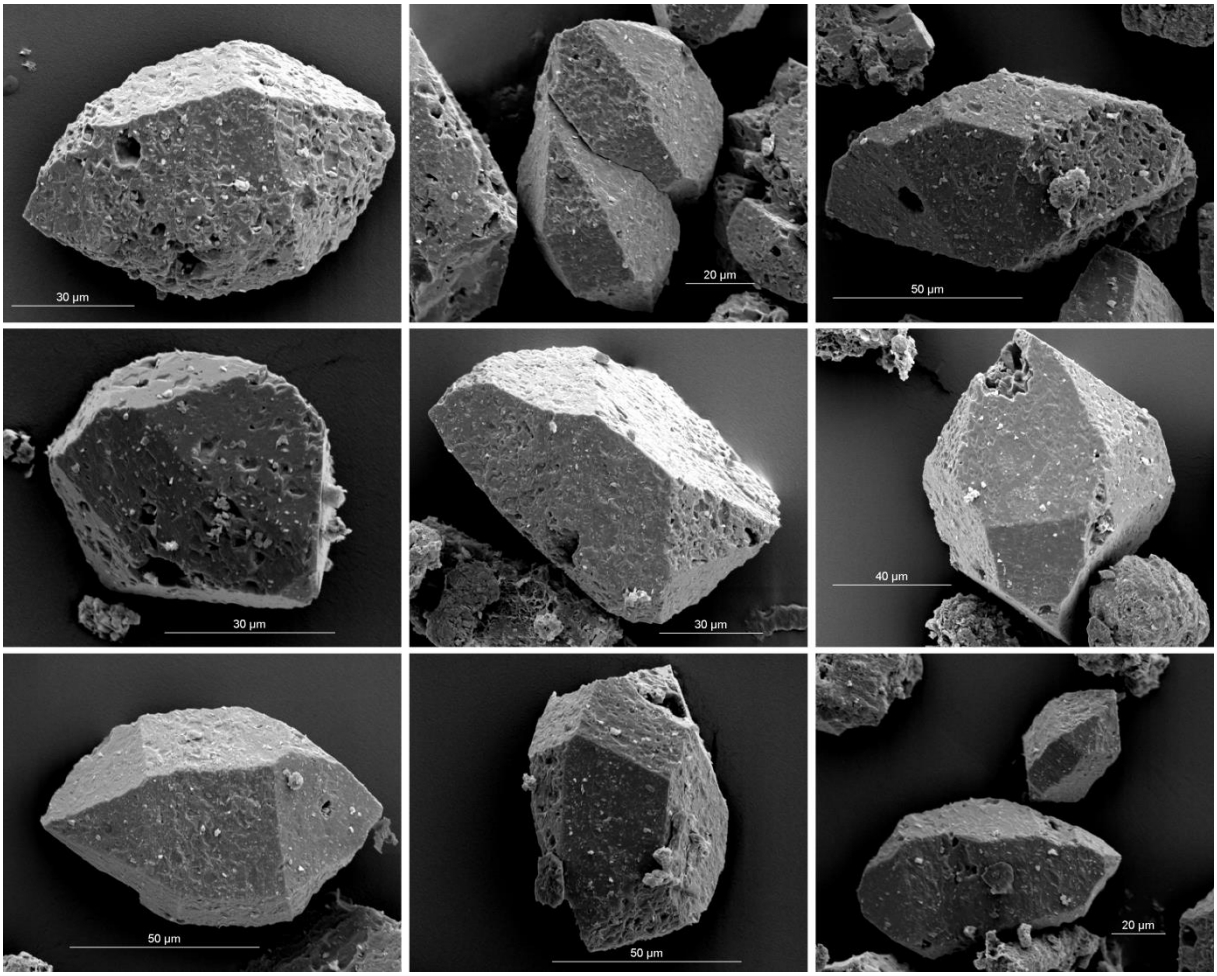


Sl. 5.24. Tempestitni facijes (širina preparata na slici je 2 cm). Horizonti vjerojatno primarno evaporitnih minerala (gips, anhidrit) dijagenetski zamijenjenih kalcitom (primarno horizontalne zone na prijelazu između mikritnih i mikrosparitnih lamina, uzorak Pl-3, na 11. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).



Sl. 5.25. Tempestitni facijes (širina preparata na slici je 1,5 cm). Vidljiva su teksturna obilježja tipična za tempestite (dezintegrirane lamine) i slampiranje (plastične deformacije), (uzorak Pl-3, na 11. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Dijagenetske promjene u litostratigrafskoj jedinici Sv. Duh vidljive su i u netopivom ostatku. Osim glaukonitnih zrna, cirkona, pirita, te željeznih oksida i hidroksida mogu se pronaći i idiomorfni kristali autigenog kvarca (sl. 5.26.).



Sl. 5.26. Dio netopivog ostatka naslaga jedinice Sv. Duh snimljen elektronskim mikroskopom. Slike prikazuju idiomorfne kristale autigenog kvarca nastalog dijagenezom u kalcisferskom vekstonu izdvojene otapanjem u octenoj kiselini (uzorak Pl-1x, na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

5.8. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA VELI RAT

Neformalna litostratigrafska jedinica Liski (FUČEK et al., 2012, 2014) (sl. 5.35.) definirana je izvorno na otoku Lošinju u sklopu izrade OGK RH 1:50.000, ali je zaključeno da ova jedinica predstavlja ekvivalent jedinice Veli Rat (usmeno priopćenje Ladislav Fuček, 2014). Jedinica Veli Rat se na otoku Lošinju nalazi u u normalnom superpozicijskom slijedu između jedinice Niska (člana jedinice Milna) u podini i regionalnog nekonformiteta u krovini. Najveća debljina u tom području iznosi do 300 m. Donja granica je obilježena oštrim kontaktom sa svijetlosivim, gustim mikritima i sitnozrnastim, peloidnim pekstonima jedinice Milna, a postavljena je na prvim slojevima svijetlosmeđih vapnenaca s pelagičkim obilježjima. Litološko obilježje jedinice Veli Rat su vapnenci s pelagičkim utjecajem i čestim bioklastičnim uloščima. Dominiraju svijetlosmeđi skeletni vekstoni (rjeđe pekstoni) s kalcisferama i globotrunkanidama, te rudistno–bioklastični floutstoni dok se rekristalizirani vapnenci koji se pojavljuju pri vrhu slijeda. Jedinica Veli Rat u svojem nižem dijelu po svojstvima uglavnom odgovara jedinici Sv. Duh, ali je za razliku od nje dubljemorsko taloženje nastavilo i u mlađi dio krede, sve do konijaka (a moguće i santona). Razlika je i u nešto većem udjelu alohtonog plitkovodnog materijala transportiranog niz padinu.

Debljina slojeva varira od nekoliko cm pa sve do preko 4 m. Od teksturnih obilježja unutar pojedinih slojeva izražene su horizontalna laminacija, humčasta kosa slojevitost, plastične deformacije sa slamp–teksturama, te oštre i ravne ili neravne i erozijske gornje slojne površine s mjestimice kanalskim obilježjima. U debljim mikritnim dijelovima slijeda mjestimice su prisutne i bioturbacije.

Okoliši taloženja odgovaraju intraplatformnim dubljemorskim okolišima bazena ili depresija s komunikacijom s otvorenim morem. Pojedini dijelovi slijeda imaju obilježja proksimalnog padinskog područja, dok su drugi dijelovi taloženi u nešto distalnijem dijelu depresije, ali još uvijek dovoljno blizu plitkomorskim peritajdalnim okolišima iz kojih potječe razmjerno velike količine alohtonog materijala.

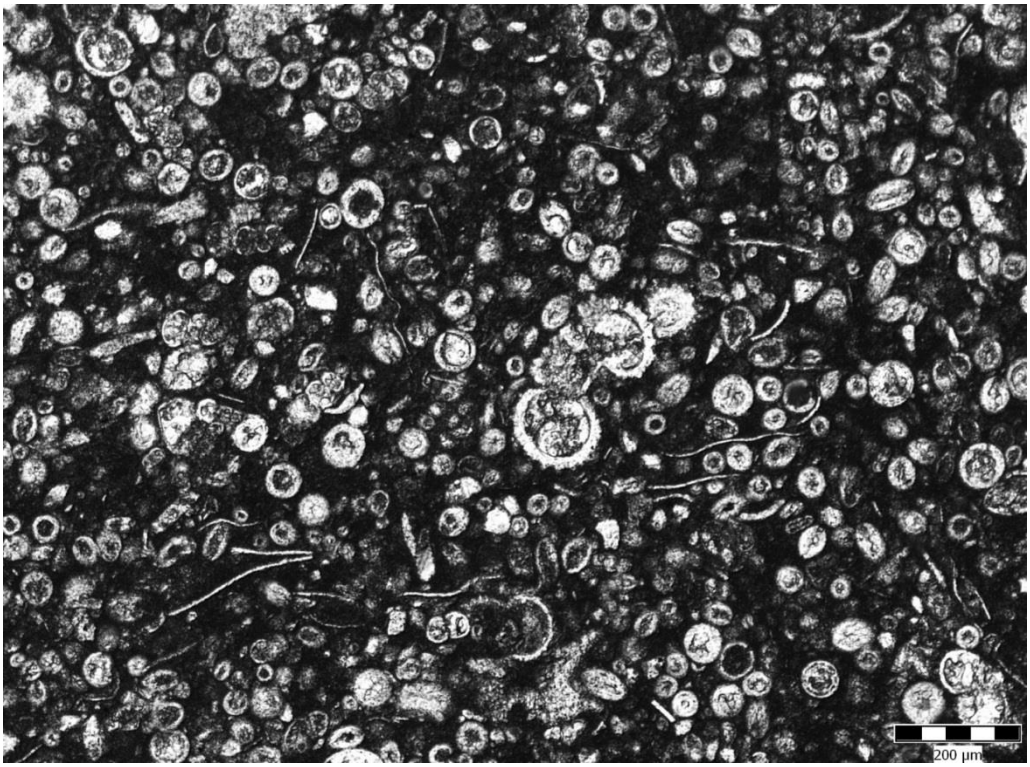
Od fosilnog sadržaja dominiraju kalcisferulide pitonelomorfnoga tipa, planktonske foraminifere globotrunkanidnoga tipa, te alohtoni plitkomorski alokemi poput eolisakusa, taumatoporela, bentičkih foraminifera i školjkaša, među kojima su najčešći rudisti. Na temelju planktonske mikrofosilne zajednice određena je turonsko–konijačka starost. Od dijagenetskih

izmjena dominantna je kasnodijagenetska dolomitizacija (osobito u donjem dijelu jedinice) i rekristalizacija koja je naglašenija u gornjem dijelu slijeda.

Gornja granica je u području otoka Lošinja obilježena regionalnim nekonformitetom s paleogenskim naslagama, a slična je situacija utvrđena i na Lošinju, Iloviku i Susku, te u širem području šibenskog zaleđa (FUČEK et al., 2014).

Neformalna litostratigrafska jedinica Veli Rat prvi put je definirana na Dugom Otoku (FUČEK et al., 1999) gdje joj je debljina približno 800 m. Donja granica je obilježena oštrim kontaktom s tankoslojevitim peritajdalnim vapnencima neformalne litostratigrafske jedinice Milna, a postavljena je na početku debelog sloja ili paketa s padinskim obilježjima koji sadrži pretaložene litoklaste i velike blokove plitkovodnih cenomanskih vapnenaca u kaotičnoj masi, između kojih se nalaze mikritni vapnenci s pelagičkim česticama.

Glavno litološko obilježje jedinice Veli Rat i na tipskom lokalitetu (Dugi Otok) predstavlja izmjena vapnenaca s pučinskim utjecajem s čestim tankim i debljim bioklastičnim ulošcima. Prevladavaju svijetlosmeđi skeletni vekstoni, rjeđe pekstoni s kalcisferama i globotrunkanidama (sl. 5.27.), te rudistno-bioklastično-litoklastično-intraklastični vekstoni, pekstoni i floutstoni, kao i rekristalizirani vapnenci koji su posebno česti u vrhu slijeda.



Sl. 5.27. Mikroskopski preparat kalcisferskog vekstona neformalne litostratigrafske jedinice Veli Rat s brojnim kalcisferama, planktonskim foraminiferama, filamentima ostrakoda i mikritnom osnovom (uzorak Pl-65, na 129. m detaljnog geološkog stupa Premuda).

Debljina slojeva izrazito varira od nekoliko cm do nekoliko m. Veći dio slijeda naslaga ima obilježja karbonatnih turbidita (alodopskih vapnenaca). Unutar pojedinih slojeva vapnenaca izražene su horizontalna laminacija, humčasta kosa slojevitost, plastične deformacije sa slampiranim teksturama, oštre i ravne, te neravne i erozijske gornje slojne površine s rijetkim kanalskim obilježjima (što je razmjerno česta pojava u donjem dijelu slijeda), a u debljim mikritnim dijelovima rijetko su prisutne i bioturbacije. Česta je pojava krupnijih kalupnih šupljina otopljenih kristala evaporita, koji nerijetko imaju i oblike sraslaca.

Naslage jedinice Veli Rat su taložene u dubljemorskim okolišima u intraplatformnom bazenu ili depresiji s komunikacijom prema otvorenim pelagičkim okolišima. Pojedini dijelovi slijeda imaju padinska obilježja dok su drugi dijelovi taloženi u nešto distalnijem dijelu depresije, ali još uvijek dovoljno blizu plitkomorskim peritajdalnim okolišima, iz kojih dolazi različiti premješteni materijal koji ima karakteristike Ta intervala karbonatnih turbidita.

Od fosilnog sadržaja dominiraju kalcisferulide pitonelomorfnog tipa, planktonske foraminifere globotrunkanidnog tipa (najznačajnije su *Helvetoglobotruncana* sp., *Marginotruncana* sp. i *Dicarinella* sp.), te alohtoni alokemi poput eolisakusa, taumatoporela, bentičkih foraminifera i školjkaša, među kojima su najčešći rudisti. Na temelju mikrofosilne zajednice planktonskih foraminifera određena je turonsko–donjosantonska starost (moguće i gornjocenomansko–donjosantonska).

Bitno je naglasiti da su najstariji dijelovi ove jedinice ujedno i vremenski ekvivalent jedinice Sveti Duh. Krovina jedinice Veli Rat na otoku Premudi nije utvrđena (najmlađi slojevi na otoku Premudi završavaju prekriveni morem).

Dubljemorski vapnenci s pelagičkim utjecajem iz neformalnih litostratigrafskih jedinica Sveti Duh i Veli Rat imaju brojne zajedničke karakteristike. Predstavlja ih facijes s niskom do umjerenom energijom vode, uglavnom uređene, monotone i homogene strukture. Od alokema su prisutne kalcisferulide, brojne planktonske foraminifere (*Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora* sp., *Helvetoglobotruncana helvetica*, kao tipični planktonski fosili jedinica Sv. Duh i Veli Rat, te *Guembelitria* cf. *cenomana*, *Macroglobigerinelloides* sp., *Muricohedbergella delrioensis*, *Whiteinella praehelvetica*, *W.* cf. *baltica*, *Heterohelix moremani*, *H. reussi*, *Praeglobotruncana gibba*, *P. stephani*, *Marginotruncana sigali*, *Archaeoglobigerina* cf. *cretacea*, *A.* cf. *blowi*, *Dicarinella primitiva*, *D.* cf. *algeriana* i *D. imbricata*, kao tipični planktonski fosili jedinice Veli Rat – sl. 5.30.), bodlje ježinaca, ostrakodi, spikule spužvi, sitni karbonatni detritus, tankoljušturni školjkaši, pelagički krinoidi, te rijetko sitnije bentičke foraminifere i kršje rudista. Osnova je mikritna, a česta je pojava

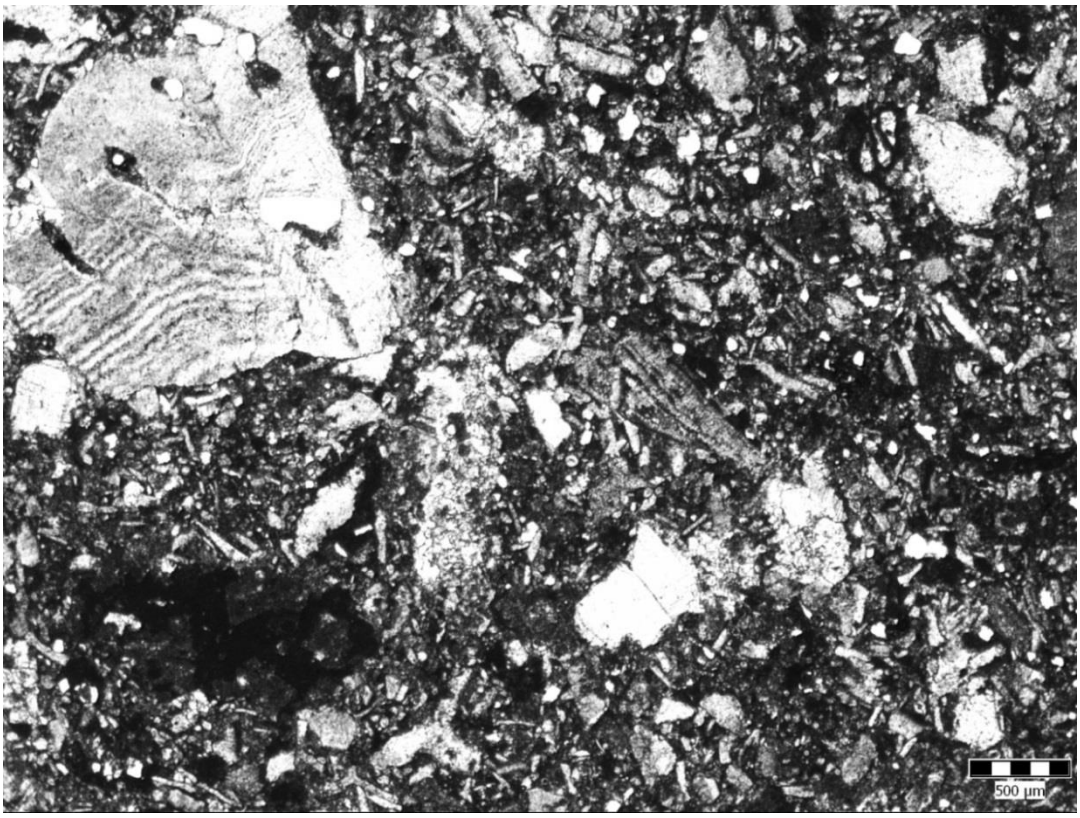
bioturbacija i organske tvari nepravilno dispergirane ili koncentrirane po pukotinama i stilolitima. Stijene su sivkaste do smećkaste, krte i obično tektonski raspucane, debeloslojevitog do masivnog habitusa.

Prijelaz iz plitkovodne neformalne litostratigrafske jedinice Milna u neformalnu litostratigrafsku jedinicu Veli Rat najčešće je obilježen debritnim brečama (5.28.) i pojavom proslojaka dubljemorskih vapnenaca s pelagičkim utjecajem. Na detaljnom geološkom stupu Premuda ovaj je facijes debljine približno 52 m, a lateralno je debljina vrlo promjenljiva.

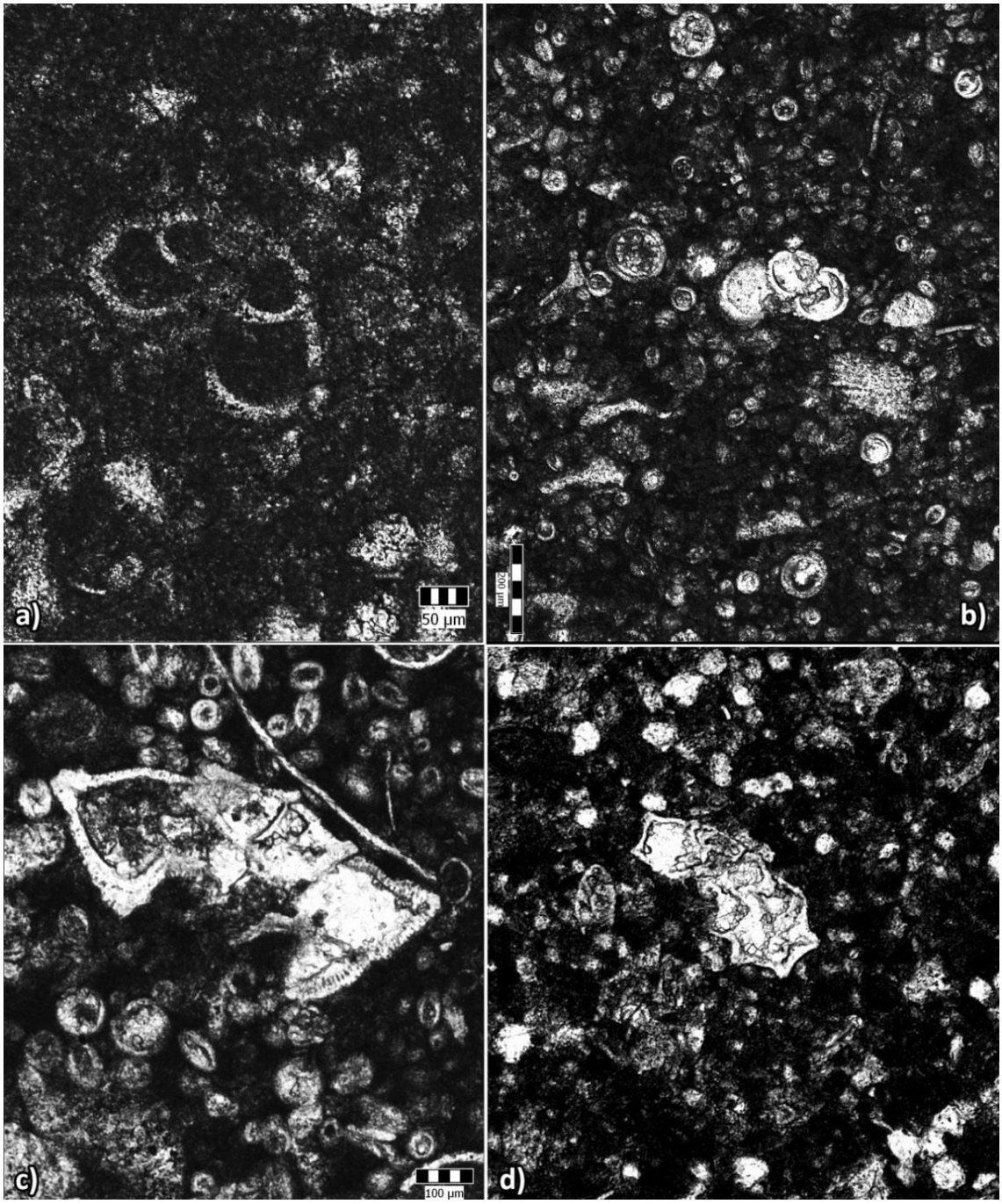
Aktivacija debritnog toka mogla se dogoditi na padinama vrlo malog kuta nagiba, te se tako pokrenuti materijal mogao pretaložiti i na vrlo velikim udaljenostima, ovisno o veličini zrna i nagibu padine.

Padinski talozi su nastali transportom plitkovodnog materijala u područje intraplatformnog bazena. Transport materijala je bio razmjerno kratak, klasti unutar debritnih breča su nezaobljeni i kaotično raspoređeni, te vrlo različitih veličina. Debeloslojevita debritna tijela lateralno brzo isklinjavaju, a vertikalno su odvojena cijanobakterijskim laminitima i tankoslojevitim intervalima obilježenim positnjavanjem naviše koji završavaju pelagičkim vekstonima. Matriks debritnih tijela varira od pelagičkih madstona do peloidno–bioklastičnih pekstona s bentičkim foraminiferama, kršjem rudista ili intraklastima (sl. 5.29.). Pojavljuju se i neptunski dajkovi, bioturbacije, intraslojna klizanja, te mjerljive vergencije slampirani materijal i tempestiti. Česta je pojava provodnih srednjo- do gornjocenomanskih bentičkih foraminifera pretaloženih iz plitkovodnog područja (*Chrysalidina gradata, Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Vidalina radoicicae* i *Pseudorhapydionina dubia*).

Sl. 5.28. Facijes debritnih breča s nesortiranim i nezaobljenim klastima različitih dimenzija (neposredno iznad uzorka PLo–38 na 53 m detaljnog geološkog stupa Premuda, vidi Prilog 12).



Sl. 5.29. Pretaloženi plitkovodni debritni materijal unutar dubljemorskih mikritnih naslaga s pelagičkim česticama neuređene strukture (preparat, uzorak PLo–40 na 55. m detaljnog geološkog stupa Premuda, vidi Prilog 12).



Sl. 5.30. Planktonske foraminifere neformalne litostratigrafske jedinice Veli Rat: **a)** *Praeglobotruncana* cf. *stephani;* **b)** *Whiteinella* cf. *paradubia;* **c)** *Marginotruncana sigali;* **d)** *Globotruncana* cf. *lapparenti* (detaljni geološki stup Premuda, determinacija L. Fuček).

5.9. NEFORMALNA LITOSTRATIGRAFSKA JEDINICA GORNJI HUMAC

U sklopu ovog rada detaljno su obrađeni samo donji dijelovi neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac na geološkim stupovima i profilima Vodice–Jelovica, Vodice–Jelovica padina, Goli breg, Veprinac, Učka, Barban, Rabac, Medulin, Martinšćica A i Martinšćica B. Pritom su zahvaćeni dijelovi jedinice do prvih provodnih fosila. U iznimnim slučajevima kad se u slijedu nalaze rekristalizirani i kristalinični litotipovi bez provodnog fosilnog sadržaja, geološki stupovi su snimani do paleogenskih naslaga (Foraminiferski vapnenci).

Kao i neformalne litostratigrafske jedinice Milna i Sveti Duh, jedinica Gornji Humac je prvi put definirana na otoku Braču, a nazvana je po istoimenom naselju (GUŠIĆ et al., 1988; GUŠIĆ & JELASKA, 1988).

Geološki stupovi i profili na kojima je izdvojena neformalna litostratigrafska jedinica Gornji Humac su: Vodice–Jelovica (≈30 m), Vodice–Jelovica padina (≈15 m), Goli breg (≈20 m), Martinjak (≈5 m), Veprinac (≈200 m), Učka (≈10 m), Rabac (≈160 m), Barban (≈20 m) i Medulin (≈95 m).

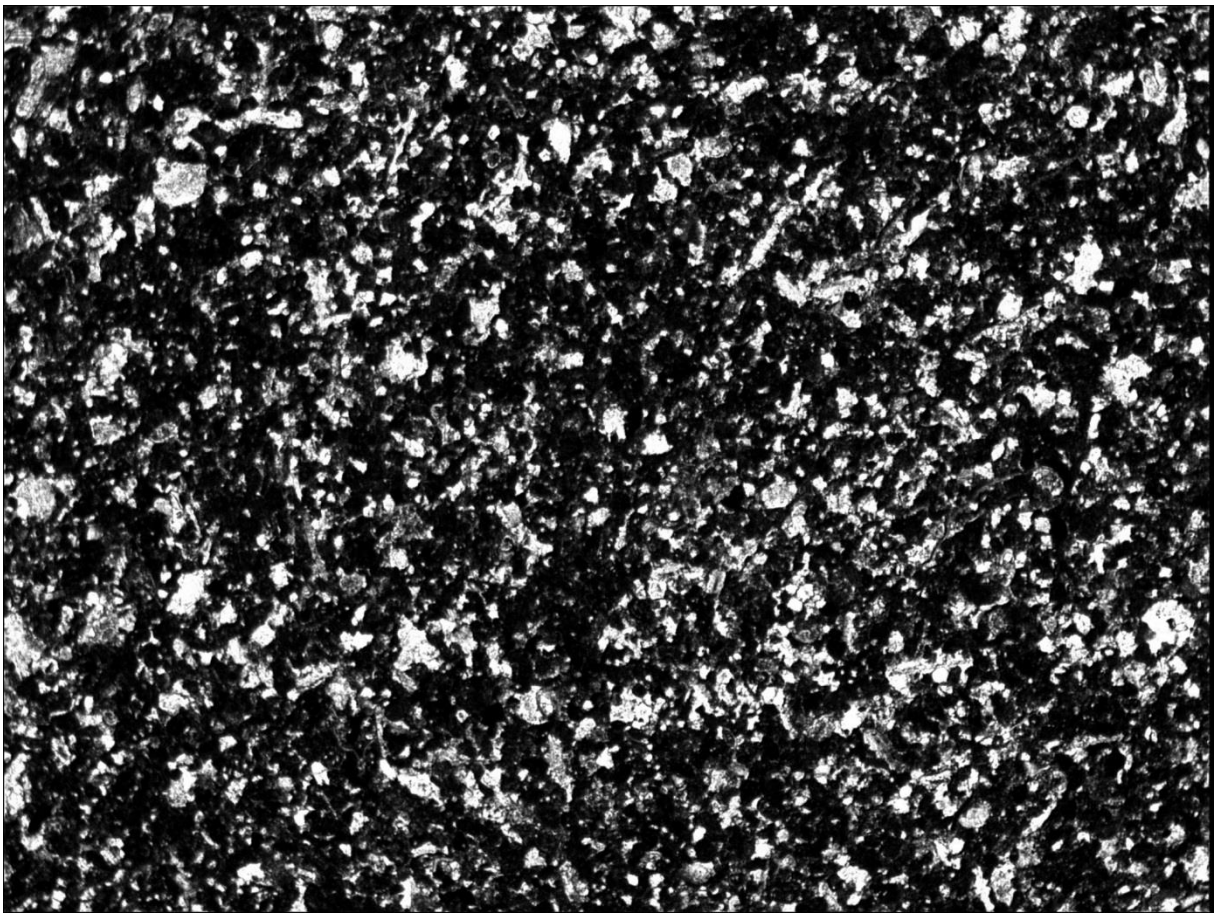
Prijelaz između neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh i krovinske jedinice Gornji Humac karakterističan je po oplićavanju, odnosno pokrupnjavanju naviše.

Naslage nižeg dijela jedinice su obilježene plitkovodnim bioklastičnim materijalom kao zapunom bazenskog dubljemorskog prostora (sl. 5.31.). Strukture su obilježene cijanobakterijsko–algalnim peloidima, nezaobljenim i često obraslim bioklastima koji potječu uglavnom od rudista, a mogu biti od mm do cm dimenzija. Manji je udio bentičkih foraminifera, bodlji ježinaca, sitnog karbonatnog detritusa u pretežno mikritnom matriksu. Pelagički sadržaj je vrlo rijedak (planktonske foraminifere i kalcisfere). Često se pojavljuju rekristalizirane, te kasnodijagenetske dolomitizirane zone. Okoliš taloženja je bio tipičan plitkovodni s umjerenom do povišenom energijom vode.

Prijelaz iz jedinice Sv. Duh je ponegdje obilježen i pojavom slojevitih vapnenaca s pojavom onkolitnih proslojaka (član Gračišće), a rjeđe se nalaze i laminiti. Po svemu sudeći radi se o vrlo plitkom potplimnom okolišu povišene do visoke energije vode pa sve do okoliša plimnih ravnica s cijanobakterijsko–algalnim laminitima. Ova promjena iz dubljemorskih u izrazito plitkovodne facijese, odnosno, obnavljanje taložnih okoliša kakvi su prevladavali u cenomanskim naslagama jedinice Milna u literaturi se obično pripisuje prvenstveno globalnim

promjenama u razini mora, jer je sredinom turona zabilježena globalna regresija (HAQ et al., 1987).

Općenito se može reći da je jedinica Gornji Humac od svoje podine odijeljena granicom definiranom pojavom prvih fenestralnih madstona s eolisakusima unutar kojih više nema pelagičkih čestica, a nastavlja se decimetarskim izmjenama fenestralnih madstona, peloidno-skeletnih vekstona, peloidno-skeletno-bioklastičnih vekston–pekstona, peloidno-skeletno-intraklastičnih pekston–grejnstona, te rijetko radiolitidnih i onkoidnih floutstona. Mjestimice ima i površina izronjavanja.



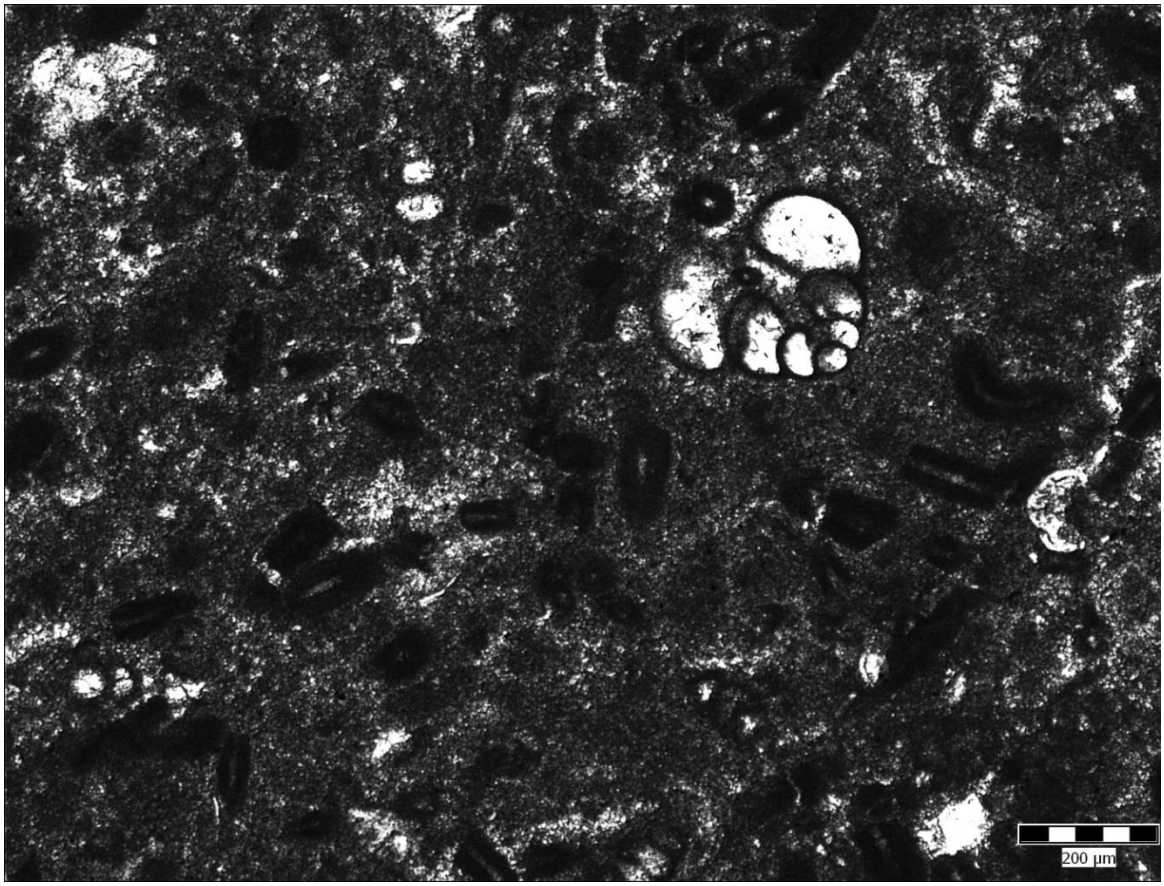
Sl. 5.31. Tipičan mikrofacijes prijelazne zone između neformalnih litostratigrafskih jedinica Sv. Duh i Gornji Humac. Bioklastični detritus bez prepoznatljivog fosilnog sadržaja (uzorak VJe-13, na 30. m geološkog profila Vodice–Jelovica, Ćićarija).

Prvi provodni fosili se nalaze obično tek iznad često prisutnog onkolitnog horizonta, a to su rudisti *Distefanella* sp. i *Hippurites requieni* (sl. 5.32. i 5.33.), te bentičke foraminifere *Moncharmontia* sp., *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Scandonea samnitica* i *S. mediterranea*, *Dicyclina schlumbergeri* i *Murgela lata*. Od ostalih fosila česte su *Thaumatoporella* sp.,

Decastronema (*Aeolisacus*) *kotori* (sl 5.34.), nubekularije, miliolide, nezazatide, *Nummoloculina heimi*, rotalide, itd.. Debljina ovih naslaga varira od približno 200 do 400 m.

Sl. 5.32. Hipuritidni rudisti neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac (Osor, otok Cres, foto i determinacija: L. Fuček).

Sl. 5.33. *Distefanella* sp., prvi provodni rod (stratigrafskog raspona turon–konijak) utvrđen unutar neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac na preglednom geološkom profilu Veprinac (Ćićarija, foto i determinacija: T. Korbar).



Sl. 5.34. Mikrofacijes neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac tipičan po brojnim presjecima eolisakusa (tamne cjevaste forme mikritiziranih stijenki) (uzorak VJe–21 na 60 m profila, pregledni uzorkovani profil Vodice–Jelovica, Ćićarija).

5.10. DUBLJEMORSKE GORNJOKREDNE NASLAGE UČKE I JUŽNE ISTRE

Dubljemorske naslage na Učki (sl. 5.16.) predstavljene su krtim, sivim, tektonski raspucanim i masivnim kalcisferskim vekstonima. Podina ove jedinice na navlačnim strukturama Učke je tektonskog karaktera. Krovina je definirana oplićavanjem naviše (detaljni geološki stup Učka, Prilog 8) i postupnom dominacijom bioklastičnog materijala prema krovini koju predstavlja litostratigrafska jedinica Gornji Humac, te provodnom bentičkom foraminiferom *Murgella lata* čiji je stratigrafski raspon santon–najmlađi kampan (VELIĆ, 2007) ili konijak (STEUBER et al., 2005; FRIJIA et al., 2015). Od planktonskih foraminifera unutar kalcisferskih vekstona prisutne su *Globotruncana* cf. *lapparenti* i *Marginotruncana* cf. *pseudolinneiana*.

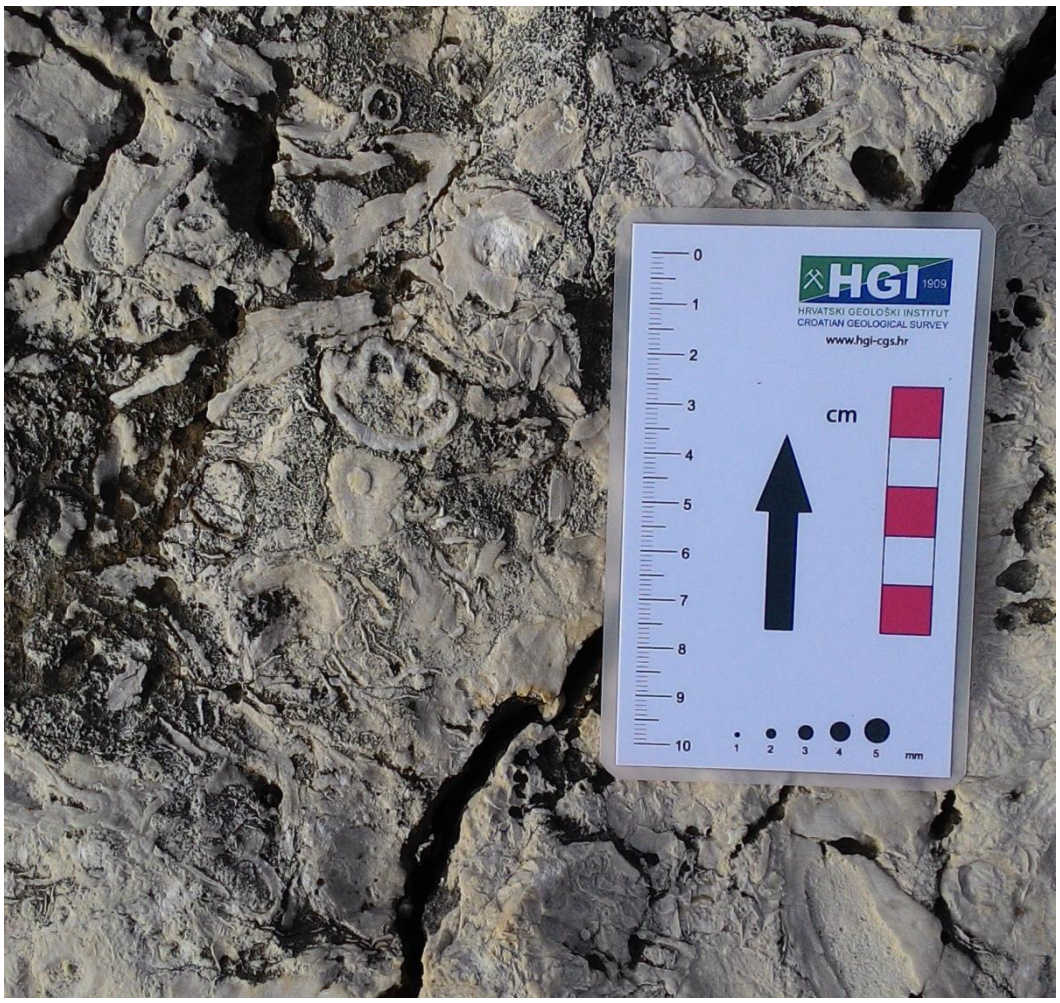
Osim konijačko–santonskih naslaga s pelagičkim utjecajem na Učki, slična pojava je tijekom rekognisciranja utvrđena i u južnoj Istri (sl. 5.16.), od okolice Medulina prema rtu Marlera.

U tom području približno nakon 90 m debljine plitkovodnih naslaga jedinice Gornji Humac s brojnim radiolitidnim litostromama (vidi Prilog 11) pojavljuje se zona rudistnih floutstona do radstona s nodularnim slojnim površinama, izrazito zrnaste osnove i s pojavom brečolikih litotipova (sl. 5.35.), vjerojatno nastalih pod utjecajem sinsedimentacijskih tektonskih deformacija.

Sl. 5.35. Brečoliki rudistni floutston (prospekcijski profil na rtu Marlera, 1 km jugoistočno od Medulina).

Nakon te zone slijedi nekoliko intervala obilježenih positnjavanjem naviše (rudistni floutstoni do radstoni postupno prelaze u dobrosortirane eolisakusne pekstone do grejnstone). U ovoj zoni pojavljuju se i prvi hipuritidni presjeci (sl. 5.36.), a takvi su intervali pojedinačno debeli do nekoliko metara. Slijede intervali s tempestitnim ulošcima, humčastom kosom slojevitošću (sl. 5.37.), slampiranim slojevima, zrnastim litotipovima, pločastim habitusom u izmjeni s rudistnim biostromama/litostromama. Ovakvi paketi ukazuju vjerojatno na obnovljenu sinsedimentacijsku tektonsku aktivnost i formiranje blago nagnute karbonatne rampe obilježene komunikacijom s otvorenim morem, odnosno jasnim pelagičkim utjecajem. Predloženi radni naziv ove jedinice koja predstavlja bočni ekvivalent plitkovodnoj jedinici

Gornji Humac i dubljemorskoj jedinici Veli Rat je jedinica Medulin. Na takvim padinskim naslagama slijedi zona s proslojcima kalcisferskih vekstona s dosta bioklastičnog plitkovodnog materijala, porozne i brašnaste strukture, bijele boje, te umjerenog stupnja rekristalizacije. Predloženi radni naziv ove jedinice s pelagičkim utjecajem je Marlera. Nakon naslaga s pelagičkim utjecajem u rasjednom kontaktu ponovno slijede plitkovodni rudistni floutstoni u izmjeni s vekston–pekstonima koji odgovaraju jedinici Gornji Humac, a na njima na samom rtu Marlera transgresivno slijede eocenski Foraminiferski vapnenci.



Sl. 5.36. Hipuritidni presjeci na erozijskoj površini rudistnog floutstona (prospekcijski profil na rtu Marlera, 1 km jugoistočno od Medulina).

Opisani slijed padinskih naslaga i vapnenaca s izrazitijim pučinskim utjecajem predstavlja prijelaznu zonu između ishodišnih plitkovodnih vapnenaca jedinice Gornji Humac i dubljemorskih vapnenaca jedinice Veli Rat. Obzirom na superpoziciju i prethodne radove u kojima je prikazan fosilni sastav ovih naslaga (MORO, 1997; MORO et al., 2002) stratigrafski raspon slijeda je vjerojatno gornji turon do donji santon.

Sl. 5.37. Humčasta gornja slojna površina (humčasta kosa slojevitost; prospekcijski profil na rtu Marlera, 2 km jugoistočno od Medulina).

Detaljna obrada turonsko/konijačko–santonskih padinskih i pelagičkih naslaga predstavlja potencijalno zanimljivu temu budućih detaljnih istraživanja.

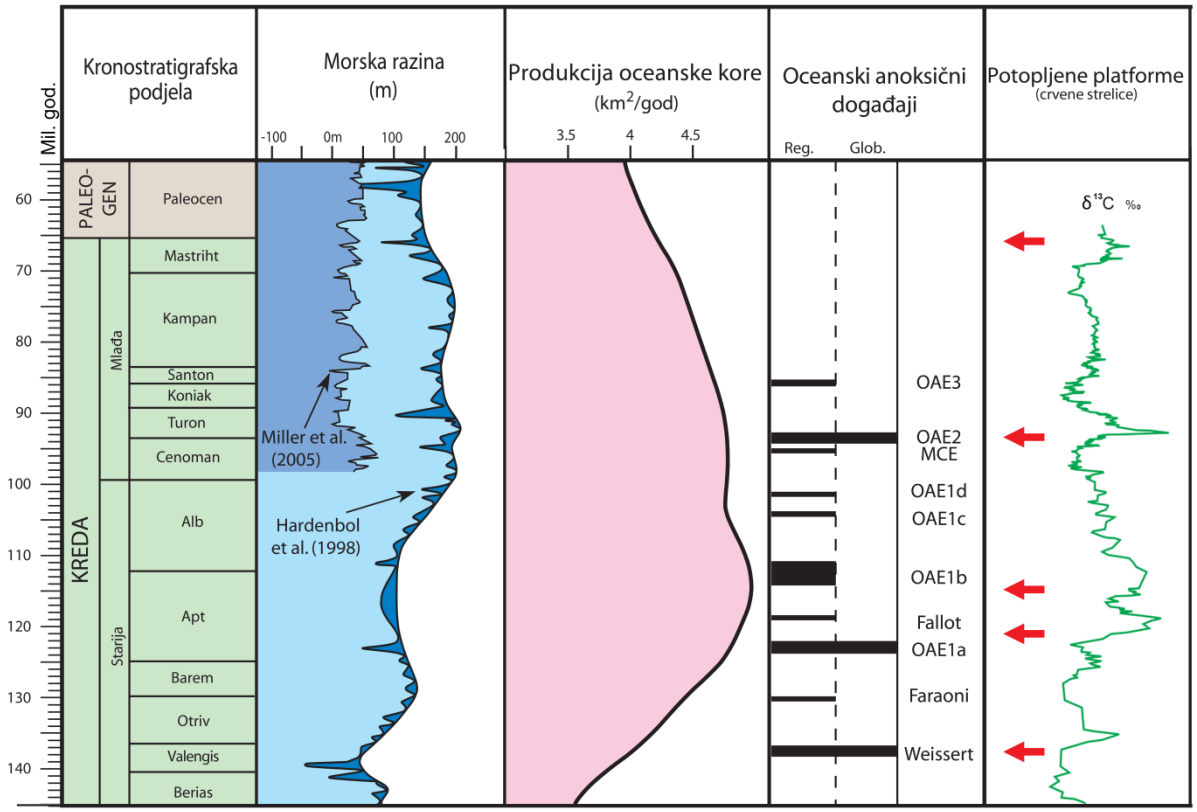
Osim navedenih dubljemorskih naslaga na drugim dijelovima Jadranske karbonatne platforme postoje i druge dubljemorske jedinice s pelagičkim utjecajem (npr. jedinica Dol na otoku Braču – GUŠIĆ & JELASKA, 1990), no takve naslage nisu utvrđene na području istraživanja ovog rada.

6. RASPRAVA

6.1. USPOREDBA REZULTATA ANALIZA STABILNIH IZOTOPA $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$

U ovom je radu najveća pozornost posvećena dubljemorskim naslagama na sjeverozapadnom dijelu JKP stratigrafskog raspona oko granice cenoman–turon, što je stratigrafska razina u svjetskoj literaturi poznata po oceanskom anoksičnom događaju OAE2 koji se obično naziva još i „Bonarelli Event“ (JENKYNS, 1980; ARTHUR et al., 1990). U posljednje vrijeme dokazano je da je oceanskom anoksičnom događaju OAE2 prethodio i jedan manji, za sada slabije istraženi događaj poznat pod imenom „Mid-Cenomanian Event“ ili „MCE“ (COCCIONI & GALEOTTI, 2003) čiji je utjecaj u istraživanom području slabo vidljiv. U vremenskom intervalu od prvih naznaka anoksičnog događaja OAE2 do njegovog završetka (procjene govore o trajanju od približno 600.000 godina, SAGEMAN et al., 2006) taloženi su sedimenti s povišenim udjelima stabilnog izotopa $\delta^{13}C$.

Promjene odnosa stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ u bazenskim su područjima oko granice cenoman–turon u svjetskoj literaturi dobro opisane i proučene (npr. SCHLANGER & JENKYNS, 1976; SCHLANGER et al., 1987; ARTHUR et al., 1988; TSIKOS et al., 2004; KARAKITSIOS et al., 2010; sl. 6.1.), no manje je pozornosti posvećeno kemostratigrafskim istraživanjima istodobnih događaja na plitkovodnim karbonatnim platformama i odnosu između tih taložnih sustava. Pojedini radovi ipak jasno upućuju na utjecaj ovih značajnih paleookolišnih promjena na plitkovodne epikontinentalne sustave, kao i plitkovodna područja karbonatnih platforma (PHILIP, 1982; FLOQUET et al., 1987; WEISSERT et al., 1998; GERTSCH et al., 2010). U novijim radovima (primjerice MITCHELL et al., 2008) ukazuje se na povezanost između orbitalnih ciklusa i anoksičnih pojava koje su prethodile oceanskim anoksičnim događajima.

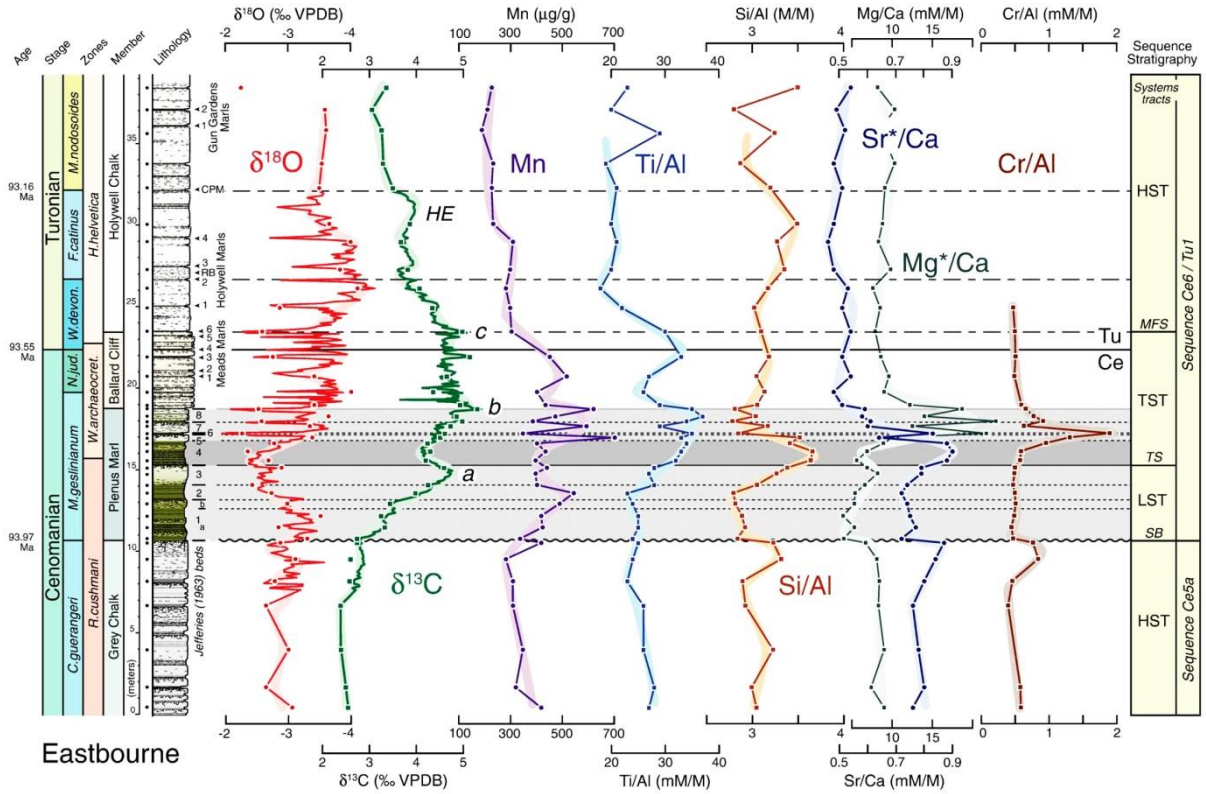


Sl. 6.1. Kompilacijski prikaz globalnih promjena morske razine (HARDENBOL et al., 1998; MILLER et al., 2005), produkcije oceanske kore (STANLEY & HARDIE, 1998), oceanskih anoksičnih događaja (SCHLANGER & JENKYNS, 1976), krivulje izotopnog sastava ugljika (*bulk*, VAN DE SCHOOTBRUGGE et al., 2005) i potapanja karbonatnih platforma (SIMO et al., 1993) u kredi i paleocenu (izmijenjeno prema TAKASHIMA et al., 2006).

Najbolje dokumentiran i najdetaljniji izotopni zapis cenomansko–turonskog anoksičnog događaja predstavlja profil Gun Gardens (Eastbourne, Engleska) (sl. 6.2.). Na tom profilu izdvojena su tri glavna dijela (odsječka) izotopne krivulje poznata kao (1) *pre–excursion, the first build up* ili *peak* ***a***, (2) *second build–up* ili *peak* ***b***, te (3) *plateau* (plato) ili završni *peak* ***c*** (PEARCE et al., 2009). Nakon spomenuta tri specifična dijela krivulje udio izotopa se vraća prema normalnim vrijednostima.

Osim profila Eastbourne u Engleskoj, referentne krivulje događaja OAE2 definirane su i u Austriji (Rehkogelgraben; WAGREICH et al., 2008), Italiji (Gubbio; TSIKOS et al., 2004), Maroku (Tarfaya; TSIKOS et al., 2004), SAD–u (Pueblo; Colorado, CARON et al., 2006), i drugdje. Referentne krivulje su definirane na vrlo detaljno snimljenim i uzorkovanim stupovima s vrlo bogatim zajednicama provodnih fosila (prvenstveno amonita i planktonskih foraminifera).

Što se tiče analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ obavljenih u okviru ovog rada treba još jednom naglasiti da su one samo preliminarne, s ciljem provjere jesu li i u sjeverozapadnom



Sl. 6.2. Kemostratigrafija stabilnih izotopa i odabranih elemenata na granici cenoman–turon, profil Gun Gardens (Eastbourne, Engleska) (PEARCE et al., 2009).

dijelu JKP zabilježene odgovarajuće promjene sastava stabilnih izotopa i može li to biti predmet budućih istraživanja.

Najveći problemi kod provedenog istraživanja, a slično će biti i kod budućih radova, su intenzivna tektonska poremećenost geoloških stupova i profila te izrazite dijagenetske promjene, budući da dijageneza mikritne osnove ili prisutnost sitnih bioklasta mogu utjecati na dobivene vrijednosti odnosa stabilnih izotopa.

Početne negativne vrijednosti $\delta^{13}C$ oko -1‰ u vršnim dijelovima cenomanske jedinice Milna (geološki stupovi Martinjak i Planik, vidi Prilog 13, odnosno geološki stup Premuda, vidi Prilog 12) i na samom prijelazu prema cenomansko–turonskoj jedinici Sv. Duh mogu upućivati na naknadni dijagenetski utjecaj meteorskih fluida, dok zabilježene vrijednosti $\delta^{18}O$ od -6 do 0‰ upućuju na izvorno marinski izotopni sastav. Nakon početnog kontinuiranog porasta iz negativnih u pozitivne vrijednosti, odnos stabilnih izotopa ugljika zadržava pozitivne vrijednosti između 1 i 4,5‰ $\delta^{13}C$ (KORBAR et al., 2012).

Na geološkom stupu Martinjak krivulja izotopnog sastava $\delta^{13}C$ (sl. 4.36.) bi mogla ukazivati na takozvani plato cenoman–turon („c“ interval izdvojen na profilu Eastburn, PEARCE et al., 2009; vidi Priloge 4 i 13).

Za detaljniju korelaciju stijenskog zapisa sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme s globalnim krivuljama trebalo bi obaviti znatno detaljnije analize, s gušćim uzorkovanjem naslaga šireg stratigrafskog raspona. Ipak, već na temelju preliminarnih analiza može se zaključiti da su rezultati zadovoljavajući i da ukazuju na potrebu za daljnjim detaljnim istraživanjem jer je na dobivenim krivuljama moguće prepoznati glavne trendove izotopnih odnosa i usporediti ih s podacima o kemostratigrafskim vrijednostima prijelazne razine između cenomana i turona iz svjetske literature.

6.2. KORELACIJA GORNJOKREDNIH NEFORMALNIH LITOSTRATIGRAFSKIH JEDINICA NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME

Prethodnim istraživanjima su na sjeverozapadnom području Jadranske karbonatne platforme prikupljene brojne informacije o litostratigrafskim i biostratigrafskim značajkama, debljinama i površinskom rasprostiranju gornjokrednih naslaga (listovi OGK SFRJ 1:100.000 s pripadajućim tumačima; listovi nove OGK RH 1:50.000; POLŠAK, 1965a, b; GUŠIĆ & JELASKA, 1990; FUČEK et al., 1990, 1991; VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994, 2005; TIŠLJAR et al., 1998, 2002; MORO, 1997; MORO et al., 2002; KORBAR et al., 2012; MATIČEC et al., 2014, i dr.). Uspoređujući dostupne informacije s rezultatima istraživanja provedenih za potrebe ovog rada mogu se neformalne litostratigrafske jedinice se mogu usporediti i korelirati u širem prostoru, što je važan temelj za razmatranje paleogeografske evolucije istraživanog područja (poglavlje 6.3).

Sjeverna Istra

Tijekom prijelaza iz alba u cenoman na području današnje sjeverne Istre istaloženi su vršni dijelovi naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Crna (FUČEK et al., 2012; sl.

6.3.). Najznačajnije litološko obilježje ove jedinice je nepravilna izmjena tankoslojevitih i laminiranih vapnenaca (izmjena madstona s intraklastično–peloidno–skeletnim vekstonima i pekston–grejnstonima) s horizontima gastropodnih floutston–radstona, školjkašima i orbitolidnih foraminifera. Površinski ova jedinica zauzima značajan dio bujske antiklinale.

Početkom cenomana, na području današnje sjeverne Istre na naslagama jedinice Crna konkordantno su taložene naslage jedinice Milna (GUŠIĆ & JELASKA, 1990). Prijelaz iz jedinice Crna u mlađe naslage lateralno je na istraživanom prostoru vrlo raznolik. Ova činjenica ukazuje na potrebu izdvajanja pojedinih članova unutar spomenutih jedinica.

Na detaljnom geološkom stupu Dolina Mirne (SZ dio Istre) utvrđen je prijelaz iz alba u cenoman u vidu laminiranih i kasnodijagenetski dolomitiziranih litotipova na kojima slijede dobroslojevite, bioklastično-skeletno-peloidne naslage jedinice Milna. Na istočnom dijelu bujske antiklinale ovaj prijelaz okarakteriziran je članovima jedinice Milna, članom Marušići i članom Rušnjak (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994; MATIČEC et al., 2014) (sl. 6.3.).

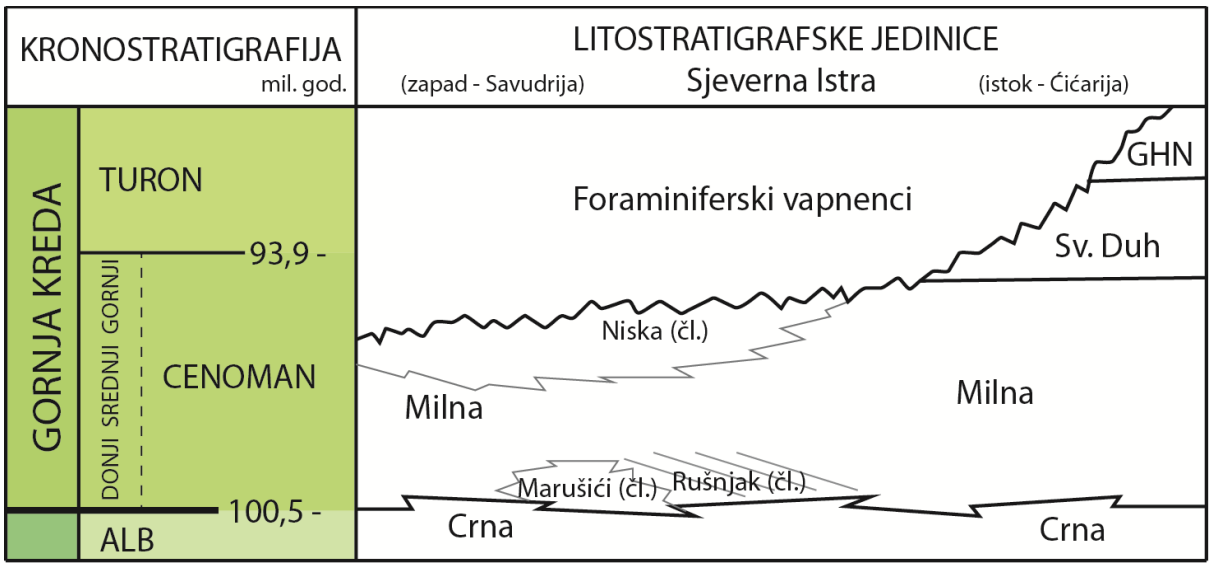
Na području zapadne i sjeverozapadne Istre naslage jedinice Milna su u gornjem cenomanu okopnile, tako da na emerzijskom horizontu diskordantno slijede eocenski Foraminiferski vapnenci.

Na području današnje sjeverne Istre mlađi dio jedinice Milna obilježen je naslagama člana Niska. To su debeloslojeviti, svijetlosivosmeđi do gotovo bijeli, često rekristalizirani i kristalinični vapnenci izgrađeni od skeletnih madstona, vekston–pekstona do grejnstona, te rudistno–bioklastičnih floutstona.

Duž sjevernog i istočnog dijela Istre (od Ćićarije prema jugu) površinski se proteže pojas naslaga jedinice Sv. Duh. Stratigrafski raspon ovih naslaga je od kraja cenomana do približno sredine turona. Prijelaz iz jedinice Milna u jedinicu Sv. Duh često je obilježen naslagama koje su laminirane, slampirane, bogate organskom tvari, nerijetko i s pojavom tempestitnih tekstura. Prijelaz može biti relativno oštar ili postupan (oscilirajući). Glavna litološka odlika jedinice Sv. Duh su debeloslojeviti do masivni dubljemorski vapnenci sivkastih do smećkastih nijansi, krtog loma i dominantno mikritnog sastava s pelagičkim alokemima (kalcisfere i planktonske foraminifere).

Na istočnom području su tijekom srednjeg do gornjeg turona i prijelaza u konijak dubljemorske naslage jedinice Sv. Duh postupno zamjenjuju bioklastični plitkovodni litotipovi slojevitih eolisakusno-taumatoporelskih vekston–pekstona jedinice Gornji Humac. Slijede dominantno rudistni floutstoni koji su nerijetko izrazito rekristalizirani ili kristalinični.

Slijed gornjokrednih naslaga završava nekonformitetom na kojem su istaložene naslage Foraminiferskih vapnenaca.



Sl. 6.3. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području sjeverne Istre (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994; MATIČEC et al., 2014; usmeno priopćenje I. Vlahović, 2014).

Južna Istra

Tijekom prijelaza iz alba u cenoman na području današnje južne Istre, jednako kao i na njezinom sjevernom dijelu istaložene su naslage neformalne litostratigrafske jedinice Crna (sl. 6.4.). Površinski ova jedinica zauzima značajan dio južnog dijela zapadnoistarske antiklinale.

Početkom cenomana, na području današnje južne Istre na naslagama jedinice Crna konkordantno su istaložene naslage jedinice Milna. Prijelaz iz jedinice Crna u jedinicu Milna lateralno je na kao i na sjevernom dijelu raznolik. U južnom dijelu Istre spomenuti prijelaz specifičan je po naslagama člana Vinkuran. Općenito, tipične naslage jedinice Milna obilježavaju izmjene dobroslojevitih rudistnih i hondrodontnih paketa bioklastičnih floutstona, cijanobakterijsko–algalnih laminita (uz čestu pojavu LLH stromatolita) i foraminiferskih vekston–pekstona.

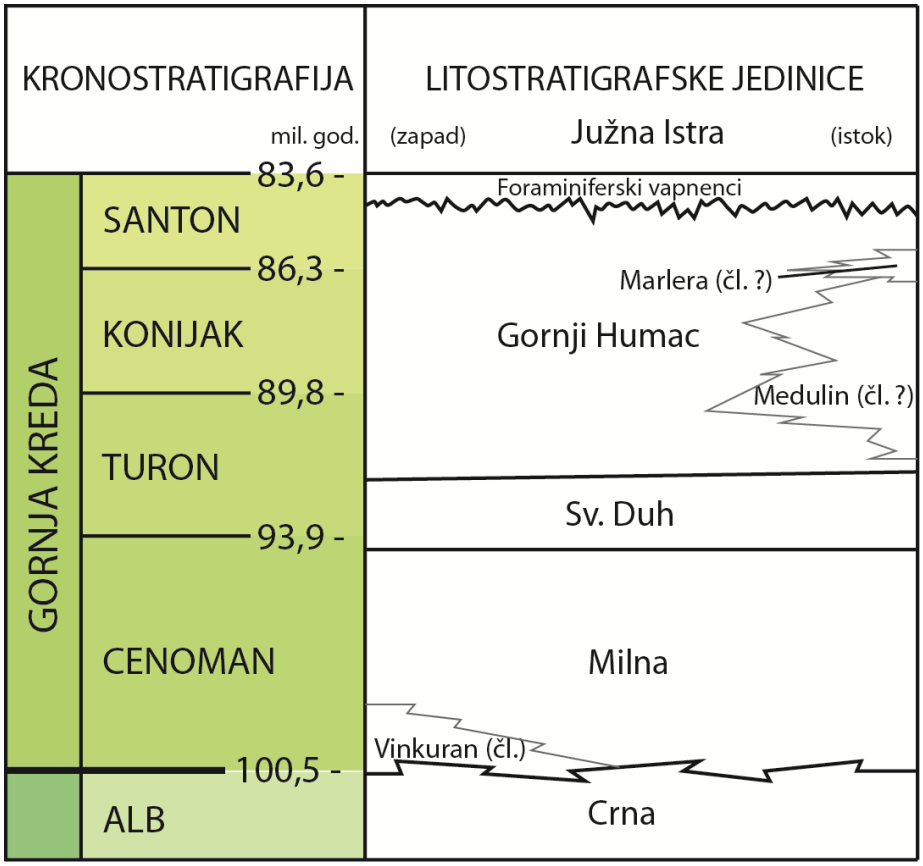
U južnom dijelu Istre jedinica Milna je egzistirala do vršnog cenomana (sl. 6.4.), te su na njoj konkordantno istaložene dubljemorske naslage jedinice Sv. Duh. Prijelaz iz jedinice Milna u jedinicu Sv. Duh vrlo je sličan po pojavi ranije opisanih litotipova na prijelazu u području sjeverne Istrie. Glavna razlika je što se pelagički utjecaj na prijelazu prije pojave

debeloslojevitih naslaga jedinice Sv. Duh pojavljuje postupno, u obliku tankih pa sve debljih proslojaka kalcisferskih vekstona i sve manjim utjecajem plitkovodnog bioklastičnog materijala.

Tijekom srednjeg do gornjeg turona i prijelaza u konijak dubljemorske naslage jedinice Sv. Duh postupno zamjenjuju bioklastični plitkovodni litotipovi slojevitih eolisakusno-taumatoporelskih vekston–pekstona jedinice Gornji Humac. Tipične naslage jedinice Gornji Humac su u bazalnom dijelu Ćićarije razmjerno tanke, prekrivene transgresivnim eocenskim Foraminiferskim vapnencima, dok je u području južnije (okolica Barbana) istaložen znatno deblji slijed tih naslaga prije konačne emerzije.

Specifičan je razvoj mlađeg dijela krede utvrđen u području južne Istre, gdje nakon tipičnih plitkovodnih naslaga jedinice Gornji Humac s brojnim radiolitidnim litostromama pojavljuje se zona rudistnih floutstona do radstona s nodularnim slojnim površinama, izrazito zrnaste osnove s pojavom brečolikih litotipova, a nakon nje nekoliko intervala obilježenih positnjavanjem naviše (rudistni floutstoni do radstoni postupno prelaze u dobrosortirane eolisakusne pekstone do grejnstone). Slijede intervali s tempestitnim ulošcima, humčastom kosom slojevitošću, slampiranim slojevima, zrnastim litotipovima, pločastim habitusom u izmjeni s rudistnim biostromama i litostromama. Cijela zona predstavlja vjerojatno buduću jedinicu nižeg ranga Medulin.

Na takvim padinskim naslagama slijedi zona s proslojcima kalcisferskih vekstona s dosta bioklastičnog plitkovodnog materijala, porozne i brašnaste strukture, bijele boje, te umjerenog stupnja rekristalizacije. Predloženi radni naziv ove neformalne litostratigrafske jedinice obilježene pelagičkim utjecajem je Marlera.



Sl. 6.4. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području južne Istre (MORO, 1997; MATIČEC et al., 2014; usmeno priopćenje I. Vlahović i L. Fuček, 2014; terenska prospekcija D. Matičec, L. Fuček, I. Vlahović, D. Palenik i V. Brčić, 2014).

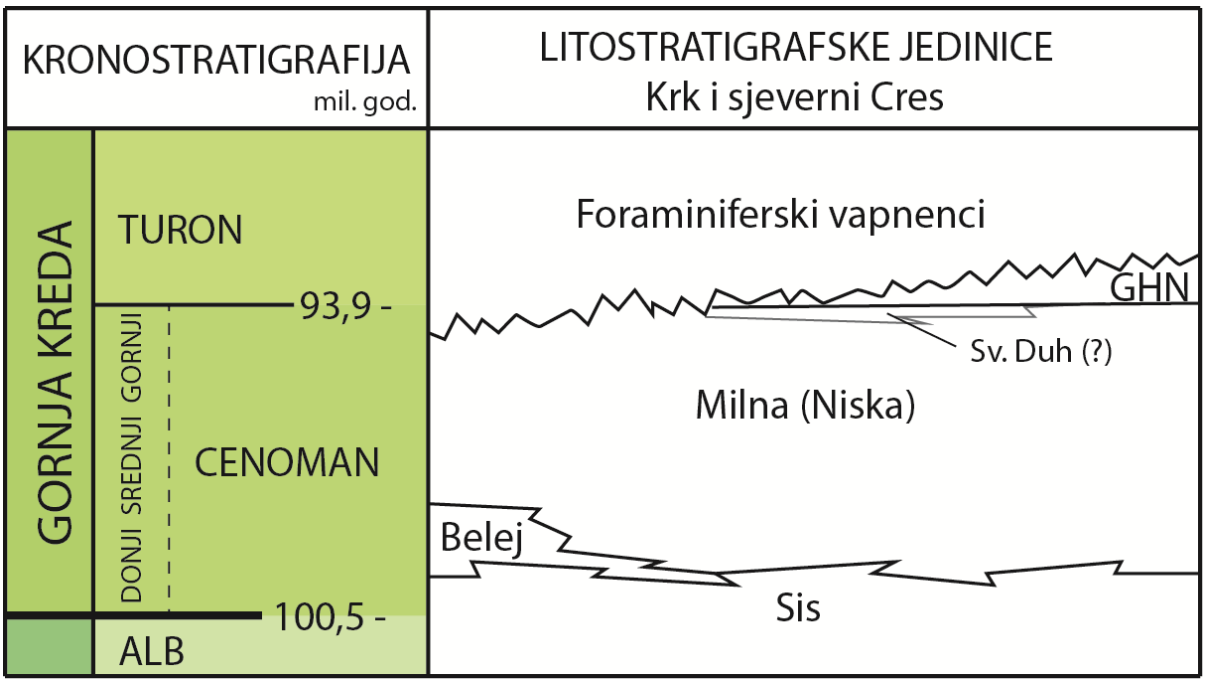
Otok Krk i sjeverni dio otoka Cresa

Na području otoka Krka i sjevernog dijela otoka Cresa u gornjem albu su na jedinici Crna istaložene naslage neformalne litostratigrafske jedinice Sis. Granica prema jedinici Sis je postupna do oštra, ovisno o intenzitetu kasnodijagenetske dolomitizacije i postavljena je na prvoj pojavi masivnih, neuslojenih ili slaboslojevitih kasnodijagenetskih dolomita i/ili kristaliničnih vapnenaca.

Tijekom starijeg cenomana na jugozapadnom dijelu otoka Krka taložene su naslage dubljemorske jedinice Belej. Donja granica je obilježena postupnim ili oštrim kontaktom s dolomitima i kristaliničnim vapnencima jedinice Sis. Postavljena je na prvim tankoslojevitim i laminiranim mikritnim vapnencima. Najznačajnije litološko obilježje jedinice Belej su svijetlosmeđi kalcisferski vekstoni s promjenljivim udjelom bioklastičnog materijala.

Na području otoka Krka i sjevernog dijela otoka Cresa jedinica Milna predstavljena je članom Niska obilježenom masivnim, kristaliničnim, rekristaliziranim i vrlo svijetlim madstonima i rudistnim floutstonima. Ove naslage su diskordantno prekrivene eocenskim Foraminiferskim vapnencima.

Na jugoistočnom dijelu otoka Krka zabilježene su samo lokalne pojave i naznake jedinice Sv. Duh, na kojima slijedi tanak paket naslaga jedinice Gornji Humac i emerzija.



Sl. 6.5. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području otoka Krka i sjevernogi dijela Cresa (FUČEK et al., 2012, 2014; usmeno priopćenje I. Vlahović i L. Fuček, 2014).

Središnji i južni dio otoka Cresa i Lošinj

Na području središnjeg i južnog dijela otoka Cresa i Lošinja na prijelazu između alba i cenomana istaložene su naslage neformalne litostratigrafske jedinice Sis.

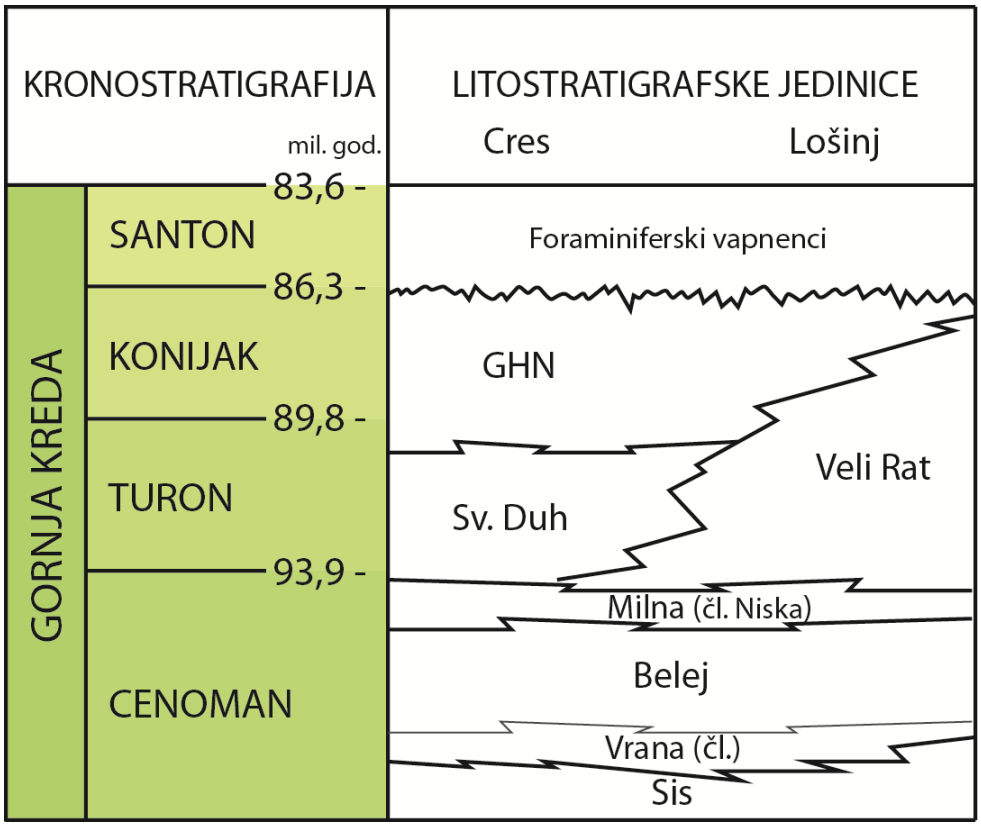
Tijekom starijeg cenomana na otocima Cres (središnji i južni dio otoka), Rab i Lošinj bio je tipičan po taloženju dubljemorske jedinice Belej (sl. 6.6.). Donja granica je obilježena članom Vrana, te postupnim ili oštrim kontaktom s dolomitima i kristaliničnim vapnencima jedinice Sis. Postavljena je na prvim tankoslojevitim i laminiranim mikritnim vapnencima. Jedinica Belej dosegnula je najviši stratigrafski horizont na središnjem dijelu otoka Cresa

(gornji cenoman, okolica Osora), dok je na ostalim dijelovima Kvarnera već u srednjem cenomanu konkordantno prešla u jedinicu Milna.

Na srednjem i južnom dijelu otoka Cresa, te na otoku Lošinju na članu Niska konkordantno slijede dubljemorski vapnenci jedinice Sv. Duh. Značajnije pojave jedinice Sv. Duh zabilježene su na središnjem i južnom dijelu otoka Cresa kontinuirano na naslagama jedinice Milna i člana Niska.

Jedinica Gornji Humac taložena je tijekom srednjeg do gornjeg turona i prijelaza u konijak samo na južnim dijelovima otoka Cresa.

Na otoku Lošinju na naslagama jedinice Milna slijede vapnenci jedinice Veli Rat, čije je taloženje produženo sve do konijaka ili santona. Na njima transgresivno slijede Foraminiferski vapnenci ili se između te dvije jedinice nalazi i tanji dio plitkovodnih vapnenaca jedinice Gornji Humac kao posljedica postupnog oplićavanja.



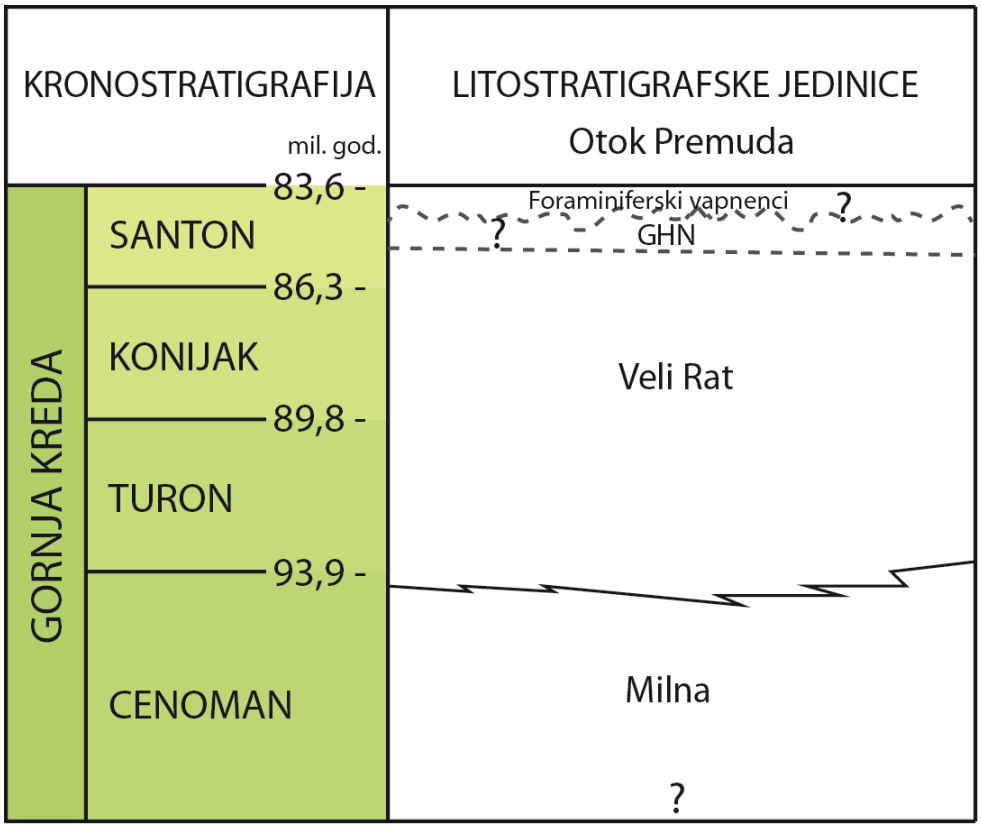
Sl. 6.6. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području otoka Cres (središnji i južni dio otoka) i Lošinj (FUČEK et al., 2012, 2014; usmeno priopćenje L. Fuček, 2014).

Premuda

Najstarije naslage na području današnjeg otoka Premuda su plitkomorske naslage jedinice Milna. Tijekom prijelaza cenoman/turon tipični skeletno-peloidni vapnenci postupno prelaze u padinske litotipove dubljemorske jedinice Veli Rat. Glavna odlika nižeg dijela te jedinice su debritne breče izgrađene od fragmenata podrijetlom iz plitkovodnih vapnenaca jedinice Milna i dubljemorskog matriksa jedinice Veli Rat.

Na Premudi su naslage jedinice Veli Rat taložene od kraja cenomana pa vrlo vjerojatno do santona.

Početkom santona gotovo cijeli istraživani prostor Istre i Kvarnera činilo je kopno. Samo najjugoistočniji dijelovi Kvarnera (otok Premuda) i sam jug Istre su u to doba još uvijek predstavljali dubljemorske okoliše taloženja koji su postupno oplićavali.



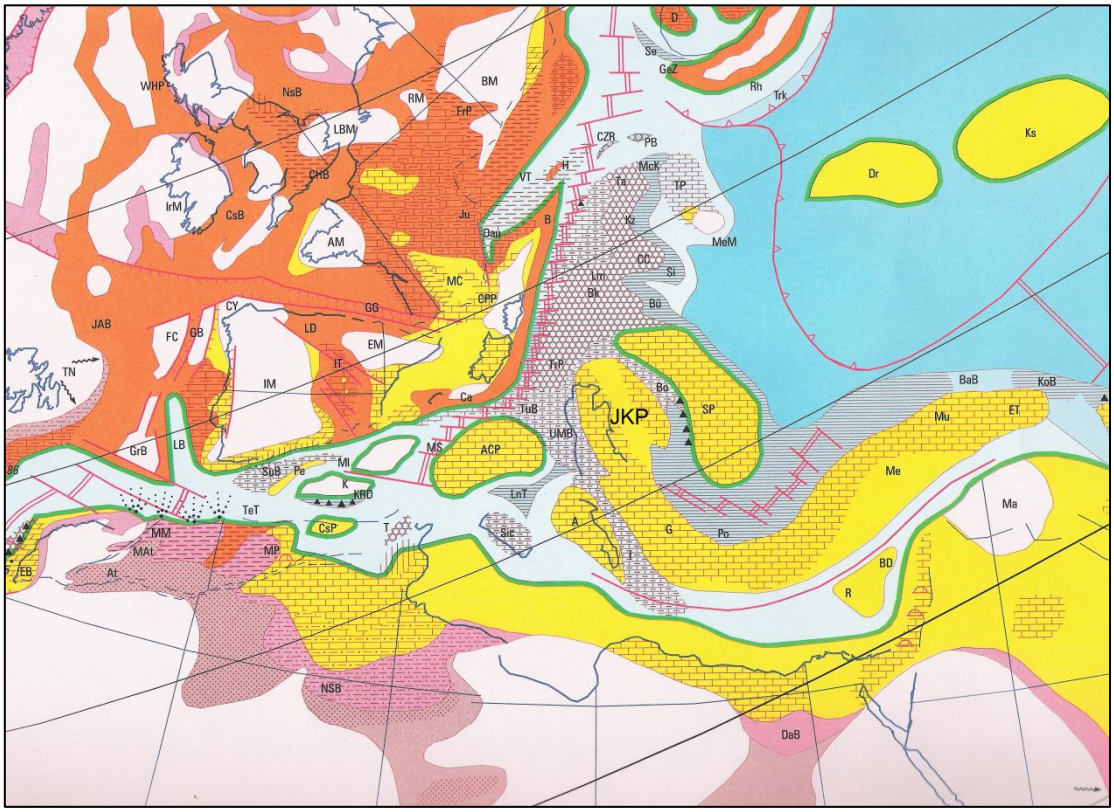
Sl. 6.7. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području otoka Premuda (usmeno priopćenje L. Fuček, 2014; istraživanja u sklopu ovoga rada (D. Matičec, L. Fuček, T. Korbar, D. Palenik, V. Brčić, M. Brlek), Prilog 12).

6.3. UZROCI PROMJENA RELATIVNE MORSKE RAZINE TIJEKOM MLAĐE KREDE NA SJEVEROZAPADNOM DIJELU JADRANSKE KARBONATNE PLATFORME

Na području cijelog nekadašnjeg Tethysa tijekom krede su egzistirale brojne plitkovodne karbonatne platforme (PHILIP et al., 1993 – sl. 6.8.; STAMPFLI et al., 1998). Povremeno su ta plitkovodna područja bila kroz kraća ili duža razdoblja djelomično ili u potpunosti potopljena. Značajnija potapanja zabilježena su u mlađem valendisu, srednjem aptu, srednjem cenomanu, prijelazima cenoman–turon i konijak–santon, vršnom kampanu i mlađem mastrihtu (SIMO et al., 1993).

Područje koje je pripadalo nekadašnjoj Jadranskoj karbonatnoj platformi, uključujući i njezin sjeverozapadni dio, pored pretežno plitkovodnih naslaga sadrži i naslage koje svjedoče o događajima potapanja tijekom mlađoj kredi. U sklopu ovoga rada najdetaljnije su obrađene dubljemorske naslage stratigrafskog raspona cenoman–turon, ali su obrađene i slične naslage iz razdoblja starijeg cenomana, te mlađe naslage stratigrafskog raspona turon–konijak koje su također nastale u okolišima potopljene platforme. Obavljena istraživanja uz analizu već u literaturi navedenih podataka o stratigrafskom slijedu gornjokrednih naslaga istraživanog područja omogućuju izdvajanje razdoblja s promjenama morske razine, analizu stijenskog zapisa koji je pritom nastao, te procjenu koji su bili najvažniji uzroci tih događaja.

Paleogeografske rekonstrukcije u sljedećim poglavljima prikazane su u današnjim geografskim koordinatama snimljenih stupova i površinskog prostiranja opisanih neformalnih litostratigrafskih jedinica. Za prikaz paleogeografskih i palinspastičkih rekonstrukcija u njihovom stvarnom položaju tijekom mlađe krede bilo bi potrebno obaviti dodatna i vrlo opsežna istraživanja koja izlaze izvan okvira ovoga rada, uključujući detaljne strukturno-tektonske i paleomagnetske analize.

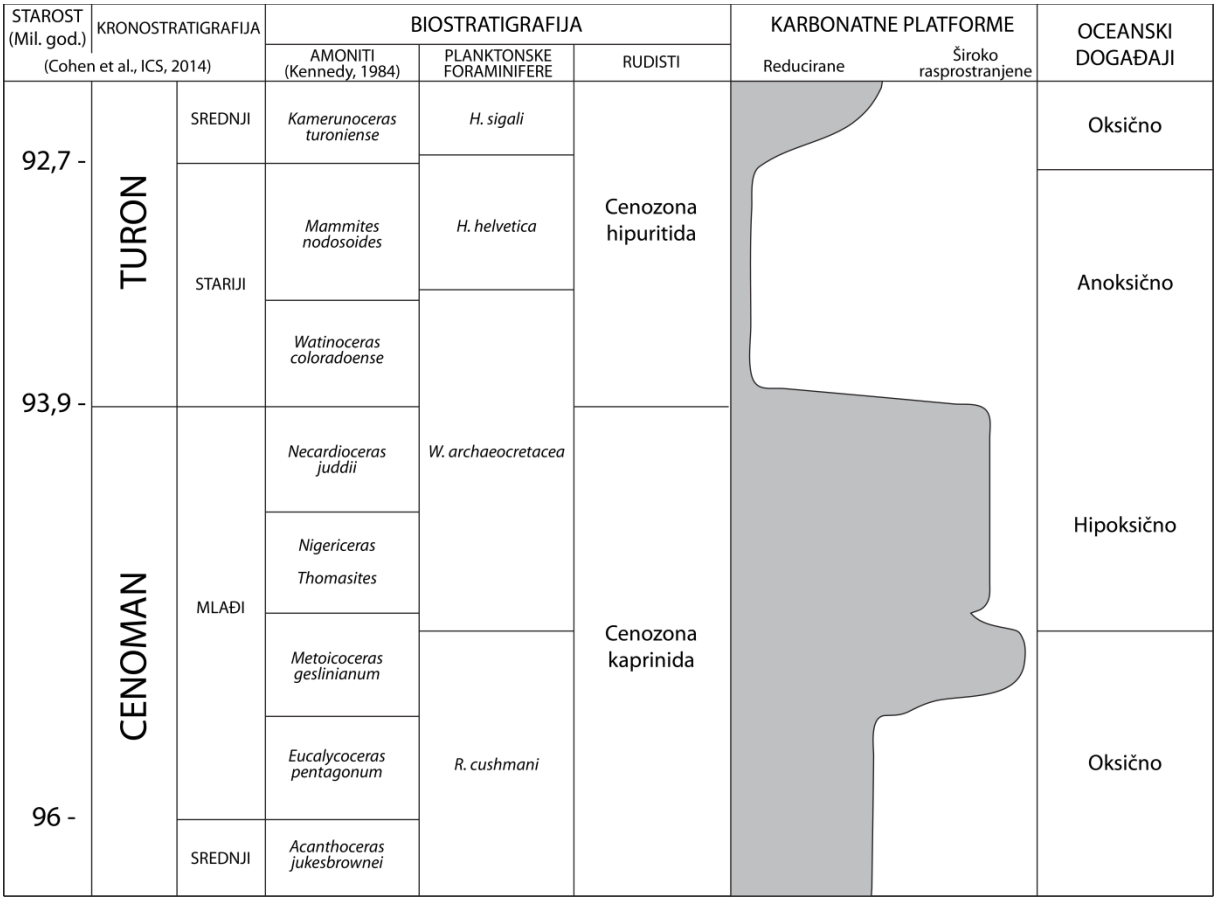


Sl. 6.8. Paleookolišna rekonstrukcija područja Tethysa tijekom mlađeg cenomana (prije ≈ 94–92 mil. god.) (djelomice izmijenjeno prema PHILIP et al., 1993) (žuto – plitkovodni karbonati, JKP – Jadranska karbonatna platforma).

Razdoblje krede poznato je po izrazito toploj klimi, visokoj koncentraciji stakleničkih plinova, toplim oceanima, anoksičnim razdobljima, nepostojanju polarnih kapa, stratifikaciji oceana i općenito visokim eustatskim razinama (BARRON, 1983; CROWLEY & NORTH, 1991; BARRON & MOORE, 1994; FLETCHER et al., 2014).

Tijekom posljednjih nekoliko desetljeća izrađene su brojne krivulje relativnih promjena morske razine u geološkoj povijesti od kojih je najcitiranija ona koju su izradili HAQ et al. (1987). Neki od događaja privremenog potapanja sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme opisani na temelju izdvojenih jedinica u ovom radu poklapaju se uglavnom s navedenim krivuljama, što ukazuje na utjecaj globalnih eustatskih promjena. Izrazito povišene eustatske razine mora, osobito ako su bile praćene oceanskim anoksičnim događajima, uzrokovale su do povećanje akomodacijskog prostora, pojačan unosa nutrijenata u marinsku sredinu, te potapanje plitkovodnih karbonatnih okoliša i samim tim usporavanje i ukupnog smanjenje karbonatne produkcije. Zbog spomenutih su čimbenika karbonatne platforme u području Tethysa u tim razdobljima često prolazile kroz faze potapanja tijekom kojih je njihova površina bila znatno reducirana (primjer redukcije rasprostranjenosti

karbonatnih platformi tijekom prijelaza cenoman–turon dali su PHILIP & AIRAUD–CRUMIERE, 1991; sl. 6.9.).



Sl. 6.9. Korelacija biostratigrafske zonacije tijekom prijelaza cenomana/turona na karbonatnim platformama današnjeg Mediterana (djelomično izmijenjeno prema PHILIP & AIRAUD–CRUMIERE, 1991). Na slici je vidljiv porast površina plitkovodnih karbonatnih platforma tijekom mlađeg cenomana, te značajne redukcije tijekom starijeg turona i postupno obnavljanje u srednjem turonu.

U ovom su radu detaljnim uzorkovanjem dubljemorskih neformalnih litostratigrafskih jedinica ali i prijelaznih facijesa prema podinskim i krovinskim naslagama prikupljeni brojni podaci o vremenu i procesima koji su uzrokovali tako značajne promjene u okolišima taloženja, što je posebno vidljivo prema utvrđenim fosilnim zajednicama specifičnima za plitkovodne facijese karbonatne platforme i dubljemorske događaje potopljene platforme.

U daljnjim paleogeografskim razmatranjima područja Istre i Kvarnera su promatrana odvojeno. Prvi razlog za to je različita kvaliteta i količina podataka o istraživanim događajima: na području Istre istraživane naslage prekrivaju veliko područje što je omogućilo snimanje detaljnih geoloških stupova i profila unutar cenomanskih naslaga sjeverne Istre (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994), kao i 11 geoloških stupova i profila koji su

obuhvaćeni ovim radom, a dosta podataka je objavljeno i o području južne Istre (MORO, 1997; TIŠLJAR, 1998; MORO et al., 2002; VLAHOVIĆ et al., 1994, 2002c, 2011). S druge strane, izdanci istraživanih naslaga u području Kvarnera su prostorno razmjerno ograničeni (veći dio područja prekriven je Jadranskim morem), što je rezultiralo i manjim brojem detaljnih geoloških stupova, dok je većina podataka s otoka Cresa preuzeta iz ranijih istraživanja (KORBAR, 1999; KORBAR & HUSINEC, 2003; KORBAR et al., 2001; FUČEK et al., 2012). Drugi razlog za zasebno razmatranje Istre i Kvarnera je izražena tektonska aktivnost tijekom mlađe krede, a osobito tijekom izdizanja Dinarida u paleogenu i neogenu, zbog čega je teško odrediti izvorne paleogeografske odnose. To osobito komplicira pretpostavljeni kvarnerski rasjed, tektonska zona koja danas u podmorju geološki i geografski odvaja ove dvije cjeline (ALJINOVIĆ & BLAŠKOVIĆ, 1987; PLACER et al., 2010).

Iako su promjene morske razine u istraživanom prostoru bile vremenski i prostorno prilično kompleksne, generalno se mogu izdvojiti dva značajna događaja. Prvi se dogodio u starijem cenomanu, a ponegdje je njegov utjecaj nastavljen i kroz srednji, pa čak i početak mlađeg cenomana. Drugi je događaj maksimum imao na prijelazu cenoman–turon, a ponegdje su dubljemorski okoliši nastavili egzistirati i kroz mlađa razdoblja, sve do konijaka ili starijeg santona.

6.3.1. *Potapanje sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme tijekom cenomana*

S obzirom na to da se eustatika obično smatra glavnim čimbenikom potapanja zaravnjenih plitkovodnih karbonatnih platforma važno je bilo utvrditi koliko su tektonski pokreti početkom i tijekom mlađe krede na području Istre i Kvarnera pridonijeli stvaranju dubljemorskih okoliša taloženja. Naime, provedeno istraživanje ukazuje na vrlo izrazite bočne razlike u istraživanom području, što se samo porastom morske razine pod utjecajem globalnih eustatskih promjena nikako ne može objasniti.

Tijekom alba na JKP su pretežito prevladavali prilično ujednačeni uvjeti taloženja u vrlo plitkim taložnim okolišima (TIŠLJAR et al., 2002). U području Istre na prijelazu iz alba u cenoman nastale su izrazite razlike u taložnim okolišima između sjevernog i južnog dijela (VLAHOVIĆ et al., 1994). Korelacijom naslaga s brojnih geoloških stupova i profila (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994) može se generalno zaključiti da je na području

današnjeg zapadnog dijela Savudrijske antiklinale u sjevernoj Istri tijekom starijeg cenomana došlo do nastavka taloženja u tipično plitkovodnim okolišima (vidi Prilog 1, neformalna litostratigrafska jedinica Milna), obilježenih taloženjem ciklusima oplićavanja naviše u čijem se vrhu nerijetko nalaze fenestralni madstoni, desikacijske pukotine i emerzijske breče. Istodobno, istočnije su formirani nešto dublji taložni okoliši taloženja u kojima je taložena neformalna litostratigrafska jedinica Rušnjak (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994) u kojoj su prevladavali peloidno–bioklastični pekstoni i floutstoni s mjestimice prisutnim tempestitnim sekvencijama (uključujući i humčastu kosu slojevitost), naslagama s povišenim sadržajem organske tvari i vapnencima s rožnjacima. Prijelaz između ove dvije zone obilježen je taloženjem prostranih plitkovodnih pješčanih tijela blago klinoformnog oblika taloženih u *foreshore/shoreface* okolišima (neformalna litostratigrafska jedinica Marušići; VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994). Na temelju toga se može zaključiti da je tijekom starijeg i srednjeg cenomana na području današnje sjeverne Istre formirana prema istoku blago nagnuta karbonatna rampa čiji su najplići dijelovi bili na rubnom području današnje jezgre zapadnoistarske antiklinale. Prema jugu okopnjavanje je započelo još u starijoj kredi (MATIČEC et al., 1996). Spomenuta rampa blago se produbljivala prema današnjem sjeveru, istoku i jugoistoku Istre (VLAHOVIĆ et al., 1994; TIŠLJAR et al., 1998; sl. 6.10.). Na prijelazu iz alba u cenoman je i u južnoj Istri došlo do izrazite diferencijacije facijesa, prvenstveno uslijed značajnog utjecaja sinsedimentacijske tektonike (o čemu svjedoče slampiranja, klizanja, manja sinsedimentacijska rasjedanja i bočne promjene debljine pojedinih jedinica) i dominacije rudistnih progradirajućih tijela koja su proizvodila izuzetno velike količine bioklastičnog karbonatnog materijala (VLAHOVIĆ et al., 1994, 2011; MATIČEC et al., 1996; TIŠLJAR et al., 1998). Velika karbonatna produkcija je uzrokovala i postupno zapunjavanje tektonikom stvorenih paleodepresija velikim klinoformnim tijelima (vidljivu primjerice u kamenolomu Vinkuran i na JZ obali otoka Fraškera), što je omogućilo ponovnu uspostavu plitkovodne sedimentacije na prijelazu iz starijeg u srednji cenoman.

Na području otoka Cresa je, kao i na području današnje sjeverne Istre, tijekom starijeg cenomana došlo do lateralne diferencijacije facijesa pod utjecajem sinsedimentacijske tektonike, tako da je na sjeveru nastavljeno taloženje u tipičnim plitkomorskim okolišima, dok se prema jugu započeo otvarati intraplatformni bazen obilježen taložnim sustavom karbonatne rampe s pelagičkim utjecajem. Na temelju istraživanja koja su prikazana na OGK lista Cres 2 (FUČEK et al., 2012) može se zaključiti da se taložni bazen generalno produbljavao duž pružanja otoka idući prema jugoistoku, a u tako produbljenim okolišima taložene su najstarije

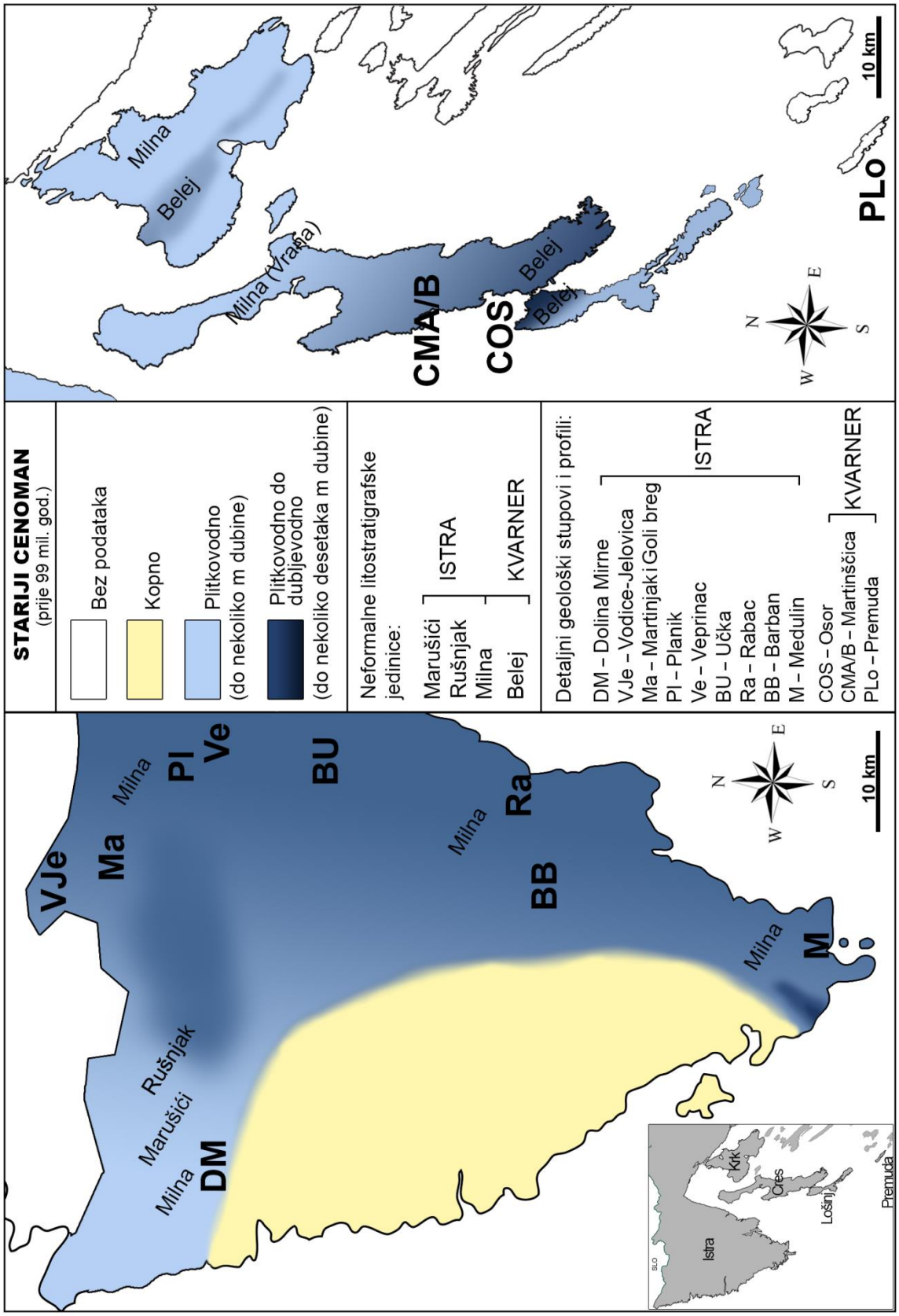
gornjokredne naslage s pelagičkim utjecajem – neformalna litostratigrafska jedinica Belej (FUČEK et al., 2012) koje konkordantno slijede na plitkovodnim naslagama neformalne litostratigrafske jedinice Milna (član Vrana, FUČEK et al., 2012). Bitno je uočiti i razliku u debljini naslaga ako se međusobno uspoređuju strukturni blokovi okomito na strukturu: od sjeveroistoka prema jugozapadu generalno raste debljina dubljemorskih naslaga. Upravo zbog toga debljina naslaga jedinice Belej znatno varira (KORBAR et al., 2001). Naslage jedinice Belej su negdje donjocenomanske starosti (područje Baldarina na krajnjem jugoistoku Cresa), negdje donjocenomansko–srednjocenomanske starosti (stup Sv. Damjan jugozapadno od Baldarina), dok im je u području Osora stratigrafski raspon još veći, od donjega do gornjega cenomana. Manje pojave naslaga ove jedinice utvrđene su i na otocima Lošinju i Unijama.

Na otoku Krku jedinica Belej zastupljena je u središnjem dijelu otoka između kasnodijagenetskih dolomita koji generalno odgovaraju creskoj jedinici Sis i rekristaliziranih vrlo svijetlih madstona i rudistnih floutstona jedinice Milna (član Niska) (usmeno priopćenje I. Vlahović i L. Fuček, 2014; sl. 6.10.).

S obzirom na uočene vrlo izražene promjene batimetrije taložnih okoliša na razmjerno bliskim područjima, iako u tom razdoblju nisu zabilježene izraženije oscilacije globalne eustatske razine mora (vidi npr. HARDENBOL et al., 1998), jasno je da je presudan utjecaj na nastanak okoliša u kojima su taloženi dubljemorski sedimenti tijekom starijeg i srednjeg, a mjestimice čak i mlađeg cenomana imala sinsedimentacijska tektonika. Takvim je tektonskim pokretima nastavljeno izdizanje prethodno već okopnjelog područja zapadnoistarske antiklinale, čime su formirane karbonatne rampe blagih nagiba koje su tijekom kraćih ili duljih razdoblja bile izložene pelagičkom utjecaju. Slična je pojava utvrđena i na južnome dijelu otoka Cresa, gdje je vidljivo da unutar istog strukturnog bloka debljina dubljemorskih vapnenaca vrlo postupno, ali kontinuirano raste prema jugoistoku.

Neformalna litostratigrafska jedinica Belej na istraživanom prostoru nije zabilježena na području Istre, a značajno se na površini pojavljuje samo na otoku Cresu (sl. 5.35.).

Sl. 6.10. Paleogeografska rekonstrukcija taložnih okoliša područja današnje Istre i Kvarnera tijekom starijeg cenomana. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina **(slijedeća stranica)**.


STARIJI CENOMAN
(prije 99 mil. god.)
Bez podataka
Kopno
Plitkovodno
(do nekoliko m dubine)
Plitkovodno do
dubljevodno
(do nekoliko desetaka m dubine)
Neformalne litostratigrafske jedinice:
Marušići
Rušnjak
Milna
Belej
ISTRA
KVARNER
Detaljni geološki stupovi i profili:
DM – Dolina Mirne
VJe – Vodice-Jelovica
Ma – Martinjak i Goli breg
Pl – Planik
Ve – Veprinac
BU – Učka
Ra – Rabac
BB – Barban
M – Medulin
COS – Osor
CMA/B – Martinščica
PLo – Premuda
ISTRA
KVARNER
Milna
Rušnjak
Marušići
DM
VJe
Ma
Pl
Ve
BU
Ra
BB
M
CMA/B
COS
PLo
Belej
10 km
N
E
S
W
Istra
Krk
Cres
Lošinj
Premuda
SLO

Znači, može se zaključiti da je najznačajniji čimbenik facijesne diferencijacije koja je dovela i do produbljavanja tijekom starijeg cenomana bila sinsedimentacijska tektonika.

U srednjocenomanskim naslagama uglavnom nema elemenata koji bi ukazivali na sinsedimentacijsku tektonsku aktivnost. Zbog toga su taložni okoliši koji su tijekom starijega cenomana na širem prostoru bili obilježeni značajnom facijesnom diferencijacijom u razdoblju srednjega cenomana ponovno postali više ili manje ujednačeni, pa su u gotovo svim dijelovima istraživanog područja Istre i Kvarnera u razmjerno ujednačenim plitkomorskim okolišima taloženja obilježenim ciklusima oplićavanja naviše taložene naslage neformalne litostratigrafske jedinice Milna (sl. 6.11.). Uglavnom su to izmjene peloidno–bioklastičnih pekstona s rudistnim floutstonima, a mjestimice se u vršnim dijelovima ciklusa oplićavanja naviše pojavljuju i cijanobakterijski laminiti.

Na taj je način u cijelom području uspostavljena privremena ravnoteža između obroka taloženja i subsidencije, te su depresije koje su nastale sinsedimentacijskom tektonikom tijekom starijega cenomana u srednjem cenomanu gotovo u potpunosti zapunjene (izuzevši na području Osora na otoku Cresu gdje je zapunjavanje trajalo sve do mlađega cenomana).

Mlađi dio cenomanskih naslaga u područjima sjeverne Istre (okolica Zrenja – VLAHOVIĆ et al., 1994), sjevernog Cresa (FUČEK et al., 2012) i Krka obilježen je vrlo svijetlim gotovo bijelim rekristaliziranim debeloslojevitim do masivnim madstonima i radiolitidnim floutstonima člana Niska (jedinice Milna). Unutar takvih naslaga česta je fenestralna građa a prema naviše se nalaze i sve brojniji emerzijski horizonti. Takav slijed naslaga ukazuje na postupno smanjivanje akomodacijskog prostora, koje je rezultiralo i konačnim okopnjavanjem koje se u tim područjima dogodilo tijekom mlađeg cenomana. Izrazita paleokarstifikacija je na mnogim mjestima uzrokovala više ili manje izrazito crvenkasto obojenje vršnoga dijela cenomanskih naslaga oksidima i hidroksidima željeza, ali i potpunu rekristalizaciju koja znatno otežava biostratigrafsku zonaciju tih naslaga. Na taj je način krajem cenomana dotadašnje kopneno područje koje je zauzimalo područje jezgre zapadnoistarske antiklinale (MATIČEC et al., 1996) značajno prošireno prema sjeveru (područje današnje Savudrijske antiklinale) ali i istoku (sjeverni dio Cresa sve do područja oko Vranskog jezera – FUČEK et al., 2012, te najveći dio otoka Krka).

Navedeno okopnjavanje razmjerno prostranog područja SZ dijela JKP krajem cenomana je u svakom slučaju posljedica izrazite sinsedimentacijske tektonike. Naime, upravo je u to doba, krajem cenomana i početkom turona, u globalnim razmjerima zabilježen jedan od najznačajnijih eustatskih porasta morske razine, s iznosima apsolutnog porasta morske razine od preko 100 m (HAQ et al., 1987; HARDENBOL et al., 1998). Taj je trend zapažen i na najvećem dijelu Jadranske karbonatne platforme (vidi npr. JELASKA & GUŠIĆ, 1990, 1993; VLAHOVIĆ et al., 2005; KORBAR et al., 2012), jer su dotadašnji plitkomorski okoliši tijekom toga događaja razmjerno brzo i ujednačeno potopljeni o čemu će biti više riječi u slijedećem potpoglavlju. Suprotno takvim globalnim tendencijama u području Savudrijske antiklinale, sjevernog Cresa i najvećeg dijela otoka Krka ne samo da nisu utvrđeni elemenati potapanja, nego je usprkos globalnog porasta morske razine istodobno došlo do okopnjavanja.

Što se tiče orijentacije i amplituda struktura nastalih mlađecenomanskim tektonskim događajem na temelju obavljenih istraživanja nije moguće donijeti čvrste zaključke, budući da bi za to trebalo obaviti detaljne palinspastičke i paleogeografske rekonstrukcije, što izlazi iz okvira ovoga rada. Ipak, svakako se može reći da su iznosi izdizanja morali biti značajni i da se izdizanje dogodilo u geološki gledano razmjerno kratkom vremenskom razdoblju, što bi tome događaju dalo značajke tzv. prisilne regresije (*forced regression*).

Sl. 6.11. Paleogeografska rekonstrukcija taložnih okoliša područja današnje Istre i Kvarnera tijekom srednjeg do mlađeg cenomana. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina **(slijedeća stranica)**.

SREDNJI DO MLAĐI CENOMAN
(prije 96 do 94 mil. god.)
Bez podataka
Kopno
Plitkovodno (do nekoliko m dubine)
Plitkovodno do dubljevodno (do nekoliko desetaka m dubine)
Neformalne litostratigrafske jedinice:
Milna
Milna (Niska)
ISTRA
KVARNER
Detaljni geološki stupovi i profili:
DM – Dolina Mirne
VJe – Vodice-Jelovica
Ma – Martinjak i Goli breg
Pl – Planik
Ve – Veprinac
BU – Učka
Ra – Rabac
BB – Barban
M – Medulin
COS – Osor
CMA/B – Martinščica
PLo – Premuda
ISTRA
KVARNER
VJe
Ma
Pl
Ve
BU
Ra
BB
M
DM
COS
CMA/B
PLo
Milna
Milna (Niska)
Milna (Niska)
Milna (Niska)
Milna
Milna
Milna
Milna
Milna
Milna
Milna (Niska)
Milna (Niska)
Milna (Niska)
Milna
Milna
Milna
Milna
Milna
Milna
Milna

6.3.2. *Potapanje sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme u razdoblju cenoman–turon/konijak/santon*

Globalni eustatski porast morske razine na prijelazu cenoman–turon (HAQ, 1987; HARDENBOL et al., 1998) zabilježen je i na Jadranskoj karbonatnoj platformi. Na pretežitom dijelu JKP eustatski porast morske razine bio je dovoljno brz da nadmaši brzinu taloženja karbonata pa su već krajem cenomana uspostavljeni okoliši potopljene platforme (DAVEY & JENKYNS, 1999; VLAHOVIĆ et al., 2002c, 2005; KORBAR et al., 2012).

U različitim područjima istraživanog sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme uočene su značajne ipak razlike u stratigrafskom slijedu naslaga tijekom tog događaja (sl. 6.12.). Osobito se to odnosi na strukturno-teksturne značajke i debljinu izdvojenih dubljemorskih naslaga ali i na trajanje epizoda privremenog potapanja platforme (iako je većinom plitkovodna sedimentacija obnovljena već sredinom turona u nekim je područjima dubokomorska sedimentacija nastavljena i u znatno mlađim razdobljima) stoga će u nastavku ovoga poglavlja pojedina područja biti zasebno opisana.

Općenito govoreći eustatski porast morske razine bez drugih utjecaja dovodi do postupnog, ali geološki razmjerno brzog potapanja plitkovodnih okoliša, a nakon eustatskog pada morske razine dolazi do postupnog zapunjavanja plitkovodnim materijalom s okolnih područja u kojima je plitkovodna sedimentacija bila istodobno održana ili nešto ranije obnovljena.

Ipak, neki dijelovi SZ područja JKP tijekom prijelaza cenoman–turon izdizali su se pod utjecajem sinsedimentacijske tektonike intenzivnije od porasta morske razine i na taj način su uprkos globalnog porasta morske razine krajem cenomana potpuno okopnili, kako je prikazano u prethodnom poglavlju. Istodobno, djelovanjem sinsedimentacijske tektonike, nastaju mjestimice i dublje intraplatformne depresije s direktnom komunikacijom s otvorenim morem u kojima se kroz dulje razdoblje talože naslage s pelagičkim karakteristikama. Relativno brzo otvaranje bazenskog prostora pod utjecajem lokalne sinsedimentacijske tektonike tijekom prijelaza alb–cenoman utvrđeno je u Pirinejima (PUIG DE FÀBREGAS & SOUQUET, 1986; CAUS et al., 1997). Brojni bentički organizmi, prvenstveno foraminifere su prilikom potapanja izumirale ili lateralno migrirale, a oportunistički i novouspostavljenim okolišima prilagođeni organizmi kao što su planktonske foraminifere i kalcisfere su počele dominirati u novonastalom taložnom okolišu (CAUS et al., 1997).

Područje na kojem su izdvojene naslage neformalne litostratigrafske jedinice Sveti Duh proteže se zonalno od sjevera do juga istočnog dijela današnje Istre (sl. 5.16.). Taj je dio JKP krajem cenomana razmjerno brzo postao dubljemorsko područje koje se kontinuirano prihranjivalo plitkovodnim materijalom (sl. 6.12.). Osim u Istri manje pojave te jedinice utvrđene su i na otoku Cresu.

Širi prostor današnje Ćićarije proučen je na šest geoloških stupova i profila (Vodice–Jelovica, Vodice–Jelovica padina, Goli breg, Martinjak, Planik i Veprinac, Prilozi 2–7). Cijelo to područje je već u najmlađem cenomanu bilo potopljeno. Prvih 9 m detaljnog uzorkovanog profila Vodice–Jelovica definirano je kao plitkovodna neformalna litostratigrafska jedinica Milna čija je gornjocenomanska starost određena na temelju provodnih bentičkih foraminifera *Vidalina radoicicae*, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* i *Chrysalidina gradata*. Konkordantno i oštro na tim vapnencima slijede naslage s pelagičkim utjecajem jedinice Sv. Duh (vidi Prilog 2), s planktonskim foraminiferama čiji stratigrafski raspon seže od cenomana do turona. Sam prijelaz iz jedinice Milna u jedinicu Sv. Duh obilježen je naglom promjenom facijesa, jer na tipično plitkomorske bioklastične i organskom tvari bogate naslage, direktno naliježu masivni kalcisferski madstoni, koji u nižem dijelu sadrže određeni udio bioklastičnog plitkovodnog materijala. Iako je sustav potopljene platforme na ovom području uspostavljen razmjerno brzo kontinuirana prisutnost bioklastičnog materijala u cijelom slijedu dubljemorskih naslaga (debljine preko 100 m) svakako ukazuje na blizinu plitkovodnog izvorišta materijala.

Dokaz da eustatika ipak nije bila jedini čimbenik koji je uzrokovao promjene u taložnim okolišima predstavljaju slampirane, sinsedimentacijski brečirane i rasjednute, te kososlojevite i tempestitne strukture/teksture sačuvane u naslagama na prijelazu iz plitkovodnih podinskih naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Milna u jedinicu Sv. Duh. Cijeli detaljni geološki stup Planik (debljine 32 m) snimljen je unutar početnog dijela neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh (utvrđeni su provodni fosili *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* srednje do gornjocenomanske starosti i *Helvetoglobotruncana helvetica* stratigrafskog raspona od donjeg turona naviše). Nakon bioturbiranih bioklastičnih vekston–pekstona s glaukonitom, te cijanobakterijskih laminita izrazito bogatih organskom tvari i slampiranih slojeva s tempestitima naglo počinju prevladavati masivni kalcisferski vekstoni.

Područje Savudrijske antiklinale i sjeverozapadni dijelovi otoka Cresa i Krka tijekom srednjeg cenomana su već postali kopno, kao što je već rečeno u prethodnom poglavlju.

Jedino područje na SZ dijelu Jadranske karbonatne platforme na kojem je na prijelazu između cenomana i turona zadržana ravnoteža između podizanja morske razine i sinsedimentacijske tektonike je područje rta Negrit na otoku Krku (sjeveroistočno od Stare Baške) (sl. 6.12.). Na tom je lokalitetu prijelaz između cenomana i turona plitkovodan uz samo nekoliko proslojaka kalcisferskih vapnenaca nastalih donosom pelagičkih čestica iz u to vrijeme produbljenih okoliša u kojima su taloženi vapnenci jedinice Sv. Duh, pa je i emerzija nastupila malo kasnije nego na susjednim područjima Krka i sjevernog Cresa, jer je istaložen nekoliko desetaka m debeo slijed rudistnih vapnenaca s turonskim hipuritidnim rudistima (usmeno priopćenje I. Vlahović, 2014).

Na geološkim stupovima i profilima na jugoistoku i samom jugu Istre (Prilozi 9–11) prijelaz između cenomanske podinske plitkovodne jedinice Milna i dubljemorskih kalcisferskih vekstona jedinice Sv. Duh je bio postupan i oscilirajući (cm proslojci kalcisferskog vekstona se nekoliko puta ponavljaju u centimetarskom mjerilu isprekidani bioklastično–skeletnim plitkovodnim pekstonima i grejnstonima prije nego što kontinuirano pređu u masivnije dubljemorske naslage. Detaljni geološki profil Barban predstavlja dobar primjer ovakvog tipa prijelaza (vidi Prilog 10), jer u početnom dijelu zahvaća jedinicu Milna u debljini od približno 42 m s tipičnim provodnim bentičkim foraminiferama *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, *Vidalina radoicicae* i *Chrysalidina gradata* koje ukazuju na srednji do gornji cenoman. Približna debljina jedinice Sv. Duh na tom je stupu 112 m, od čega 20 m u nižem dijelu predstavljaju prijelazne bioklastično–skeletne naslage s pelagičkim utjecajem. Detaljni geološki profil Medulin (vidi Prilog 11) zahvaća jedinicu Milna u debljini od približno 42 m s nalazima provodne bentičke foraminifere *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, a prijelaz prema jedinici Sv. Duh (na 18. m profila je, slično kao i na geološkom profilu Barban, oscilirajući i više–manje postupan.

Sve navedeno upućuje na dinamičniji prostor današnje južne Istre tijekom mlađeg cenomana i prijelaza u turon, nego je to slučaj na današnjem sjevernom dijelu Istre, što je posljedica blizine izvorišnog plitkovodnog materijala na istočnim i jugoistočnim rubovima emergiranog područja (sl. 6.12.).

U području od Lošinja prema jugoistoku krajem cenomana započinje sedimentacija naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Veli Rat (područje Lošinja, Premude, Dugog otoka; FUČEK et al., 1999). Prijelaz iz podinske plitkovodne neformalne litostratigrafske jedinice Milna obilježen je padinskim facijesima. Često vidljiva slampiranja, klizanja, debritne breče, neptunski dajkovi, te velika količina nesortiranog, kaotičnog litoklastično–

bioklastičnog materijala ukazuju na proksimalni položaj ovih naslaga u odnosu na padinu. Na detaljnom geološkom stupu Premuda do 30. m dominiraju tipični plitkovodni, peloidno-skeletno-bioklastični litotipovi s brojnim provodnim bentičkim foraminiferama (*Vidalina radoicicae*, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudorhapydionina dubia* i *Cisalveolina* sp.). Naredna 52 m geološkog stupa izmjenjuju se kalcisferski vekstoni s debritnim tijelima sastavljenim uglavnom od plitkovodnog materijala (bioklasti, bentičke foraminifere, peloidi, intraklasti i fragmenti laminita). Unutar ove zone također se pojavljuju već spomenute bentičke foraminifere koje dokazuju da su naslage još uvijek stratigrafske pripadnosti srednji–gornji cenoman. Prestankom pojavljivanja debritnih uložaka započinje zona kalcisferskih vekstona s dosta provodnih planktonskih foraminifera turonske starosti.

Očigledno je ovaj dio današnjeg Kvarnera bio djelomično otvoren prema rubovima današnje Jadranske karbonatne platforme, a profil koji ukazuje na postupno produbljavanje od Istre prema jugoistoku Premude ukazuje na blago nagnuti položaj ovog dijela JKP vjerojatno uslijed nagibanja strukturnog bloka sinsedimentacijskom tektonikom. Još jugoistočnije naslage kod Velog Rata (Suha Punta) i u uvali Brbišnica na Dugom otoku sadrže dijelove turbiditnih sekvencija koje sugeriraju još distalniji položaj taložnog prostora (FUČEK et al., 1999).

Na primjeru detaljnog geološkog stupa Premuda mogu se uočiti određene razlike između mikrofacijesa jedinice Sv. Duh i jedinice Veli rat. Kalcisferski vekstoni jedinice Sv. Duh su razmjerno siromašni kalcisferama, one su sitne, tankih ovojnica, te u uzorcima dominira mikritni matriks s uglavnom rijetkim planktonskim foraminiferama i sitnim karbonatnim biodetritusom. Nasuprot tome, kalcisferski vapnenci neformalne litostratigrafske jedinice Veli rat se ponegdje mogu zbog brojnih kalcisfera klasificirati kao vekston-pekstoni, u kojima se nalaze izuzetno krupne kalcisfere, debelih ovojnica. U gusto pakiranim kalcisferskim vekston–pekstonima česte su i planktonske foraminifere (globotrunkanide), a manje je biodetritusa.

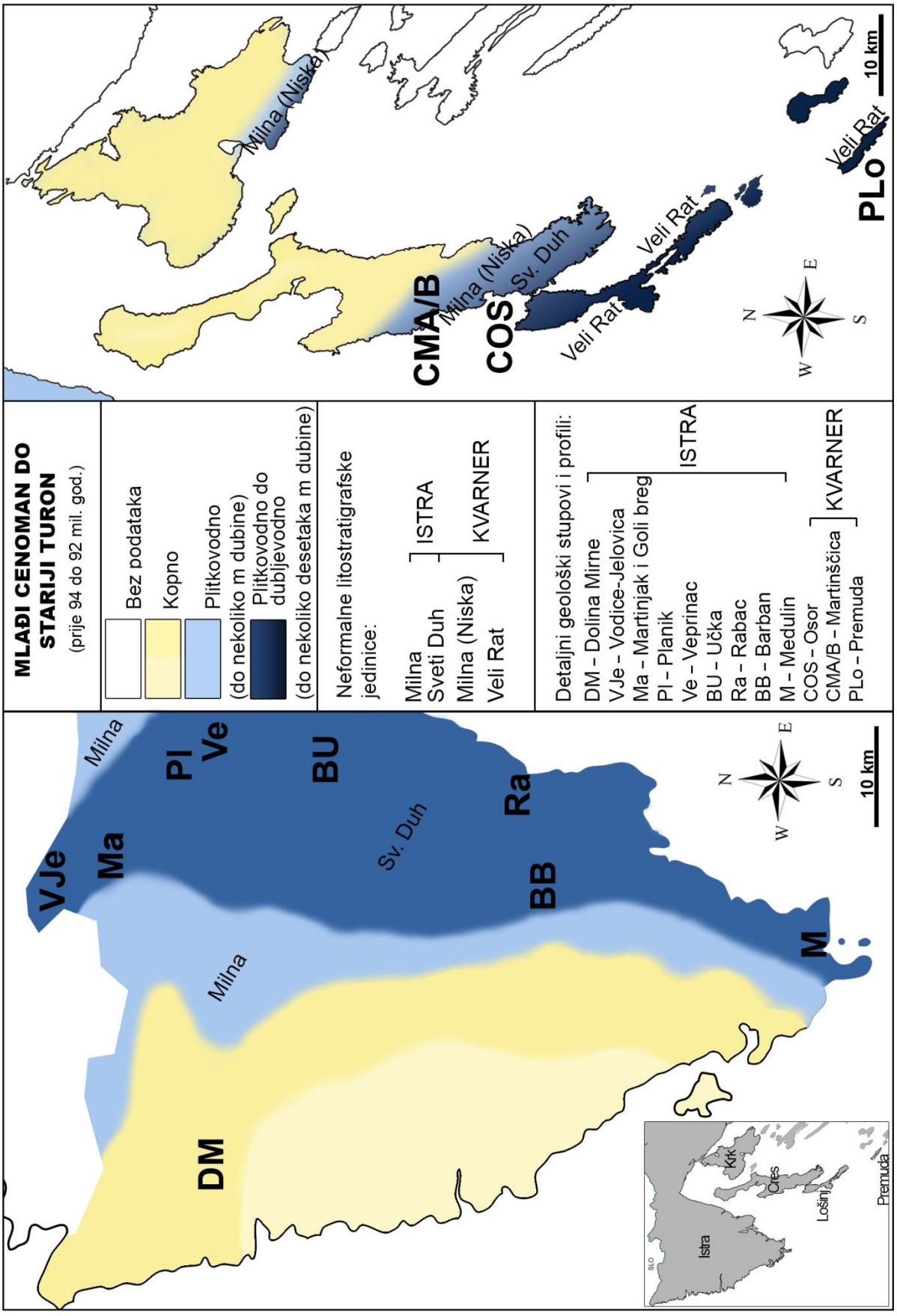
U jugoistočnom dijelu Kvarnera utvrđeni su tipični padinski tipovi naslaga u stratigrafskom slijedu, kao što su debritne breče, što dodatno ukazuje na postojanje nešto dubljeg prostora tijekom cenoman–turona povezanog padinama moguće nešto strmijeg nagiba s plitkovodnim područjem. Debritne breče na geološkom stupu Premuda sadrže kaotično nabacane, nezaobljene i nesortirane klaste različitih dimenzija, a pojavljuju se i neptunski dajkovi koji mogu biti posljedica lokalnih ekstenzijskih pojava na samoj padini, zapunjeni istovrsnim materijalom. Matriks debritnih breča izgrađen je od kalcisferskih vekstona s

mikritnom osnovom, što ukazuje na to da je materijal već krajem cenomana (utvrđene su provodne bentičke foraminifere) podmorskim debritnim tokovima taložen u već postojeće dubljemorske okoliše.

Uspostavom dubljemorskih okoliša krajem cenomana na području današnje Premude, ovaj tip taloženja prevladava kroz najmanje 7 mil. god.

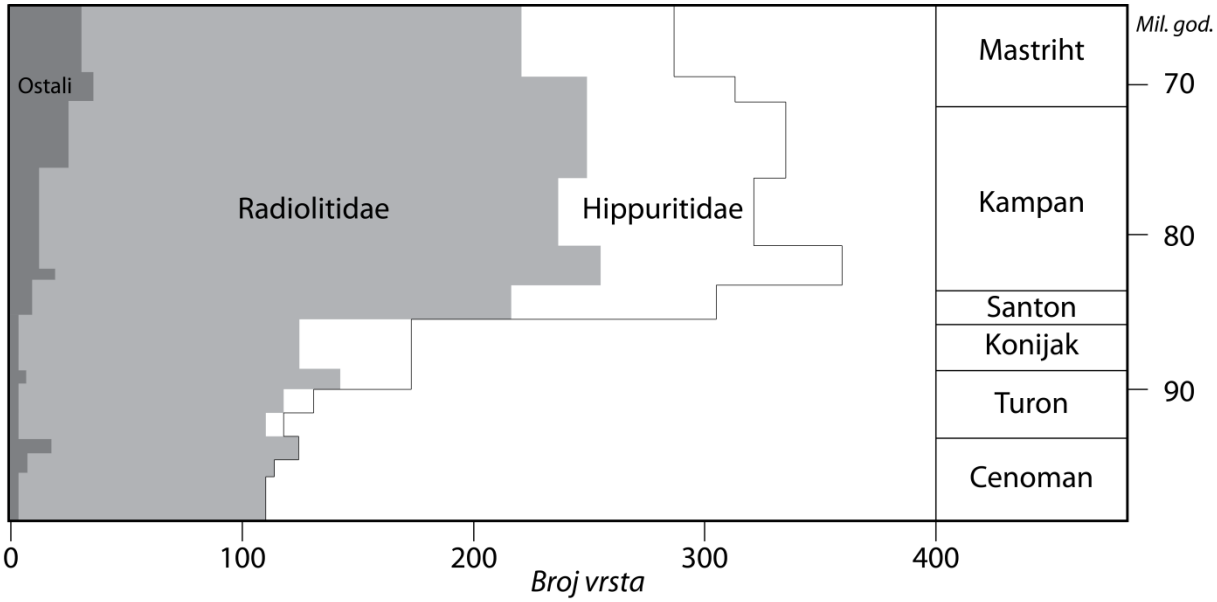
S obzirom na utvrđene činjenice, može se generalno zaključiti da je eustatski maksimum tijekom prijelaza cenomana–turona imao veliki utjecaj na okoliše današnje Istre (sl. 6.12.). Ovo područje je razmjerno brzo transformirano iz tipičnog plitkovodnog u dubljemorski okoliš taloženja, ali je mali akomodacijski prostor i značajna produkcija karbonatnog biodetritusa u susjednim područjima razmjerno brzo uzrokovala ponovnu uspostavu plitkovodnog okoliša taloženja (na temelju provodnih fosila trajanje dubljemorskog taloženja se može procijeniti na približno 2–3 mil. god.). Najveća debljina naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Sveti Duh u Istri iznosi do 150 m. Točno definiranje stratigrafske granice cenoman–turon ovisi o provodnim fosilima i neporemećenosti naslaga, te je najpouzdanije postavljena na detaljnom geološkom stupu Planik, gdje se vrlo blizu nalaze premještene bentičke foraminifere *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* i planktonska foraminifera *Helvetoglobotruncana helvetica*. Pomoć pri definiranju ove granice svakako predstavljaju analize stabilnih izotopa čiji su rezultati prikazani u poglavlju 4.2.

Sl. 6.12. Paleogeografska rekonstrukcija taložnih okoliša područja današnje Istre i Kvarnera tijekom mlađeg cenomana do starijeg turona. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina **(slijedeća stranica)**.


MLAĐI CENOMAN DO STARIJI TURON
(prije 94 do 92 mil. god.)
Bez podataka
Kopno
Plitkovodno (do nekoliko m dubine)
Plitkovodno do dubljevodno (do nekoliko desetaka m dubine)
Neformalne litostratigrafske jedinice:
Milna
Sveti Duh
Milna (Niska)
Veli Rat
ISTRA
KVARNER
Detaljni geološki stupovi i profili:
DM - Dolina Mirne
VJe - Vodice-Jelovica
Ma - Martinjak i Goli breg
Pl - Planik
Ve - Veprinac
BU - Učka
Ra - Rabac
BB - Barban
M - Medulin
COS - Osor
CMA/B - Martinščica
PLo - Premuda
ISTRA
KVARNER
Milna
VJe
Ma
Pl
Ve
BU
Sv. Duh
Ra
BB
M
DM
Milna
10 km
N
E
S
W
Milna (Niska)
CMA/B
COS
Sv. Duh
Veli Rat
Veli Rat
Veli Rat
PLo
10 km
Istra
Krk
Cres
Lošinj
Premuda

Te najviše eustatske razine mora zabilježene u mezozoiku, na granici cenomana i turona konačno su se započele postupno spuštati sredinom turona, a do kraja starijeg i početkom srednjeg turona nastupila je i globalna regresija (HAQ et al., 1987; HARDENBOL et al., 1998). S obzirom da su pojedini dijelovi platforme koji su se nalazili uz rub kopna, unatoč transgresiji zadržali plitkovodni režim taloženja, manja količina plitkovodnog materijala je konstantno transportirana u potopljena područja. Snižavanjem morske razine ovi su se procesi intenzivirali, a tvornica plitkovodnih karbonata proizvodila je sve više bioklastičnog materijala (najveći tvorci karbonatnog materijala u to doba su bili hipuritidni i radiolitidni rudisti; STEUBER & LÖSER, 2000; sl. 6.13.) koji je u razmjerno kratkom vremenu potpuno zapunio dubljemorske prostore na značajnom dijelu JKP.

Umjesto uobičajene dominacije koraljnih grebena u razdoblju mlađe krede najvažniji makroorganizmi bili su rudisti. U rudistnim zajednicama nakon cenomana dominiraju hipuritidi i radiolitidi (sl. 6.13.) s debelim vanjskim stijenkama izgrađenim od niskomagnezijskog kalcita (SKELTON, 1991). Njihova često izuzetno velika zastupljenost u plitkomorskim taložnim okolišima mlađekrednog Tethysa ukazuje na značajan doprinos ovih organizama u izgradnji plitkovodnih naslaga karbonatnih platformi kako cijelim ljušturama tako i njihovim fragmentima i kršjem (ROSS & SKELTON, 1993). Na svim geološkim stupovima i profilima prikazanim u ovom radu, unutar bioklastičnih litotipova dominira upravo kršje radiolitidnih rudista, a tijekom starijeg i srednjeg cenomana, te nakon mlađeg turona se masovno pojavljuju progradirajuće bioklastične klinoforme (npr. MORO, 1997; TIŠLJAR et al., 1998; VLAHOVIĆ et al., 2011).



Sl. 6.13. Raznolikost i odnos brojnosti vrsta rudista u mlađoj kredi na području središnjeg i istočnog Mediterana (STEUBER & LÖSER, 2000).

Na području zapadne i sjeverne Istre u doba srednjeg turona su kopneni dijelovi prošireni, a na prostoru dotadašnjih potopljenih područja ponovno uspostavljaju plitkovodni okoliši taloženja i započinje taloženje naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac (sl. 6.14.).

Na prostoru današnje Ćićarije na geološkom profilu Vodice–Jelovica (Prilog 2) završnih 20–ak m naslaga jedinice Sv. Duh sadrži postupno sve više bioklastične komponente uz vidljivo pokrupnjavanje naviše. Prije samog kontakta s krovinskom jedinicom Gornji Humac pronađena je provodna bentička foraminifera *Dicyclina schlumbergeri* (krupni presjek veličine preko 2 cm, bentička foraminifera koja se inače pojavljuje početkom srednjeg konijaka). Iako bi na prvi pogled takav nalaz mogao ukazivati na znatno mlađi stratigrafski položaj vršnog dijela jedinice Sv. Duh, a time i duže trajanje dubljemorskog taloženja, u interpretaciji treba biti oprezan. Naime, drugi elementi ukazuju na turonsku starost prijelaza jedinica Sv. Duh i Gornji Humac (npr. rudistne zajednice), a *D. Schlumbergeri* je i na drugim dijelovima JKP rijetko nađena u naslagama turonske starosti (usmeno priopćenje, Ladislav Fuček, 2014). Zato bi ovaj nalaz mogao predstavljati potencijalno zanimljivu temu istraživanja stratigrafskog raspona te česte i stratigrafski važne bentičke foraminifere.

Prijelaz u krovinsku jedinicu Gornji Humac na geološkom profilu Goli breg obilježen je ponovnom pojavom cijanobakterijskih laminita nakon kojih slijede nesortirani, bioklastični litotipovi tipični za zatrpavanje bazenskog prostora. Taj je prijelaz debljine oko 8 m, a na njemu slijede rekristalizirani do kristalinični rudistni floutstoni s bentičkom foraminiferom *Siphodinarella costata*, što također može ukazivati na već konijačku starost (SCHLAGINTWEIT et al., 2014, prvi nalaz bez jasnog stratigrafskog raspona). Nakon 20 m rekristaliziranih do kristaliničnih rudistnih floutstona diskordantno slijede eocenski Foraminiferski vapnenci.

Približno 100 m naslaga na geološkom profilu Veprinac predstavlja bioklastične litotipove nastale tijekom postupnog zatrpavanja bazenskog prostora obilježenog prestankom dominacije pelagičkog materijala. Završnih oko 200 m tog profila čine naslage jedinice Gornji Humac s rudistima *Distefanella* sp. koji ukazuju na turon–konijačku starost, a na njima diskordantno slijede paleogenski foraminiferski vapnenci.

Litostratigrafska jedinica Gornji Humac na geološkom profilu Barban zahvaćena je u debljini od 20 m (također su nađeni rudisti *Distefanella* sp.). Kontakt jedinica Sv. Duh i Gornji Humac odlikuje se prijelaznim litotipovima peloidno-ooidnih, dobrosortiranih pekston-

grejnstona sa sparitnim cementom i zrnskom potporom. Rijetko se pronalaze i kalcisfere, te planktonske foraminifere. Kosa slojevitost bioklastičnih prudnih tijela s positnjavanjem naviše je glavna teksturna odlika ovog intervala.

Na približno 88. m geološkog profila Medulin u vršnom dijelu jedinice Sv. Duh započinje zona obilježena zatrpavanjem bioklastičnim litotipovima s pelagičkim utjecajem. Do vrha geološkog profila slijedi oko 90 m plitkovodnih naslaga jedinice Gornji Humac s brojnim radiolitidnim biostromama, te proslojcima sinsedimentacijskih breča.

Na području današnjeg Krka i sjevernog dijela otoka Cresa tijekom turona egzistirali su kopneni uvjeti, dok su na južnim dijelovima otoka Cresa (Martinšćica i Osor) na prijelazu turon–konijak taložene plitkovodne naslage jedinice Gornji Humac. Na Lošinju je i u konijaku nastavljeno taloženje dubljemorskih naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Veli Rat.

Granica turon–konijak precizno je definirana na detaljnom geološkom stupu Premuda (vidi Prilog 12) uz pomoć planktonskih foraminifera (*Marginotruncana sigali*, *Archaeoglobigerina* cf. *cretacea*, *A.* cf. *blowi*, *Dicarinella* sp.). Na ovom dijelu JKP dubljemorski uvjeti taloženja su produženi sve do kraja konijaka u naslagama jedinice Veli Rat.

Tijekom mlađeg turona i konijaka područje današnjeg bazalnog dijela Učke (podloga današnje navlake) već je definitivno predstavljalo kopno, a kopneni prostor se sa zapada i sjevera današnje Istre vjerojatno dodatno proširio prema sjeveroistoku.

Sl. 6.14. Paleogeografska rekonstrukcija okoliša taloženja područja današnje Istre tijekom srednjeg turona do konijaka. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina **(slijedeća stranica)**.

SREDNJI TURON DO KONIJAK
(prije 92 do 88 mil. god.)
Bez podataka
Kopno
Plitkovodno (do nekoliko m dubine)
Plitkovodno do dubljevodno (do nekoliko desetaka m dubine)
Rudistne biostrome
Neformalne litostratigrafske jedinice:
Medulin (?)
Gornji Humac
Veli Rat
ISTRA
KVARNER
Detaljni geološki stupovi i profili:
DM – Dolina Mirne
VJe – Vodice-Jelovica
Ma – Martinjak i Goli breg
Pl – Planik
Ve – Veprinac
BU – Učka
Ra – Rabac
BB – Barban
M – Medulin
COS – Osor
CMA/B – Martinščica
PLo – Premuda
ISTRA
KVARNER
VJe
Ma
Pl
Ve
BU
Ra
BB
M
DM
Gornji Humac
Medulin (?)
CMA/B
COS
Gornji Humac
Veli Rat
Veli Rat
PLo
10 km
10 km
N
S
W
E
Istra
Krk
Cres
Lošinj
Premuda
SLO

Na prijelazu konijak–santon gotovo cijelo istraživano područje je predstavljalo kopno, a naslage vjerojatno santonske starosti se nalaze samo na vršnom dijelu Učke, južnom dijelu Istre i na Premudi.

Detaljni geološki stup Učka (vidi Prilog 8) snimljen je u svrhu istraživanja pojava dubljemorskih naslaga (kalcisferskih vekstona) u višem dijelu navlake Učke i njihovog postavljanja u stratigrafski okvir, što bi omogućilo razmatranje eventualne veze s drugim pelagičkim pojavama u mlađoj kredi istraživanog područja. Izrazita tektonska poremećenost navlačne strukture predstavljala je veliki problem u snimanju kontinuiranog slijeda naslaga na tom prostoru, snimljeni geološki stup zahvaća svega 36 m kontinuiranih naslaga.

Strukturna podina ovih naslaga je izrazito tektonski poremećena s čestim vidljivim tektonskim brečama izgrađenim od klasta cijanobakterijskih laminita bogatih organskom tvari. Čini se da su takve naslage poslužile kao dekolmanski horizont za navlačnu strukturu. Detaljni geološki stup Učka predstavlja kontinuirani prijelaz između mlađih pelagičkih naslaga vjerojatno konijačke starosti i jedinice Gornji Humac (konijak–santonske starosti). Kalcisferski vekston s provodnim konijačkim planktonskim foraminiferama (*Globotruncana* cf. *lapparenti*) naviše prelazi u bioklastične litotipove s postupnim povećavanjem udjela bioklastične komponente. Od 31. m potpuno prestaje pelagički utjecaj i dominiraju eolisakusno–taumatoporelski bioklastični pekstoni s provodnom bentičkom foraminiferom *Moncharmontia* sp. U krovini ovih naslaga (nešto iznad geološkog stupa) dokazana je *Murgela lata* (stratigrafskog raspona santon–najmlađi kampan – VELIĆ, 2007 ili konijak–santon – STEUBER et al., 2005; FRIJIA et al., 2015).

S obzirom na to da ovaj dubljemorski razvoj naslaga nema definiranu podinu, a ni lateralno rasprostiranje, definiranje litostratigrafske pripadnosti nije moguće, no paleookolišno ga se uvjetno može dovesti u vezu s istodobnim razvojem u južnoj Istri (Marlera).

Naime, osim konijačko–santonskih naslaga s pelagičkim utjecajem na Učki slična pojava je utvrđena i tijekom terenske prospekcije na rtu Marlera (JI od Medulina u južnoj Istri). Nešto detaljniji opis tih naslaga prikazan je u poglavlju o litostratigrafskim jedinicama.

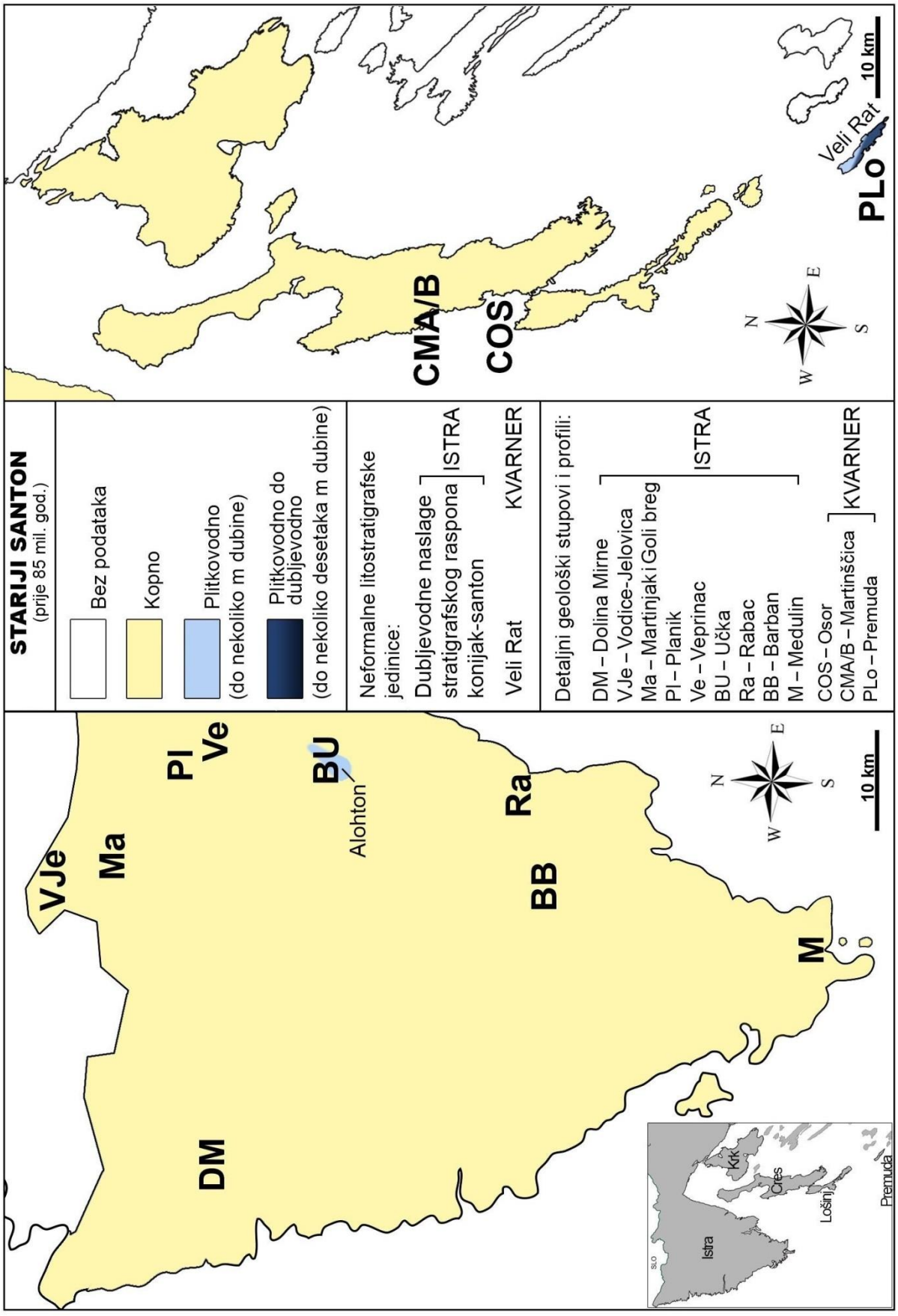
Ove naslage se vremenski mogu usporediti s OAE3, oceanskim anoksičnim događajem na prijelazu konijak–santon. Postoje indicije da je trajanje OAE3 bilo duže i da se posljednji kredni anoksični događaj manifestirao se u raznim bazenima u različito vrijeme, a na području Tethysa najslabije (WAGREICH, 2012), iako je dodatno eustatsko podizanje

morske razine svakako moglo barem djelomice pridonijeti dugotrajnijem očuvanju dubljemorskih okoliša.

Naslage konijačko–santonske starosti s pelagičkim utjecajem u južnoj Istri ukazuju na blizinu izvorišta plitkovodnog materijala. Dubljemorski proslojci su rjeđi, proslojeni s debljim plitkovodnim uloščima i vrlo vjerojatno su taložene u padinskim okolišima s velikim donosom plitkovodnog bioklastičnog materijala od istodobnih naslagajedinice Veli Rat (autohtoni pelagički materijal s primjesama alohtonog plitkovodnog materijala).

Na Premudi su najmlađe dubljemorske naslage starosti konijak-santon, ali mogući kontinuirani prijelaz u jedinicu Gornji Humac je prekriven morem.

Sl. 6.15. Paleogeografska rekonstrukcija naslaga područja današnje Istre tijekom starijeg santona. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina **(slijedeća stranica)**.


STARIJI SANTON
(prije 85 mil. god.)
Bez podataka
Kopno
Plitkovodno
(do nekoliko m dubine)
Plitkovodno do
dubljevodno
(do nekoliko desetaka m dubine)
Neformalne litostratigrafske jedinice:
Dubljevodne naslage stratigrafskog raspona konijak-santon
ISTRA
Veli Rat
KVARNER
Detaljni geološki stupovi i profili:
DM – Dolina Mirne
VJe – Vodice-Jelovica
Ma – Martinjak i Goli breg
Pl – Planik
Ve – Veprinac
ISTRA
BU – Učka
Ra – Rabac
BB – Barban
M – Medulin
COS – Osor
CMA/B – Martinščica
KVARNER
PLo – Premuda
VJe
Ma
Pl
Ve
BU
Alohton
Ra
BB
DM
M
CMA/B
COS
PLo
Veli Rat
10 km
N
E
S
W
Istra
Krk
Cres
Lošinj
Premuda

Početak taloženja litostratigrafske jedinice Sv. Duh u istraživanom području Istre i Kvarnera, ali i u drugim dijelovima Jadranske karbonatne platforme dogodio se gotovo istodobno u mlađem cenomanu, odnosno vremenske razlike početka tog događaja na različitim lokalitetima praktički su ispod stratigrafske rezolucije za istraživanje raspoloživog fosilnog sadržaja. Takva istodobnost na širokom prostoru ukazuje na vjerojatno značajan utjecaj u to doba globalno zabilježenog eustatskog porasta morske razine. U razmatranju područja na kojima je u naslagama gornjeg cenomana zabilježeno potapanje platforme a u donjem ili srednjem turonu ponovno oplićavanje (što je na istraživanom području zabilježeno na Ćićariji, podlozi navlake Učke, istočnoj Istri i južnom Cresu, a vidljivo po slijedu naslaga neformalnih litostratigrafskih jedinica Milna, Sv. Duh i Gornji Humac, slično kao i na većem dijelu Jadranske karbonatne platforme) moglo bi se na prvi pogled zaključiti da je epizoda privremenog potapanja bila isključivo posljedica globalnog eustatskog transgresivno–regresivnog ciklusa zabilježenog na prijelazu cenoman–turon.

Ipak, situacija je u istraživanom području u to doba bila mnogo kompliciranija zbog utjecaja sinsedimentacijske tektonike koja je na pojedinim dijelovima istraživanog prostora značajno modificirala lokalnu morsku razinu. Tako je u doba mlađeg cenomana, upravo u vrijeme kad je regionalno i globalno zabilježen značajan eustatski porast morske razine, područje Savudrijske antiklinale, pretežitog dijela Krka i sjevernog dijela otoka Cresa potpuno okopnilo, što znači da je izdizanje pod djelovanjem sinsedimentacijske tektonike u geološki gledano vrlo kratkom vremenu ne samo potpuno anuliralo porast eustatske razine mora od približno 100 m, nego ga je i nadmašilo. Stoga su u tom području gornjocenomanski vapnenci najmlađe gornjokredne naslage, na kojima transgresivno slijede eocenski Foraminiferski vapnenci.

Potpuno je suprotan trend djelovanja sinsedimentacijske tektonike u to vrijeme zabilježen u južnom i jugoistočnom dijelu istraživanog prostora: na otocima Lošinju i Premudi su taložni okoliši produbljeni značajnije nego na drugim dijelovima potopljene platforme, tako da tamo ni regresivne tendencije koje su globalno zabilježene tijekom turona nisu uzrokovale ponovnu uspostavu plitkovodnog režima taloženja. Stoga su ti dijelovi istraživanog područja, slično kao i područje Dugog otoka, i dalje ostali u uvjetima dubokomorske sedimentacije obilježene povremenim donosom materijala sa susjednih plitkovodnih područja. O djelovanju sinsedimentacijske tektonike i uspostavi taložnih okoliša karbonatnih rampi koje su okruživale dubljemorske prostore postoje i već spomenuti dokazi u stijenskom zapisu: na prijelazu iz podinskih plitkovodnih naslaga jedinice Milna u

dubljemorske naslage jedinice Sv. Duh nerijetko se nalaze slampirani intervali, a unutar cijelog slijeda se nalaze i proslojci premještenog materijala podrijetlom iz istodobnih plitkovodnih taložnih okoliša. Još je značajniji zapis sinsedimentacijske tektonike zabilježen u najstarijem dijelu jedinice Veli Rat, gdje se primjerice na Premudi nalaze paketi debritnih breča, ali i naslage sa sinsedimentacijskim deformacijama poput slampiranja, klizanja i sl. Velika količina padinskog materijala je zabilježena u turonsko–konijačkim naslagama južne Istre, koje su vjerojatno taložene u proksimalnom dijelu bazena, u blizini produktivnog plitkovodnog izvorišta bioklastičnog materijala.

Zanimljiva je situacija zabilježena na južnom dijelu Krka (u okolici Stare Baške), gdje je prijelaz između cenomana i turona obilježen kontinuiranim plitkovodnim slijedom uz samo rijetke proslojke kalcisferskih vapnenaca koji predstavljaju odjek istodobno zabilježenog potapanja susjednih područja. To ukazuje da je u tom području zadržana gotovo idealna ravnoteža između eustatskog porasta morske razine i sinsedimentacijskog tektonskog izdizanja, a globalno zabilježen trend spuštanja eustatske morske razine zabilježen u turonu je vrlo brzo uzrokovao i konačan prekid taloženja, tako da je na tome dijelu Krka zabilježen neuobičajeno tanak slijed naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac.

Zaključno se može reći da je stratigrafski mlađa razina potapanja sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme (bočno vrlo promjenljivog stratigrafskog raspona cenoman–turon/konijak/santon) posljedica značajnog eustatskog porasta morske razine u mlađem cenomanu, ali da je na stratigrafski slijed u istraživanom području vrlo značajan utjecaj imala i istodobna sinsedimentacijska tektonika koja je lokalno znatno korigirala eustatski signal. Stoga su pored područja u kojima je, kao i na mnogim drugim dijelovima JKP, zabilježeno privremeno potapanje platforme tijekom mlađeg cenomana i starijeg turona (Ćićarija, podloga navlake Učke, istočna Istra i južni Cres), zabilježena i područja koja su istodobno potpuno okopnila zbog tektonskog izdizanja (Savudrijska antiklinala, sjeverni dio Cresa, pretežiti dio Krka), područja u kojima su sinsedimentacijskom tektonikom stvorene karbonatne rampe i značajnom subsidencijom formirani dugotrajniji dubljemorski prostori (južna Istra, Lošinj, Premuda), ali i područja u kojima su eustatski porast morske razine i tektonsko izdizanje bili u ravnoteži (južni dio Krka). Intenzivna sinsedimentacijska tektonika u mlađoj kredi predstavljala je uvod u konačnu dezintegraciju sjeverozapadnoga dijela Jadranske karbonatne platforme.

7. PREGLED GLAVNIH REZULTATA ISTRAŽIVANJA I ZAKLJUČCI

Za potrebe istraživanja relativnih promjena morske razine tijekom mlađe krede na sjeverozapadnom dijelu Jadranske karbonatne platforme snimljeno je ukupno petnaest geoloških stupova i profila (ukupne debljine oko 1800 m) i obavljeno detaljno geološko kartiranje njihove okolice na lokalitetima u području Istre i kvarnerskih otoka: Dolina Mirne, Vodice–Jelovica, Vodice–Jelovica padina, Martinjak, Goli breg, Planik, Veprinac, Učka, Rabac, Barban, Medulin, Cres (Osor, Martinšćica A, Martinšćica B) i Premuda. Istraživanja su provedena u sklopu izrade Osnovne geološke karte Republike Hrvatske 1:50.000.

Svi stupovi i profili su detaljno terenski opisani i uzorkovani za potrebe mikrofacijesnih i biostratigrafskih analiza (ukupno je analizirano 684 mikroskopskih preparata), tri odabrana profila na kojima su naslage prijelazne razine cenoman–turon najbolje otkrivene i dijagenetski najmanje izmijenjene su uzorkovana za potrebe preliminarne analize stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ukupno 81 uzorak), a odabrani uzorci su za potrebe dodatnih istraživanja analizirani palinološkim metodama, elektronskom mikroskopijom (SEM) i metodom rendgenske difrakcije.

Izdvojene neformalne litostratigrafske jedinice po svojim svojstvima hijerarhijski odgovaraju jedinicama ranga formacija koje su do sada već radno opisane u području Istre i Kvarnera ili u susjednim područjima: Crna, Sis, Belej (s članom Vrana), Milna (s članovima Rušnjak, Marušići, Vinkuran i Niska), Sv. Duh, Veli Rat, Gornji Humac, a opisane su i pojave dubljemorskih naslaga stratigrafskog raspona konijak–santon na području vršnog dijela Učke i području Medulina i Mrlere u južnoj Istri. Na temelju provedenih istraživanja dosadašnji opisi jedinica su dopunjeni mikrofacijesnim i biostratigrafskim rezultatima, osobito što se tiče dubljemorskih jedinica koje su kao najvažniji pokazatelj relativnih promjena morske razine bile glavni predmet istraživanja. Pored najdetaljnije obrađenih naslaga jedinice Sv. Duh, taloženih u uvjetima potopljene platforme na prijelazu cenoman–turon, pozornost je posvećena i neformalnim litostratigrafskim jedinicama Belej (donjo- do srednjocenomanske starosti) i Veli Rat (stratigrafskog raspona od gornjeg cenomana do konijaka/santona), kao i mlađim gornjokrednim dubljemorskim jedinicama obrađenim na vršnom dijelu Učke i rekognosciranim u području Medulina i Mrlere u južnoj Istri, koje do sada nisu detaljnije istraživane.

Obavljene analize stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ s odabranih lokaliteta (geoloških stupova Planik i Martinjak na Ćićariji, te stupa na otoku Premuda) su predstavljale prvi pokušaj korelacije dubljemorskih naslaga s prijelaza cenoman–turon na sjeverozapadnom dijelu JKP s globalnim izotopnim krivuljama. Zadovoljavajući preliminarni rezultati ukazuju na potrebu detaljnijeg istraživanja izotopnog sastava cenomansko–turonskih naslaga. Unutar naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh detaljnije su istraženi i specifični facijesi bioturbiranih glaukonitom bogatih vapnenaca, kao i organskom tvari bogati vapnenci na kojima su obavljene palinološke analize.

Na temelju podataka terenskih, kabinetskih i laboratorijskih istraživanja kao i rezultata dosadašnjih istraživanja u širem području obavljena je korelacija izdvojenih neformalnih jedinica po područjima specifičnih litostratigrafskih i paleogeografskih razvoja unutar istraživanih gornjokrednih naslaga: (1) sjevernoj Istri, (2) južnoj Istri, (3) otoku Krku i sjevernom dijelu otoka Cresa, (4) središnjem i južnom dijelu otoka Cresa i otoku Lošinju, te (5) otoku Premuda. Obavljena korelacija predstavlja pokušaj doprinosa objektivnoj i terenski primjenljivoj litostratigrafskoj klasifikaciji istraživanih naslaga, što bi predloženim smanjenjem broja izdvojenih litostratigrafskih jedinica moglo olakšati buduće geološko kartiranje područja Istre i Kvarnera.

U istraživanom području Istre i Kvarnera, odnosno sjeverozapadnog dijela nekadašnje Jadranske karbonatne platforme u su gornjokrednim naslagama izdvojena dva vremenska razdoblja obilježena izrazitom facijesnom diferencijacijom, starije cenomansko i mlađe cenomansko–turonsko/konijačko/santonsko. Oba su razdoblja obilježena izrazitom facijesnom diferencijacijom, a dijeli ih razmjerno kratkotrajno razdoblje tijekom mlađeg cenomana kao jedina faza potpuno plitkovodne sedimentacije u cijelom istraživanom području. Analizom svih raspoloživih podataka razlučen je potencijalni odnos globalnih eustatskih promjena i lokalne sinsedimentacijske tektonike na stijenski zapis u pojedinim razdobljima. Na taj je način objašnjen prostorni raspored okopnjelih, plitkomorskih i dubljemorskih okoliša taloženja prikazan na pet shematskih paleogeografskih rekonstrukcija kroz geološko vrijeme (prikazani su odnosi u razdobljima starijeg cenomana, srednjeg do mlađeg cenomana, mlađeg cenomana do starijeg turona, srednjeg turona do konijaka i starijeg santona).

Stariji događaj facijesne diferencijacije i djelomičnog potapanja sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme utvrđen je na prostoru središnjeg dijela današnjeg otoka Cresa u donjocenomanskim naslagama neformalne litostratigrafske jedinice Belej. Na jugoistočnim dijelovima otoka Cresa taloženje tih naslaga je nastavljeno i tijekom srednjeg

cenomana, a u okolici današnjeg Osora čak i tijekom mlađeg cenomana. Slične su naslage pronađene i na otocima Krku, Lošinju i Unijama, pri čemu je utvrđeno postupno povećanje debljine naslaga ali i stratigrafskog raspona prema jugoistoku duž geoloških struktura, ali i okomito na njih prema jugozapadu. Dokazi formiranja produbljenih paleookoliša utvrđeni su i u istodobnim naslagama u području Savudrijske antiklinale u sjevernoj Istri i okolice Vinkurana u južnoj Istri. Pored izrazite bočne diferencijacije facijesa mjestimice su zapažene i sedimentne strukture koje potvrđuju da je glavni čimbenik odgovoran za diferencijaciju facijesa tijekom cenomana bila sinsedimentacijska tektonika.

Nastanak dubljemorskih naslaga stratigrafskog raspona cenoman–turon (neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh omeđena plitkovodnim jedinicama Milna u podini i Gornji Humac u krovini) vremenski se poklapa s izrazitim eustatskim porastom morske razine zabilježenim globalno, ali i na drugim područjima Jadranske karbonatne platforme. Ipak, istodobno su zabilježena i ograničena područja s plitkovodnim prijelazom između cenomana i turona (južni dio Krka), ali i širi prostori u kojima je usprkos globalnom porastu morske razine istodobno došlo do izdizanja i potpunog okopnjavanja (područje Savudrijske antiklinale, sjeverni dio Cresa i veći dio otoka Krka). Nasuprot tome, dubljemorska sedimentacija je nastavljena kroz značajan dio mlađe krede na jugoistočnim dijelovima istraživanog prostora, u kojem se u stratigrafskom rasponu od mlađeg turona do konijaka i santona mogu razlučiti proksimalni dijelovi s kontinuiranim donosom bioklastičnog materijala iz susjednih plitkovodnih prostora (današnje područje između Medulina i rta Marlera u južnoj Istri) i distalni dijelovi s pretežito bazenskom sedimentacijom i znatno manjim donosom plitkovodnog materijala (otoci Lošinj i Premuda). Slična pojava dubljevodnih vapnenaca utvrđena je i u vršnom dijelu Učke. Iz navedene je diferencijacije facijesa u istraživanom prostoru tijekom mlađega dijela krede jasno da je globalni eustatski porast na prijelazu između cenomana i turona jasno zabilježen u istraživanom području, ali i da je značajno korigiran lokalnom sinsedimentacijskom tektonikom, na što ukazuju i mjestimice vidljivi ostaci slampiranja i klizanja naslaga, debritne breče, neptunski dajkovi i izrazite lateralne promjene debljine pojedinih jedinca.

Na temelju provedenog istraživanja relativnih promjena morske razine tijekom mlađe krede na sjeverozapadnom dijelu Jadranske karbonatne platforme mogu se navesti sljedeći zaključci:

1) Snimanjem 15 detaljnih geoloških stupova i uzorkovanih geoloških profila kroz prijelazne naslage između cenomana i turona u području Ćićarije, južne Istre i kvarnerskih otoka bolje je opisan i analiziran slijed naslaga tog u svjetskim okvirima vrlo detaljno istraženog stratigrafskog intervala.

2) Na tri geološka stupa na kojima su utvrđeni neporemećeni i dijagenezom najmanje izmijenjeni slijedovi naslaga na granici cenomana i turona uzeti su uzorci za analize stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ po prvi puta u naslagama tog stratigrafskog raspona na sjeverozapadnom dijelu Jadranske karbonatne platforme. Dobiveni preliminarni rezultati omogućavaju korelaciju s istodobnim naslagama na drugim dijelovima Jadranske karbonatne platforme, ali i lokalitetima iz šireg područja, te ukazuju na potrebu detaljnijeg istraživanja izotopnog sastava cenomansko–turonskih naslaga.

3) Detaljnim istraživanjem omogućeno je prepoznavanje i izdvajanje neformalnih litostratigrafskih jedinica do sada opisanih u širem području, čijom je nadopunom omogućena korelacija istodobnih naslaga u susjednom području. Takav pokušaj što praktičnije litostratigrafske klasifikacije istraživanih naslaga predloženim smanjenjem broja litostratigrafskih jedinica može olakšati buduće geološko kartiranje područja Istre i Kvarnera.

4) Nalazi bentičke foraminifere *Dicyclina schlumbergeri* u području Ćićarije u vršnom dijelu naslaga litostratigrafske jedinice Sv. Duh, odnosno naslagama starijim od njezinog do sada utvrđenog stratigrafskog raspona, dodatno potvrđuju slične nalaze u području Dalmacije i omogućuju daljnja detaljnija biostratigrafska istraživanja.

5) U području južne Istre utvrđen je slijed padinskih sedimenata stratigrafskog raspona od turona do konijaka koji predstavlja do sada nepoznatu poveznicu između plitkovodnih naslaga neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac i istodobnih dubljevodnih naslaga jedinice Veli Rat.

6) U vršnom, navlačnom dijelu Učke je u podlozi gornjosantonskih plitkovodnih vapnenaca utvrđen slijed dubljevodnih kalcisferskih vapnenaca bez značajnijih elemenata plitkovodnog utjecaja, za koje na temelju dosadašnjih istraživanja nije sa sigurnošću moguće pretpostaviti izvorišno područje.

7) Stariji događaj dubljevodne sedimentacije je utvrđen pretežito u donjocenomanskim naslagama, iako je u području južnog dijela Cresa pučinski utjecaj mjestimice produžen i tijekom srednjega pa čak i mlađega cenomana. Glavni uzrok toga događaja bila je sinsedimentacijska tektonika, jer u to vrijeme nije zabilježen nikakav regionalno ili globalno prepoznatljiv eustatski porast morske razine.

8) Mlađi događaj dubljevodne sedimentacije u području Ćićarije, podloge Učke, istočne Istre i južnog Cresa obuhvaća prijelaznu razinu između cenomana i turona, a dubljevodne naslage se nalaze između starijih i mlađih plitkovodnih karbonata, što vremenski odgovara porastu morske razine zabilježenom u drugim područjima Jadranske karbonatne platforme ali i globalnim eustatskim događajima na prijelazu cenoman–turon. U istodobnim su naslagama na južnom Krku na prostorno ograničenom području pronađeni elementi plitkovodnog prijelaza između cenomana i turona, dok su u području Savudrijske antiklinale, sjevernog Cresa i ostatka otoka Krka utvrđena prostrana područja u kojima je usprkos globalnom porastu morske razine istodobno djelovanjem sinsedimentacijske tektonike došlo do značajnog izdizanja i potpunog okopnjavanja. Nasuprot tome je u južnim dijelovima istraživanog područja, na današnjim otocima Lošinju i Premudi dubljevodna sedimentacija nastavljena kroz značajan dio mlađe krede, vjerojatno zbog izrazitije subsidencije. To ukazuje na zaključak da je globalni eustatski signal tijekom mlađe krede u istraživanom području značajno korigiran lokalnom sinsedimentacijskom tektonikom kao uvodom u konačnu dezintegraciju Jadranske karbonatne platforme.

8. POPIS LITERATURE

ALJINOVIĆ, B. & BLAŠKOVIĆ, I. (1987): Some characteristic of the carbonate complex in offshore Adriatic area.– International Symposium on the „Evolution of the Karstic Carbonate Platform; Relation with other Periadriatic Carbonate Platforms“. Abstract, 1–6,12, Trieste.

ARTHUR, M.A. & SAGEMAN. B.B. (1994): Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits.– Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22, 499–551.

ARTHUR, M.A., DEAN, W.E. & PRATT, L.M. (1988): Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary.– Nature, 335, 714–717.

ARTHUR, M.A., BRUMSACK, H.J., JENKYNS, H.C. & SCHLANGER, S.O. (1990): Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon–rich Cretaceous sequences.– U: GINSBURG, R.N., BEAUDOIN, B. (ur.), Cretaceous Resources, Events, and Rhythms. Kluwer Acad. Publ., Netherlands, 75–119.

BAHUN, S. (1974): Tektogeneza Velebita i postanak Jelar naslaga.– Geol. vjesnik, 27, 35–51.

BARRON, E.J. (1983): A warm equable Cretaceous: the nature of the problem.– Earth Sci. Rev., 19, 305–338.

BARRON, E.J. & MOORE, G.T. (1994): Climate Model Applications in Paleoenvironment Analysis.– Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course, 33.

BERGANT, S., TIŠLJAR, J. & ŠPARICA, M. (2003): Eocene carbonates and flysch deposits of the Pazin Basin.– Field Trip Guidebook. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, September 17–19. 2003, 19–57.

BICE, K.L., BIRGEL, D., MEYERS, P.A. & DAHL, K.A. (2006): A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO2 concentrations.– Paleoceanography, 21.

BOWMAN, A.R. & BRALOWER, T.J. (2005): Paleoceanographic significance of high–resolution carbon isotope records across the Cenomanian–Turonian boundary in the Western Interior and New Jersey coastal plain, USA.– Marine Geology, 217, 305–321.

BRALOWER, T.J. (2008): Earth science: volcanic cause of catastrophe.– Nature, 454, 285–287.

CALDEIRA, K. & RAMPINO, M.R. (1991): The mid–Cretaceous superplume, carbon dioxide, and global warming.– Geophysical Research Letters, 18, 6, 987–990.

CARON, M., ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F., BAUDIN, F., DECKONINK, J.F., HOCHULI, P., SALIS PERCH NIELSEN, K. & TRIBOVILLARD, N. (1999): Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanien Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale.– Bull. soc. Géol. Fr.

CARON, M., DALL' AGNOLO, S., ACCARIE, H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E.G., AMEDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. (2006): High–resolution stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio events correlation.– Geobios, 39, 171–200.

CAUS, E., TEIXELL, A. & BERNAUS, J.M. (1997): Depositional model of a Cenomanian–Turonian extensional basin (Sopeira, NE Spain): interplay between tectonics, eustasy and biological productivity.– Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 129, 23–36.

COCCIONI, R. & GALEOTTI, S. (2003): The mid–Cenomanian Event: prelude to OAE 2.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 190, 427–440.

COCCIONI, R., LUCIANI, V. & MARSILI, A. (2006): Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleoecological and paleoceanographic implications.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 235, 66–92.

COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.X. (2013): The ICS International Chronostratigraphic Chart.– Episodes, 36, 199–204.

CROWLEY, T.J. & NORTH, G.R. (1991): Paleoclimatology.– Oxford, Monographs on Geology and Geophysics, 18.

DALLA VECCHIA, F.M. (2002): Cretaceous dinosaurs in the Adriatic–Dinaric Carbonate Platform (Italy and Croatia): Paleoenvironmental Implicatons and Paleogeographical Hypotheses.– Mem. Soc. Geol. Ital., 57, 89–100.

DALLA VECCHIA, F.M. & TARLAO, A. (1995): Dinosaur evidence in the Cretaceous of Istria (Croatia).– U: VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I. & ŠPARICA, M. (ur.): 1. Hrvatski geološki kongres, Zbornik radova, 1, 151–154.

DANELIAN, T., TSIKOS, H., GARDIN, S., BAUDIN, F., BELLIER, J.P. & EMMANUEL, L. (2004): Global and regional palaeoceanographic changes as recorded in the mid–

Cretaceous (Aptian–Albian) sequence of the Ionian zone (NWGreece).– Journal of the Geological Society, 161/4, 703–709.

DAVEY, S.D. & JENKYNS, H.C. (1999): Carbon–isotope stratigraphy of shallow–water limestones and implications for the timing of Late Cretaceous sea–level rise and anoxic events (Cenomanian–Turonian of the peri–Adriatic carbonate platform, Croatia).– Eclogae Geologicae Helvetiae, 92, 163–170.

DRAGIČEVIĆ, & I VELIĆ, I. (2002): The Northeastern margin of the Adriatic Carbonate Platform.– Geologia Croatica, 55/2, 185–232.

DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.– U, HAMM, W.E. (Ur.): Classification of Carbonate Rocks, A Symposium. American Association of Petroleum Geologists, 108–121.

EMBRY, A.F. & KLOVAN J.E. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones.– Geologische Rundschau, 61, 672–686.

ERBA, E. & TREMOLADA, F. (2004): Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplankton response to nutrification episodes, atmospheric CO2 and anoxia.– Paleoceanography, 9.

ERBACHER, J. & THUROW, J. (1997): Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid–Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys.– Marine Micropaleontology, 30, 139–158.

ERBACHER, J., HUBER, B.T., NORRIS, R.D. & MARKEY, M. (2001): Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period.– Nature, 409, 325–327.

FARRIMOND P., EGLINTON, G., BRASELL S.C. & JENKYNS H.C. (1990): The Cenomanian/Turonian anoxic event in Europe: an organic geochemical study.– Marine and Petroleum Geology, 7/1, 75–89.

FIO, K., SPANGENBERG, J.E., VLAHOVIĆ, I., SREMAC, J., VELIĆ, I. & MRINJEK, E (2010): Stable isotope and trace element stratigraphy across the Permian–Triassic transition: A redefinition of the boundary in the Velebit Mountain, Croatia.– Chemical Geology, 278/1–2, 38–57.

FLETCHER, T.L., GREENWOOD, D.R., MOSS, P.T. & SALISBURY, S.W. (2014): Paleoclimate of the Late Cretaceous (Cenomanian–Turonian) portion of the Winton

formation, central-western Queensland, Australia: new observations based on clamp and bioclimatic analysis.– Palaios, 29, 121–128.

FLÖGEL, S., WALLMANN, K., POULSEN, C.J., ZHOU, J., OSCHLIES, A., VOIGT, S. & KUHNT, W. (2011): Simulating the biogeochemical effects of volcanic CO2 degassing on the oxygen–state of the deep ocean during the Cenomanian/Turonian Anoxic Event (OAE2).– Earth and Planetary Science Letters, 305, 371–384.

FLOQUET, M., PHILIP, J., BABINOT, J. F., TRONCHETTI, G. & BILOTTE, M. (1987): Transgressions–regressions marines et enevements biosedimentaires sur les marges pyreneo–provencales et nord iberiques au Cretace superieur.– Mem. Geol. Univ. Dijon Fr. Mem., 11, 245–258.

FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – analysis, interpretation and application.– Springer, Berlin–Heidelberg–New York, 976.

FRIJIA, G, PARENTE, M., DI LUCIA, M. & MUTTI, M. (2015): Carbon and strontium isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous (Cenomanian-Campanian) shallow-water carbonates of southern Italy: Chronostratigraphic calibration of larger foraminifera biostratigraphy.– Cretaceous Research, 53, 110–139.

FUČEK, L., GUŠIĆ, I., JELASKA, V., KOROLIJA, B. & OŠTRIĆ, N. (1990): Stratigrafija gornjokrednih naslaga jugoistočnog dijela Dugog otoka i njihova korelacija s istovremenim naslaga otoka Brača (Adriatic Carbonate Platform).– Geološki vjesnik, 43, 23–33.

FUČEK, L., JELASKA, V., GUŠIĆ, I., PRTOLJAN, B. & OŠTRIĆ, N. (1991): Padinski turonski sedimenti uvale Brbišnica na Dugom otoku.– Geološki vjesnik, 44, 55–67.

FUČEK, L., VLAHOVIĆ, I., OŠTRIĆ, N., HUSINEC, A., KORBAR, T. & PRTOLJAN, B. (1997): OGK RH, M : 1:50.000, projekt „Jadran“, zadatak „Cres“, Litostratigrafski stupovi središnjeg i južnog dijela otoka Cresa.– Arhivska građa Hrvatskog geološkog instituta, Zagreb.

FUČEK, L., JELASKA, V., PRTOLJAN, B., KORALIJA, B., OŠTRIĆ, N. & GUŠIĆ, I. (1999): Geološka karta Republike Hrvatske, Dugi otok, M 1:50 000, Institut za geološka istraživanja, Zavod za geologiju, Zagreb.

FUČEK, L., MATIČEC, D., VLAHOVIĆ, I., OŠTRIĆ, N., PRTOLJAN, B., KORBAR, T. & HUSINEC, A. (2012): Osnovna geološka karta Republike Hrvatske M 1:50 000 – list Cres 2 (Basic Geological Map of the Republic of Croatia scale 1:50.000–sheet Cres 2),

417/2.– Hrvatski geološki institut (Zavod za geologiju), 1 list, Zagreb, ISBN: 978– 953–6907–26–7.

FUČEK, L., MATIČEC, D., VLAHOVIĆ, I., OŠTRIĆ, N., PRTOLJAN, B., KORBAR, T. & HUSINEC, A. (2014): Osnovna geološka karta Republike Hrvatske M 1:50 000 – list Cres 4 (Basic Geological Map of the Republic of Croatia scale 1:50.000.– sheet Cres 4), 417/4.– Hrvatski geološki institut (Zavod za geologiju), 1 list, Zagreb, ISBN: 978–953–6907–29–8.

FÜCHTBAUER, H. & TIŠLJAR, J. (1975): Peritidal cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Yugoslavia).– Sedim. Geology, 14, 219–233.

GALE, A.S., JENKYNS, H.C., KENNEDY, W.J. & CORFIELD, R.M. (1993): Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian–Turonian boundary.– J. geol. Soc. Lond., 150, 29–32.

GERTSCH, B., KELLER, G., ADATTE, T., BERNER, Z., KASSAB, A.S., TANTAWY, A. A.A., EL–SABBAGH, A.M. & STUEBEN, D. (2010): Cenomanian–Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt.– Int. J. Earth. Sci., (Geol Rundsch), 99, 165–182.

GLOVACKI JERNEJ, Ž & JELASKA, V. (1986): Gornjokredni facijes otoka Brača.– XI kongres geologa Jugoslavije, 2, 217–228.

GRANDIĆ, S., BOROMISA–BALAŠ, E., ŠUŠTERČIĆ, M. & KOLBAH, S. (1999): Hydrocarbon possibilities in the eastern Adriatic slope zone of Croatian offshore area.– Nafta, 50/2, 51–73.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SHMITZ, M., OGG, G. (2012): The Geologic Time Scale 2012, 2–Volume Set, 1st Edition.

GRIMANI, I., ŠUŠNJAR, M., MILAN, A., NIKLER, L., BUKOVAC, J., CRNOLATAC, I., ŠIKIĆ, D., GRIMANI, I., VULIĆ, Ž. & BLAŠKOVIĆ, I. (1970): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Crikvenica L33-102 − Geološki zavod, Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd.

GRIMANI, I., ŠUŠNJAR, M., BUKOVAC, J., MILAN, A., NIKLER, L., CRNOLATAC, I., ŠIKIĆ, D. & BLAŠKOVIĆ, I. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, Tumač za list Crikvenica L33-102.− Geološki zavod, Zagreb, Savezni geološki zavod, Beograd, 47.

GUŠIĆ, I. & JELASKA, V. (1988): Lithofacies and environments in the Upper Cretaceous of the Island of Brač.– First Internat. Conference on Rudists, Belgrade, October 24–26, 1988, Guide Book, 51–60, Srpsko geol. društvo, Beograd.

GUŠIĆ, I. & JELASKA, V. (1990): Stratigrafija gornjokrednih naslaga otoka Brača.– JAZU i Institut za geološka istraživanja, 160.

GUŠIĆ, I., JELASKA, V. & VELIĆ, I. (1988): Foraminiferal assemblages, facies and environments in the Upper Cretaceous of the Island of Brač, Yugoslavia.– Revue de Paleobiologie, Vol. Spec. No. 2 (Benthos '86), 447–456, Geneve.

HALLAM, A., (1992): Phanerozoic Sea-level Changes.– Columbia University Press, New York, 266.

HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate–tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps.– Earth–Science Reviews 102, 121–158.

HANDY, M.R., USTASZEWSKI, K. & KISSLING, E. (2014): Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion.– Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), doi: 10.1007/s00531–014–1060–3.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins.– U: Graciansky, P.C. et al. (Ur.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Pub. 60, 3–13, charts 1–8.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.– Science, 235, 1156–1167.

HESSELBO, S.P., GRÖCKE, D.R., JENKYNS, H.C., BEJRUUM, C.J., FARRIMOND, P., BELL, H.S.M. & GREEN, O.R. (2000): Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event.– Nature, 406, 392–395.

HOFKER, J. (1967): Primitive Orbitoides from Northern Spain.– Micropaleontology, 13/2, 243–249.

HU, Y., TUNG, K.K. & LIU, J. (2005): A closer comparison of early and late–winter atmospheric trends in the Northern Hemisphere.– J. Climate, 18, 3204–3216.

HUSINEC, A., VELIĆ, I., FUČEK, L., VLAHOVIĆ, I., MATIČEC, D., OŠTRIĆ, N. & KORBAR, T. (2000): Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Lošinj (Croatia) and its regional stratigraphyc correlation.– Cretaceous Research, 21, 155–171.

JELASKA, V., OGORELEC, B. & ERCEGOVAC, M. (1983): The Upper Cretaceous Depositional Environments of the Carbonate Platform on the Island Brač.–Intern. Assoc. sediment. regional meeting, Guide book: Contributons to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides.– Excursion. Ur..: BABIĆ, LJ., JELASKA, V., Split, 99–124, Zagreb.

JENKYNS, H.C., (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.– J. Geol. Soc. Lond. 137, 171–188.

JENKYNS, H.C. (1988): The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence.– Am. J. Sci., 288, 101–151.

JENKYNS, H.C. (2003): Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world.– Phil. Trans. R. Soc., Series A, 361, 1885–1916.

JENKYNS, H.C. (2010): Geochemistry of Oceanic Anoxic Events.– Geochemistry Geophysics Geosystems, 11.

JENKYNS, H.C., GRÖCKE, D.R. & HESSELBO, S.P. (2001): Nitrogen–isotope evidence for watermass denitrification during the Early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event.– Paleoceanography, 16, 593–603.

JENKYNS, H.C., FORSTER, A., SCHOUTEN, S. & SINNINGHE DAMSTÉ, S.J. (2004): High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean.– Nature, 432, 888–892.

JENKYNS, H.C., MATTHEWS, A., TSIKOS, H. & EREL, Y. (2007): Nitrate reduction, sulfate reduction, and sedimentary iron isotope evolution during the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event.– Paleoceanography, 22.

KAPOVIĆ, B & BAUER, V. (1970): Sedimentološke, biofacijalne i ambijentalne karakteristike gornjokrednih naslaga otoka Premude i Dugog otoka.– Nafta, 21, 561–572.

KARAKITSIOS, V., TSIKOS, H., VAN BRUEGEL, Y., KOLETTI, L., SINNINGHE DAMSTÉ, S.J. & JENKYNS, H.C. (2007): First evidence for the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE2, "Bonarelli" event) from the Ionian Zone,

western continental Greece.– International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.), 96, 343–352.

KARAKITSIOS, V., KAFOUSIA, N. & TSIKOS, H., (2010): A Review of Oceanic Anoxic Events as recorded in the Mesozoic sedimentary record of mainland Greece.– Hellenic Journal of Geosciences, 45, 123–132.

KELLER, G. (2008): Cretaceous climate, volcanism, impacts and biotic effects.– Cretaceous Research, 29, 754–771.

KEMP, W.M. & MURRAY, L. (2005): Eutrophication of Chesapeake Bay: Historical trends and ecological interactions.– Mar. Ecol. Prog. Ser., 303, 1–29.

KOLONIC, S., WAGNER, T., FORSTER, A., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., WALSWORTH–BELL, B. & ERBA, E. (2005): Black shale deposition on the northwest African Shelf during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event: climate coupling and global organic carbon burial.– Paleoceanography, 20, 1–18.

KORBAR, T. (1999): Dinamika taložnih okoliša i razvoj rudistnih zajednica u cenomanu otoka Cresa.– Magistarski rad, Zagreb.

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. & HUSINEC, A. (2003): Biostratigraphy of Turonian to (?)Coniacian platform carbonates: a case study from the Island of the Cres (Northern Adriatic, Croatia).– Geologia Croatica, 56/2, 173–185.

KORBAR, T., FUČEK, L., HUSINEC, A., VLAHOVIĆ, I., OŠTRIĆ, N., MATIČEC, D. & JELASKA, V. (2001): Cenomanian carbonate and rudists along shallow intraplatform basin margin – the Island of Cres (Adriatic Sea, Croatia).– Facies, 45, 39–58.

KORBAR, T., GLUMAC, B., CVETKO–TEŠOVIĆ, B. & CADIEUX, S.B. (2012): Response of a Carbonate Platform to the Cenomanian–Turonian drowning and OAE 2: A case study from the Adriatic Platform (Dalmatia, Croatia).– Journal of Sedimentary Research, 2012, v. 82, 163–176.

KUYPERS, M.M.M., PANCOST, R., NIJENHUIS, I.A. & SINNINGHE DAMSTÉ, J.S. (2002): Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event.– Palaeoceanography, 17, 4.

KUYPERS, M.M.M., BREUGEL, Y., SCHOUTEN, S., ERBA, E. & SINNINGHE DAMSTÉ, S.J. (2004): N2–fixing cyanobacteria supplied nutrient N for Cretaceous oceanic anoxic events.– Geology, 32, 853–856.

LARSON, R.L. (1991): Latest pulse of Earth: Evidence for a mid–Cretaceous superplume.– Geology, 19. 547–550.

LECKIE, R.M., BRALOWER, T.J. & CASHMAN, R. (2002): Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid–Cretaceous.– Paleoceanography, 17.

MAGAŠ, N. (1968): Osnovna geološka karta SFRJ. List Cres M 1:100 000.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1965, Savezni geol. zavod Beograd, 42.

MAGAŠ, N. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ. Tumač za list Cres M 1:100 000, L 33–113.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1965, Savezni geol. zavod Beograd.

MAMUŽIĆ, P.(1968): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, List Lošinj L33–125.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, (1959–1965): Savezni geološki institut, Beograd.

MAMUŽIĆ, P.(1970): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, List Molat L33–138.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, (1963–1969): Savezni geološki institut, Beograd.

MAMUŽIĆ, P. & SOKAČ, B. (1967): Tumač za listove Silba i Molat.– Osnovna geološka karta 1:100.000. p. 45, Savezni geološki zavod, Beograd.

MAMUŽIĆ, P., MILAN, A., KOROLIJA, B., BOROVIĆ, I. & MAJCEN, Ž. (1969): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, List Rab L33–114.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, (1959–1965): Savezni geološki institut, Beograd.

MAMUŽIĆ, P., SOKAČ, B. & VELIĆ, I. (1970): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, List Silba L33–126.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, (1963–1969): Savezni geološki institut, Beograd.

MAMUŽIĆ P., MILAN A., KOROLIJA B., BOROVIĆ I. & MAJCEN Ž. (1973a): Osnovna geološka karta 1 : 100.000, tumač za list Rab, L 33-114.– Institut za geološki zavod, Beograd.

MAMUŽIĆ P., MILAN A., KOROLIJA B., BOROVIĆ I. & MAJCEN Ž. (1973b): Osnovna geološka karta 1 : 100.000, tumač za list Lošinj, L 33-125.– Institut za geološki zavod, Beograd.

MARINČIĆ, S. & MATIČEC, D. (1989): Kolapsne strukture u boksitnim jamama Istre.– Geološki vjesnik, 42, 121–131, Zagreb.

MARINČIĆ, S. & MATIČEC, D. (1991): Tektonika i kinematika deformacija na primjeru Istre.– Geološki vjesnik, 44, 257–268, Zagreb.

MATIČEC, D. (1989): Strukturni sklop područja Rovinj–Poreč (zapadna Istra).– Magisterij, Sveučilište u Zagrebu, 50.

MATIČEC, D. (1994): Neotectonic deformations in Western Istria, Croatia.– Geologia Croatica, 47/2, 199–204.

MATIČEC, D., VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I. & TIŠLJAR, J. (1996): Eocene Limestones Overlying Lower Cretaceous Deposits of Western Istria (Croatia): Did Some Parts of Present Istria Form Land During the Creataceous.– Geologia Croatica, 49/1, 117–127.

MATIČEC, D., FUČEK, L., PALENIK, D. & OŠTRIĆ, N. (2014): U: MIKO, S., KRUK, B., DEDIĆ, Ž., KRUK, LJ., PEH, Z., KOVAČEVIĆ–GALOVIĆ, E. & GABRIĆ, A., (2014): Rudarsko geološka studija potencijala i gospodarenja mineralnim sirovinama Istarske županije, autori geološke karte i tumača, te autori teksta o arhitektonsko–građevnom kamenu:, Arhiv Hrvatskog geološkog instituta, Zagreb.

McELWAIN, J.C, WADE–MURPHY, J. & HESSELBO, S.P. (2005): Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals.– Nature, 435(26), 479–482.

MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S.F. (2005): The Phanerozoic record of global sea-level change.– Science, 310, 1293–1298.

MITCHELL, R.N., BICE, D.B., MONTANARI, A., CLEAVELAND, L.C., CHRISTIANSON, K.T., COCCIONI, R. & HINNOV, L.A. (2008): Oceanic anoxic cycles? Orbital prelude to the Bonarelli Level (OAE 2).– Earth and Planetary Science Letters, 267, 1–2, 1–16.

MOORKENS, T.L. (1991): Depositional environments of organic–rich sediments and recognation of the different types of source rocks.–Zbl. Geol. Palaont., Teil I, H. 8, 1073–1089, Stuttgart.

MORO, A. (1997): Paleoekologija i evolucija sjevernog dijela Jadranske karbonatne platforme u gornjoj kredi.– Disertacija, 127, Zagreb.

MORO, A. & ĆOSOVIĆ, V. (2013): Upper Turonian–Santonian slope limestones of the Islands of Premuda, Ist and Silba (Adriatic Coast, Croatia).– Geologia Croatica, 66/1, 1–13.

MORO, A., KORBAR, T., SKELTON, P.W., VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., FUČEK, L., MATIČEC, D. & ĆOSOVIĆ, V. (2002): Upper santonian rudist bearing lithosomes formed in the transition from deeper to shallower subtidal environments at Cape Marlera and Učka mountain.– Abstracts and Excursion Guidebook, Sixth International Congress on Rudists (Rovinj, Croatia), 152, Zagreb.

MURPHY, M.A. & SALVADOR, A. (1999): International Stratigraphic Guide.– International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy, 22, 4, 255–272.

ODIN, G.S. (ed.) (1988): Glaucony from the Gulf of Guinea. Green Marine Clays.– Elsevier, 225–247.

PARENTE, M., FRIJIA, G., DI LUCIA, M., JENKYNS, H.C., WOODFINE, G.R. & BARONCINI, F. (2008): Stepwise extinction of larger foraminifers at the Cenomanian–Turonian boundary: Ashallow– water perspective on nutrient fluctuations during Oceanic Anoxic Event 2 (Bonarelli Event).– Geology, 36(9), 715–718.

PEARCE, M.A., JARVIS, I., & TOCHER, B.A. (2009): The Cenomanian–Turonian event, OAE2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas: New insights from the dinocyst and geochemical records.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 280, 207–234.

PEJOVIĆ, D. & RADOIČIĆ, R. (1987): Prilog stratigrafiji gornje krede otoka Brača – Jadranska karbonatna platforma.– Geologija, Ljubljana, 28/29, 121–150.

PHILIP, J.M. (1982): Paleobiogeographie des rudistes et geodynamiques des marges mesogeennes au Cretace superieur.– Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XXIV, 5–6, 995–1006.

PHILIP, J.M. & AIRAUD–CRUMIERE, C. (1991): The demise of the rudist–bearing carbonate platforms at the Cenomanian/Turonian boundary: a global control.– Coral Reefs, 10, 115–125.

PHILIP, J., BABINOT, J.F., TRONCHETTI, G., FOURCADE, E., GUIRAUD, R., BELLION, Y., HERBIN, J.P., COMBES, P.J., CORNEE, J.J., DERCOURT, J. & RICOU, L.E. (1993): Late Cenomanian (94–92 Ma).– In: DERCOURT, J., RICOU, L.E. &

VRIELYNCK, B. (1993): Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Maps. BEICIP–FRANLAB, Rueil–Malmaison.

PLACER, L., VRABEC, M. & CELARC, B. (2010): The bases for understanding of the NW Dinarides and Istria Peninsula tectonics.– Geologija, 53/1, 55–86.

PLENIČAR, M., POLŠAK, A. & ŠIKIĆ, D. (1969): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, List Trst L33–88.– Geološki zavod, Ljubljana, Institut za geološka istraživanja, Zagreb, 1951–1964, Savezni geološki institut, Beograd.

PLENIČAR, M., POLŠAK, A. & ŠIKIĆ, D. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ. Tumač za list Trst. M 1:100 000.– Geol. zavod Ljubljana, Institut za geol. istr. Zagreb, 1965, Savezni geol. zavod Beograd, 68.

POLŠAK, A. (1965a): Stratigrafija jurskih i krednih naslaga srednje Istre.– Geološki vjesnik, 18/1, 167–188.

POLŠAK, A. (1965b): Geologija južne Istre s osobitim obzirom na biostratigrafiju krednih naslaga.– Geološki vjesnik, 18/2, 415–490.

POLŠAK, A. (1967b): Kredna makrofauna južne Istre (Macrofaune cretacee de l'Istrie meridioale, Yugoslave).– Paleont. Jugoslav. 8, 1–218, Zagreb.

POLŠAK, A. (1970): Osnovna geološka karta SFRJ. Tumač za list Pula M 1:100 000, L 33–112.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1963, Savezni geol. zavod Beograd, 51.

POLŠAK, A. (1979): Upper Cretaceous beds of the Northwestern part of Outer Dinarides (Lika, Croatian littoral and Istria).– Guidebook, 16. European Micropal. Coloquium Yugosl. 1979, 157–160, Ljubljana.

POLŠAK, A. & ŠIKIĆ, D. (1969): Osnovna geološka karta SFRJ. List Rovinj M 1:100 000, L 33–100.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1957–1963, Savezni geol. zavod Beograd.

POLŠAK, A. & ŠIKIĆ, D. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ. Tumač za list Rovinj M 1:100 000, L 33–100.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1963, Savezni geol. zavod Beograd, 44.

POLŠAK, A., BAUER, V. & SLIŠKOVIĆ, T. (1982): Stratigraphie du Crétacée Supérior de la Plate–forme Carbonatée dans les Dinarides Externes.– Cretaceous Research, 3, 125–133.

PUIG DE FÀBREGAS, C. & SOUQUET, P. (1986): Tectonosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees.– Tectonophysics, 129, 172–203.

ROSS, D.J. & SKELTON, P.W. (1993): Rudist formations of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimentological and stratigraphic review.– U: WRIGHT, P. (ur.), Sedimentology Review, 1, Blackwell, London, 73–91.

SAGEMAN, B.B. & BINA, C. (1997): Diversity and species abundance patterns in Late Cenomanian black shale biofacies: western interior US.– Palaios, 12, 449–466.

SAGEMAN, B.B., MURPHY, A.E., WERNE, J.P., VER STRAETEN, C.A., HOLLANDER, D.J. & LYONS, T.W. (2003): A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic–rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin.– Chemical Geology, 195, 229– 273.

SAGEMAN, B.B., MEYERS, S.R. & ARTHUR, M.A. (2006): Orbital time scale and new C–isotope record for Cenomanian–Turonian boundary stratotype.– Geology, 34, 2, 125–128.

SALOPEK, M. (1954): Osnovne crte geologije Ćićarije i Učke (Grundlinien der Geologie der Ćićarija und Učka in Istrien).– Prir. istr. 26, JAZU, 59–98, Zagreb.

SCHLAGINTWEIT, F., HUSINEC, A. & JEŽ, J. (2014): *Siphodinarella costata* n. gen., n. sp., a new benthic foraminifer from the Coniacian of the Adriatic Carbonate Platform (Slovenia, Croatia).– Facies, 60, 133–145.

SCHLANGER, S.O. (1986): High–frequency sea–level fluctuations in Cretaceous time: An emerging geophysical problem.– U: Mesozoic and Cenozoic Oceans, Geodinamics Series 15, 61–74, Amer. Geophysical Union.

SCHLANGER, S.O. & JENKYNS, H.C. (1976): Cretaceous anoxic events: Causes and consequences.– Geologie en Mijnbouw, 55, 3–4, 179–184.

SCHLANGER, S.O. & CITA, M.B. (1982): Nature and origin of Cretaceous organic carbon rock facies.– Academic Press, London, 420.

SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKINS, H.C. & SCHOLLE, P.A. (1987): The Cenomanian–Turonian anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon–rich beds and the marine ^{13}C excursion.– U: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (ur.) – Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 371–399.

SCHMIDT, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M., USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units.– Swiss J. Geosci., 101, 139–183.

SCHOUTEN, S., KAAM–PETERS, M.E., RIJPSTRA, I., SCHOELL, M. & SINNGHE DAMSTÉ, J.S., (2000): Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of early Toarcian carbon.– American Journal of Science, 300, 1–22.

SELLEY, R.C., (1988): Ancient Sedimentary Environments: And Their Sub–Surface Diagnosis.– Chapman & Hall, English Language Book Society, London, 332.

SIMO, J.A., SCOTT, R.W. & MASSE, J.P. (1993): Cretaceous carbonate platforms.– American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 56, 479.

SOKAČ, B. & VELIĆ, I. (1978): Biostratigrafska istraživanja donje krede Vanjskih Dinarida (I). Neokom zapadne Istre (Biostratigraphic investigations of the Lower Cretaceous of the Outer Dinarids I.Neocomian of western Istria).– Geol. vjesnik, 30/1, 243–250.

SOKAČ, B. & VELIĆ, I. (1979): Lower Cretaceous of western Istria.– 16th European Micropaleont. Coll. – Excursion C – Limska Draga. Ljubljana, 209–215.

SKELTON, P.W. (1991): Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations.– U: SCHMIDT–KITTLER, N. & VOGEL, K. (ur.) Constructional Morphology and Evolution, Springer, Berlin, 375–388.

SREMAC, J. (2012): Influence of terrestrial sedimentation in Pennsylvanian rocks of Croatia.– Geologia Croatica, 65/3, 273–282.

STACHE, G. (1889a): Die Liburnische Stuffe und deren Grenz-Horizonte. -Abh. Geol. Reichsanst. H. 13, 170 str., Wien.

STACHE, G. (1889b): Die Trinkwasserfrage zu Pola in Istrien. -Verh. Geol. Reichsanst. H. 19, 140-146, Wien.

STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps.– Tectonophysics, 296, 159–204.

STANLEY, S.M., & HARDIE, L.A. (1998): Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reefbuilding and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry.– Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 144, 3–19.

STEUBER, T & LÖSER, H. (2000): Diversity and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central–eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a palaeontological data base.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 162, 75–104.

STEUBER, T., KORBAR, T., JELASKA, V. & GUŠIĆ, I. (2005): Strontium–isotope stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates of the island Brač (Adriatic Sea, Croatia): implications for global correlation of platform evolution and biostratigraphy.– Cretaceous Research, 26, 741–756.

SUAN, G., MATTIOLI, E., PITTET, B., MAILLIOT, S. & LECUYER, C. (2008): Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oveanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal.– Paleoceanography, 23.

ŠIKIĆ, D. & POLŠAK, A. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ. Tumač za list Labin, M 1:100 000, L 33–89.– Institut za geol. istr. Zagreb, Geol. zavod Ljubljana, 1967, Savezni geol. zavod Beograd, 50.

ŠIKIĆ, D. & PLENIČAR, M. (1975): Osnovna geološka karta SFRJ. Tumač za list Ilirska Bistrica, M 1:100 000.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1963, Savezni geol. zavod Beograd, 55.

ŠIKIĆ, D., POLŠAK, A. & MAGAŠ, N. (1969): Osnovna geološka karta SFRJ. List Labin, M 1:100 000, L 33–101.– Institut za geol. istr. Zagreb, 1958–1967, Savezni geol. zavod Beograd.

ŠIKIĆ, D., PLENIČAR, M. & ŠPARICA, M. (1972): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, List Ilirska Bistrica L33–89.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb: Geološki zavod, Ljubljana, (1958–1967): Savezni geološki institut, Beograd.

ŠINKOVEC, B. (1974): Jurski glinoviti boksiti zapadne Istre.– Geološki vjesnik, 27, 217–224.

ŠUŠNJARA, A., SAKAČ, K. & GABRIĆ, A. (1992): Upper Permian evaporites and associated rocks of Dalmatia and bordeline area of Lika and Bosnia.– Geologia Croatica, 45, 95–114.

TAKASHIMA, R., NISHI, H., HUBER, B.T. & LECKIE, R.M. (2006): Greenhouse world and the Mesozoic ocean.– Oceanography, 19/4, 82–92.

TEJADA, M.L.G., SUZUKI, K., KURODA, J., COCCIONI, R., MAHONEY, J.J., OHKOUCHI, N., SAKAMOTO, T. & TATSUMI, Y. (2009): Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event.– Geology, 37/9, 855–858.

TIŠLJAR, J. (1976): Ranodijagenetska i kasnodijagenetska dolomitizacija i dedolomitizacija u krednim karbonatnim sedimentima zapadne i južne Istre.– Geol. vjesnik, 29, 287–321.

TIŠLJAR, J. (1978a): Tidal flat, lagoonal and shallow marine carbonate sediments in the Upper Jurassic and Cretaceous of Istria.– Acta Geol. IX/5, JAZU.

TIŠLJAR, J. (1978b): Onkolitni i stromatolitni vapnenci u donjoj kredi Istre (Hrvatska, Jugoslavija).– Geol. vjesnik, 30/2, 363–382.

TIŠLJAR, J. (1979): Ranodijagenetske promjene pojedinih sastojaka donjokrednih vapnenaca iz različitih dijelova Vanjskih Dinarida.– Geološki vjesnik, 32, 255–263.

TIŠLJAR, J. (1986): Postanak crnih valutica i oblutaka ("black pebbles") u periplimnim vapnencima titona zapadne Istre i barema otoka Mljeta.– Geol. vjesnik, 39, 75–94.

TIŠLJAR, J. (1991): Carbonate Facies and Depositional Enviroments of the Jurassic and Lower Cretaceous of the Coastal Dinarides (Croatia).– Geološki vjesnik, 44, 215–234.

TIŠLJAR, J. (1994): Sedimentne stijene.– Školska knjiga, 422.

TIŠLJAR, J. (2001): Sedimentologija karbonata i evaporita.– Institut za geol. istr., 375.

TIŠLJAR, J. & VELIĆ, I. (1986): Ritmička sedimentacija u peritidalnim i lagunarnim sedimentima donje krede Istre.– V skup sedimentologa Jugoslavije (Brijuni 1986) – Vodič ekskurzije, 1–26.

TIŠLJAR, J. & VELIĆ, I. (1987): The Kimmeridgian tidal–bar calcarenite facies in western Istria (western Croatia, Yugoslavia).– Facies, 17, 277–284.

TIŠLJAR, J. & VELIĆ, I. (1991): Carbonate Facies and Depositional Enviroments of the Jurassic and Lower Cretaceous of the Coastal Dinarides (Croatia).– Geološki vjesnik, 44, 215–234.

TIŠLJAR, J., VELIĆ, I., RADOVČIĆ, J. & CRNKOVIĆ, B. (1983): Upper Jurassic and Cretaceous peritidal, lagoonal, shallow marine and perireefal carbonate sediments of Istria.– U: BABIĆ, Lj. & JELASKA, V.Contributions to sedimentology of some carbonate and clastic units of the Coastal Dinarides, 4th IAS Regional Meeting (Split 1983) – Excursion Guidebook, (ur.), 13–35.

TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. & VLAHOVIĆ, I. (1994): Facies diversity of the Malmian platform carbonates in Western Croatia as a consequence of synsedimentary tectonics.– Géologie Méditerranéenne, XXI/3–4, 173–176.

TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., MATIČEC, D. & VELIĆ, I. (1995): Platformni facijesi od gornjeg titona do gornjeg alba u zapadnoj Istri i prijelaz u tempestitne, klinoformne i rudistne biolititne facijese donjeg cenomana u južnoj Istri (Platform Facies from Upper Tithonian to Upper Albian in western Istria and transition into tempestite, clinoform and

rudist biolithite facies of the Lower Cenomanian in southern Istria).– U: 1. Hrvatski geološki kongres (Opatija 1995) – Vodič ekskurzije (ur. VLAHOVIĆ, I. & VELIĆ, I.), Ekskurzija B, 67–110.

TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I., MATIČEC, D. & ROBSON, J. (1998): Carbonate Facies Evolution from the Late Albian to Middle Cenomanian in Southern Istria (Croatia): Influence of Synsedimentary Tectonics and Extensive Organic Carbonate Production.– Facies, 38, 137–152.

TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I. & SOKAČ, B. (2002): Carbonate Platform megafacies of the Jurassic and Cretaceous Deposits of the Karst Dinarides.– Geologia Croatica, 55/2, 139–170.

TSIKOS, H., JENKYNS, H.C., WALSWORTH–BELL, B., PETRIZZO, M.R., FORSTER, A., KOLONIC, S., ERBA, E., PREMOLI SILVA, I., BASS, M., WAGNER, T. & SINNGHE DAMSTÉ, J.S. (2004): Carbon–isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event: correlation and implications based on three key–localities.– J. Geol. Soc. Lond., 161, 711–720.

TURGEON, S.C. & CREASER, R.A. (2008): Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode.– Nature 454, 323–326.

VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., BAILEY, T.R., ROSENTHAL, Y., KATZ, M.E., WRIGHT, J.D., MILLER, K.G., FEIST-BURKHARDT, S. & FALKOWSKI, P.G. (2005): Early Jurassic climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Tethys Ocean.– Paleobiology, 31, 73–97.

VELIĆ, I. (2007): Stratigraphy and Paleobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe).– Geologia Croatica, 60/1, 1–114.

VELIĆ, I. & SOKAČ, B. (1978): Biostratigraphic analysis of the Jurassic and Lower Cretaceous in the wider region of Ogulin, central Croatia.– Geol. vjesnik, 30/1, 309–337.

VELIĆ, I. & TIŠLJAR, J. (1988): Litostratigrafske jedinice u dogeru i malmu zapadne Istre.– Geol. vjesnik, 41, 25–49.

VELIĆ, I. & VLAHOVIĆ, I. (1994): Foraminiferal Assemblages in the Cenomanian of the Buzet–Savudrija Area (Northwestern Istria, Croatia).– Geologia Croatica, 47/1, 25–43.

VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., MATIČEC, D. & VLAHOVIĆ, I. (1995a): Opći prikaz geološke građe Istre.– U: VLAHOVIĆ, I. & VELIĆ, I (ur.) 1.Hrvatski geološki kongres (Opatija 1995) – Vodič ekskurzije , 5–21.

VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., MATIČEC, D. & VLAHOVIĆ, I. (1995b): Stratigrafski slijed jurskih i donjokrednih karbonata (bat–gornji alb) u zapadnoj Istri.– 1.hrvatski geološki kongres (Opatija 1995) – Vodič ekskurzije (ur. VLAHOVIĆ, I. & VELIĆ, I.), 21–30.

VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., MATIČEC, D., KORBAR, T., MORO, A. & ĆOSOVIĆ V. (2002): Geological evolution of Istria (NW part of the Adriatic Carbonate Platform, Croatia).– U: VLAHOVIĆ, I. & KORBAR, T. (ur.): 6th International Congress on Rudists, Rovinj.–Abstracts and Excursion Guidebook, Zagreb, 83–93.

VELIĆ, I., TIŠLJAR, J., VLAHOVIĆ, I., MATIČEC, D. & 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.– Field Trip Guidebook. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, September 17–19, Zagreb, 3–18.

VESELI, V. (1999): Facijesi karbonatnih sedimenata mlađeg mezozoika i paleogena u pučinskim bušotinama sjevernog Jadrana.– Disertacija, 306.

VLAHOVIĆ, I. (1993): Facijesi i taložni sustav cenomanskih karbonatnih naslaga područja Buzet – Savudrija.– Magistarski rad, Zajednički studij geologije, Prirodoslovno–matematički fakultet, Rudarsko–geološko–naftni fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 118.

VLAHOVIĆ, I. (1999): Karbonatni facijesi plitkovodnih taložnih sustava od kimeridža do gornjega alba u zapadnoj Istri.– Doktorska disertacija, Rudarsko–geološko–naftni fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 327.

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J. & VELIĆ, I. (1994): Influence of synsedimentary tectonics and eustatic changes on depositions of the Cenomanian platform carbonates in Istria (Western Croatia).– Geologie Mediterraneenne, Vol. 21 (3–4), 189–193.

VLAHOVIĆ, I., FUČEK, L., OŠTRIĆ, N. & PRTOLJAN, B. (1995): Temeljna geološka istraživanja tunela Ćićarija.– Arhiv Hrvatskog geološkog instituta, Zagreb.

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. & MATIČEC, D. (2002): The Karst Dinarides are Composed of Relics of a Single Mesozoic Platform: Facts and Consequences.– Geologia Croatica, 55/2, 171–183.

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., FUČEK, L., OŠTRIĆ, N., PRTOLJAN, B., VELIĆ, I. & MATIČEC, D. (2002a): The Origin and Importance of the Dolomite–Limestone Breccia Between the Lower and Upper Cretaceous Deposits of the Adriatic Carbonate Platform: An Example from Ćićarija Mt. (Istria, Croatia).– Geologia Croatica, 55/1, 45–55.

VLAHOVIĆ, I., KORBAR, T., MORO, A., VELIĆ, I., SKELTON, P.W., FUČEK, L. & TIŠLJAR, J. (2002b): Latest Cenomanian to earliest Turonian platform drowning and turonian recovery of shallow–water platform deposition in southern Istria.– Abstracts and Excursion Guidebook, Sixth International Congress on Rudists (Rovinj, Croatia), 152.

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., VELIĆ, I., MATIČEC, D., SKELTON, P.W., KORBAR, T. & FUČEK, L. (2003): Main events recorded in the sedimentary succession of the Adriatic Carbonate Platform from the Oxfordian to the Upper Santonian in Istria (Croatia).– Field Trip Guidebook. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, September 17–19. 2003, 19–56.

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., VELIĆ, I. & MATIČEC, D. (2005a): Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Paleogeography, main events and depositional dynamics.– Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 220, 333–360.

VLAHOVIĆ, I., TIŠLJAR, J., MATIČEC, D. & VELIĆ, I. (2005b): Geologija.– Istarska enciklopedija, Leksikografski zavod, 248–249.

VLAHOVIĆ, I., MIKŠA, G., MRINJEK, E., HASIOTIS, S.T., VELIĆ, I., TIŠLJAR, J. & MATIČEC, D. (2011): Response of tracemakers to temporary platform drowning: lower Cenomanian of Southern Istria (Western Croatia).– Palaios, 26, 567–577.

VLAHOVIĆ, I., MANDIC, O., MRINJEK, E., BERGANT, S., ĆOSOVIĆ, V., DE LEEUW, A., ENOS, P., HRVATOVIĆ, H., MATIČEC, D., MIKŠA, G., NEMEC, W., PAVELIĆ, D., PENCINGER, V., VELIĆ, I., & VRANJKOVIĆ, A. (2012): Marine to continental depositional systems of Outer Dinarides foreland and intra-montane basins (Eocene-Miocene, Croatia and Bosnia and Herzegovina).– Field Trip Guides, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming, Austria, Gawlick, Hans-Juergen, Lein, Richard (ur.). - Wien : Geoaustria , 405–470.

VOIGT, S. & FLÖGEL, S. & GALE, A.S. (2004): Midlatitude shelf seas in the Cenomanian–Turonian greenhouse world: Temperature evolution and North Atlantic circulation.– Paleoceanography, 19.

VOIGT, S., ERBACHER, J., MUTTERLOSE, J., WEISS, W., WESTERHOLD, T., WIESE, F., WILMSEN, M. & WONIK, T. (2008): The CenomanianeTuronian of the Wunstorf sectione (North Germany): global stratigr. reference section and new orbital time scale for Oceanic Anoxic Event 2.– Newsletters on Stratigraphy, 43, 65–89.

WAGREICH, M., PERVESLER, P., KHATUN, M., WIMMER–FREY, I. & SCHOLGER, R. (2008): Probing the underground at the Badenian type locality: geology and sedimentology of the Baden–Sooss section (Middle Miocene, Vienna Basin, Austria).– Geol Carpathica, 59, 375–394.

WAGREICH, M. (2012): "OAE 3" – regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian–Santonian.– Clim. Past, 8, 1447–1455.

WEISSERT, H. (1989): C–isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous.– Surv. in Geophysics, 10, 1–61.

WEISSERT, H., LINI, A., FOLLMI, K.B. & KUHN, O. (1998): Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 137, 189–203.

WILSON, G.S., LAVELLE, M., MCINTOSH, W.C., ROBERTS, A.P., HARWOOD, D.M., WATKINS, D.K., VILLA, G., BOHATY, S.M., FIELDING, C., FLORINDO, F., SANGOTTI, L., NAISH, T.R., SCHERER, R.P. & VEROSUB, K.L. (2002): Integrated chronostratigraphic calibration of the Oligocene–Miocene boundary at 24.0±0.1 Ma from the CRP–2A drill core, Ross Sea, Antarctica.– Geology, 30, 1043–1046.

POPIS DODATAKA

POPIS SLIKA U TEKSTU

Sl. 2.1. Područje rasprostiranja mezozojskih naslaga nekadašnje Jadranske karbonatne platforme (prema GRANDIĆ et al., 1999; DRAGIČEVIĆ & VELIĆ, 2002; VLAHOVIĆ et al., 2002a) s naznačenim područjem istraživanja ovog rada.

Sl. 2.2. Pojave gornjokrednog K-7 Megafacijesa na području Krških Dinarida (djelomično izmijenjeno prema TIŠLJAR et al., 2002; vremenska podjela prema GRADSTEIN et a., 2012 s nadopunom za kredu Međunarodne komisije za stratigrafiju; COHEN et al., 2013).

Sl. 2.3. Pregledna topografska karta područja istraživanja s naznačenim lokalitetima spomenutim u tekstu.

Sl. 2.4. Podjela Istre na taložne transgresivno-regresivne megasekvencije (izmijenjeno prema VELIĆ et al., 1995a, 2003). Svijetlozeleno područje na slici pripada trećoj megasekvenciji (gornji alb–gornji santon) unutar koje se pojavljuju naslage istražene u ovom radu.

Sl. 2.5. Shematski kompilacijski geološki stupovi područja sjeverne Istre (A), južne Istre (B) i vršnog dijela Učke (C) (VELIĆ et al., 2003).

Sl. 2.6. Pregledna tektonska skica Istre (prema MATIČEC et al., 2014) s najznačajnijim tektonskim jedinicama u području Istre: 1 – Zapadnoistarska jursko–kredna antiklinala; 2 – Antiklinala Savudrija–Buzet; 3 – Pazinski sinklinorij; 4 – Tršćanski sinklinorij; 5 – Ljuskava i navlačna struktura Ćićarije (a), Učke (b) i Labinskog (c) bazena (izmijenjeno prema POLŠAK & ŠIKIĆ, 1973).

Sl. 2.7. Stratigrafski stup jedinice Sv. Duh (lijevo) unutar kompilacijskog geološkog stupa gornjokrednih naslaga (desno) na otoku Braču (GUŠIĆ & JELASKA, 1990).

Sl. 2.8. Rezultati izotopnih analiza na Dugom otoku i Hvaru koji pokazuju da je do potapanja JKP na tom području došlo već u mlađem cenomanu (DAVEY & JENKYNS, 1999).

Sl. 2.9. Isječak Osnovne geološke karte Republike Hrvatske 1:50.000, lista Cres-2 (FUČEK et al., 2012), na kojem je prikazana korelacija neformalnih litostratigrafskih jedinica izdvojenih na preglednim geološkim stupovima. Intervali dubljemorskih jedinica Belej i Sv. Duh su označeni debljom crtom.

Sl. 2.10. Približan raspored kontinenata u mlađoj kredi – označeno smeđom i zelenom bojom (u razdoblju turona prije približno 90 mil. god.) (preuzeto s http://www.earthscienceworld.org).

Sl. 2.11. Recentni profil stupca vode u Atlantskom oceanu od sjevera prema jugu dubinskim odnosom zone miješanja, piknokline (zona nagle promjene gustoće), te dubokovodne zone (DataStreme

Ocean Project, American Meteorological Society, 2006). Profil pokazuje različitu stratifikaciju stupca vode u odnosu na geografsku širinu.

Sl. 2.12. Shematski prikaz glavnih uzroka anoksičnih događaja u oceanskoj sredini (djelomično izmijenjeno prema BRALOWER, 2008).

Sl. 2.13. Pozitivan otklon udjela stabilnog izotopa δ13C u odnosu na δ12C (izmijenjeno prema KUYPERS et al., 2004).

Sl. 2.14. Područja zahvaćena uzlaznim strujanjem morske vode (upwelling-om) u razdoblju od siječnja do ožujka (žuto do crveno – povećana koncentracija fitoplanktona) (NASA/*Goddard Space Flight Center*).

Sl. 2.15. Područja zahvaćena uzlaznim strujanjem morske vode (upwelling-om) u razdoblju od lipnja do kolovoza (žuto do crveno – povećana koncentracija fitoplanktona) (NASA/*Goddard Space Flight Center*).

Sl. 2.16. Vremenski odnos pojave anoksičnih događaja i submarinskog vulkanizma (izmijenjeno prema KELLER, 2008).

Sl. 2.17. A: Odnos eustatskih promjena morske razine i vremena pojavljivanja anoksičnih događaja u mlađoj kredi (izmijenjeno prema SCHLANGER & JENKYNS, 1976; vremenska podjela prema COHEN et al., 2013); B: Kredni oceanski anoksični događaji mediteranskog dijela Tethysa (LECKIE et al., 2002; ERBA & TREMOLADA, 2004; vremenska podjela prema HARDENBOL et al., 1998).

Sl. 2.18. Izdanak Bonarelli (park prirode Sirente–Velino, Foltrone, Abruzzi, Italija) na kojem se vidi proslojak tamnih šejlova bogatih organskom tvari koji predstavlja granicu cenoman–turon.

Sl. 3.1. Lokaliteti snimljenih geoloških profila i stupova (kao podloga korišteni su listovi OGK SFRJ 1:100.000 čiji popis se nalazi u poglavlju 2).

Sl. 3.2. Lupa Olympus SZH (lijevo) i mikroskop Olympus BX-51 (desno) s ugrađenim digitalnim kamerama i QuickPhoto Micro 2.3. programom za obradu mikrofotografija.

Sl. 3.3. Rendgenski difraktometar XRD-XPERT PRO (laboratorij Hrvatskog geološkog instituta).

Sl. 3.4. Priprema uzoraka za analizu stabilnih izotopa (uzorci su izrezani, polirani, te isprani u destiliranoj vodi).

Sl. 3.5. Uzorkovanje za analizu stabilnih izotopa (bušenje mikritnog dijela polirane pločice za uzorkovanje minimalno 2 g uzorka u prahu).

Sl. 3.6. Reakcija 10% octene kiseline s usitnjenim uzorkom kalcisferskog vapnenca.

Sl. 3.7. Dvije prosijane frakcije pripremljene za otapanje i osušeni filtrat zasićene otopine kalcisferskog vapnenca.

Sl. 3.8. Magnetni separator (Frantz Isodynamic Separator, Hrvatski geološki institut).

Sl. 3.9. Uzorak podijeljen na dvije faze nakon separacije na magnetnom separatoru.

Sl. 4.1. Lokacija detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne (DM) (udaljenost od točke A do točke B je približno 470 m).

Sl. 4.2. Geološka karta područja oko geološkog stupa Dolina Mirne s naznačenim područjem prikazanim na slici 4.1. (crveni pravokutnik,) (isječak karte prema MATIČEC et al., 2014, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.1.).

Sl. 4.3. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne (za detalje vidjeti Prilog 1).

Sl. 4.4. Lokacija detaljnog geološkog stupa i preglednog profila Vodice–Jelovica (VJe) (udaljenost od točke A do točke B je približno 850 m).

Sl. 4.5. Geološka karta područja oko geološkog stupa Vodice–Jelovica s naznačenim područjem prikazanim na slici 4.4. (crveni pravokutnik) (isječak karte prema MATIČEC et al., 2014, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.1., neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh je posebno istaknuta plavom bojom).

Sl. 4.6. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Vodice–Jelovica (za detalje vidjeti Prilog 2).

Sl. 4.7. Shematski prikaz geološkog profila Vodice–Jelovica padina (za detalje vidjeti Prilog 3).

Sl. 4.8. Lokacija detaljnog geološkog stupa Martinjak (Ma) i profila Goli breg (Gb) (udaljenost od točke A do točke B je približno 350 m).

Sl. 4.9. Geološka karta područja oko geološkog stupa Martinjak i profila Goli breg s naznačenim trasama geološkog stupa i profila (područje sa slike 4.8., potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).

Sl. 4.10. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Martinjak (za detalje vidjeti Prilog 4).

Sl. 4.11. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Goli breg (za detalje vidjeti Prilog 5).

Sl. 4.12. Lokacija detaljnog geološkog stupa Planik (Pl) (udaljenost od točke A do točke B je približno 100 m).

Sl. 4.13. Geološka karta područja oko geološkog stupa Planik (područje sa slike 4.12.) s naznačenom lokacijom geološkog stupa – crveni pravokutnik (potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).

Sl. 4.14. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Planik (za detalje vidjeti Prilog 6).

Sl. 4.15. Lokacija preglednog uzorkovanog geološkog profila Veprinac (Vp) (udaljenost od točke A do točke B je približno 1200 m).

Sl. 4.16. Geološka karta područja oko profila Veprinac s naznačenim geološkim profilom (područje sa slike 4.15., potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).

Sl. 4.17. Shematski prikaz uzorkovanog geološkog profila Veprinac (za detalje vidjeti Prilog 7).

Sl. 4.18. Lokacija detaljnog geološkog stupa Učka (BU) (udaljenost od točke A do točke B je približno 120 m).

Sl. 4.19. Geološka karta šireg područja oko geološkog stupa Učka (područje sa slike 4.18.) s naznačenom lokacijom geološkog stupa (crveni pravokutnik) (prospekcijska istraživanja V. Brčić, L. Fuček, T. Korbar, D. Matičec, D. Palenik; potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).

Sl. 4.20. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Učka (za detalje vidjeti Prilog 8).

Sl. 4.21. Lokacija preglednog geološkog profila Rabac (Rb) (udaljenost od točke A do točke B je približno 1400 m).

Sl. 4.22. Geološka karta šireg područja oko preglednog geološkog profila Rabac (područje sa slike 4.21., potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).

Sl. 4.23. Shematski prikaz preglednog geološkog profila Rabac (za detalje vidjeti Prilog 9).

Sl. 4.24. Lokacija detaljnog geološkog profila Barban (oznaka BB) (udaljenost od točke A do točke B je približno 500 m).

Sl. 4.25. Geološka karta šireg područja oko profila Barban (područje sa slike 4.24.) s naznačenom užom lokacijom profila (crveni pravokutnik) (isječak karte prema MATIČEC et al., 2014, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.1., neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh je posebno istaknuta plavom bojom).

Sl. 4.26. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Barban (za detalje vidjeti Prilog 10).

Sl. 4.27. Lokacija detaljnog geološkog profila Medulin (M) (udaljenost od točke A do točke B je približno 1100 m).

Sl. 4.28. Geološka karta šireg područja oko profila Medulin (područje sa slike 4.27.) s naznačenom užom lokacijom profila (crveni pravokutnik) (prema radnim kartama OGK RH 1:100 000, arhiv HGI, potpuna legenda nalazi se u popisu dodataka na slici 9.2.).

Sl. 4.29. Shematski prikaz detaljnog geološkog profila Medulin (za detalje vidjeti Prilog 11).

Sl. 4.30. Lokacija detaljnog geološkog stupa Osor (COS) (udaljenost od točke A do točke B je približno 400 m).

Sl. 4.31. Lokacija detaljnog geološkog stupa Martinšćica (CMA). (udaljenost od točke A do točke B je približno 300 m).

Sl. 4.32. Lokacija detaljnog geološkog stupa Martinšćica (CMB). (udaljenost od točke A do točke B je približno 400 m).

Sl. 4.33. Shematski prikazi geoloških stupova CMA (Ladislav Fuček, Nenad Oštrić, Tvrtko Korbar i Antun Husinec, 1997), CMB (Ladislav Fuček, Nenad Oštrić i Božo Prtoljan, 1997), COS (Ladislav Fuček, Igor Vlahović, Antun Husinec i Tvrtko Korbar, 1997) i korelacija stupova na otoku Cresu.

Sl. 4.34. Lokacija detaljnog geološkog stupa Premuda (PLo) (udaljenost od točke A do točke B je približno 150 m).

Sl. 4.35. Shematski prikaz detaljnog geološkog stupa Premuda (za detalje vidjeti Prilog 12).

Sl. 4.36. Kompilacijski dijagram snimljenih detaljnih geoloških stupova i uzorkovanih profila na području Istre i Kvarnera; granica cenoman–turon (crvena crtkana linija) je približno određena s obzirom na nalaz provodnih fosila *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* i *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Sl. 4.37. Krivulja izotopnog sastava δ13C iz uzoraka s geološkog stupa Martinjak. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (4-50, pozicija uzorka), a na vertikalnoj udio δ13C (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Martinjak (Prilog 4).

Sl. 4.38. Krivulja izotopnog sastava δ18O iz uzoraka s geološkog stupa Martinjak. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (4-50, pozicija uzorka), a na vertikalnoj udio δ18O (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Martinjak (Prilog 4).

Sl. 4.39. Krivulja izotopnog sastava δ13C iz uzoraka s geološkog stupa Planik. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (19-31, pozicija uzorka), a na vertikalnoj udio δ13C (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Planik (Prilog 6).

Sl. 4.40. Krivulja izotopnog sastava δ18O iz uzoraka s geološkog stupa Planik. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (19-31, pozicija uzorka), a na vertikalnoj udio δ18O (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Planik (Prilog 6).

Sl. 4.41. Krivulja izotopnog sastava δ13C iz uzoraka s geološkog stupa Premuda. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (18-96, pozicija uzorka), a na vertikalnoj udio δ13C (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Premuda (Prilog 12).

Sl. 4.42. Krivulja izotopnog sastava δ18O iz uzoraka s geološkog stupa Premuda. Na horizontalnoj osi prikazane su vrijednosti u metrima (18-96, pozicija uzorka), a na vertikalnoj udio δ18O (‰). Za usporedbu pogledati detaljni geološki stup Premuda (Prilog 12).

Sl. 5.1. Shematska korelacija neformalnih litostratigrafskih jedinica na prostoru Istre i Kvarnera u stratigrafskom rasponu od prijelaza alb–cenoman do završetka konijaka (vremenska podjela prema COHEN et al., 2013).

Sl. 5.2. Strujno laminirani peloidni vekstoni do pekstoni, mikrosparitne strukture bez prepoznatljivog fosilnog sadržaja (uzorak DM–2, 1. m stupa, detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne, Istra).

Sl. 5.3. Izmjena cijanobakterijsko–algalnih laminita i bioklastično–skeletnih pekstona iz vršnog dijela neformalne litostratigrafske jedinice Milna (uzorak 4 na 4,5. m početnog intervala detaljnog geološkog stupa Martinjak, Ćićarija, duljina čekića je 32 cm).

Sl. 5.4. Fotografija izbruska laminita s krupnim kalupnim šupljinama vjerojatno primarno evaporitnih kristala dijagenetski zamijenjenih kalcitom (uzorak Ma-1, na 0,5. m detaljnog geološkog stupa Martinjak, Ćićarija).

Sl. 5.5. Facijes slampiranih laminita s vrlo raznolikim sastavom alokema: 1) favreinski peleti; 2) bentičke foraminifere; 3) kalcisferski vekstoni i 4) cijanobakterijsko–algalni laminiti (uzorak 6b, preparat na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.6. Provodne bentičke foraminifere tipične za vršni dio neformalne litostratigrafske jedinice Milna: a) *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica,* b) *Pseudorhapydionina dubia,* c) *Vidalina radoicicae* i d) *Chrysalidina gradata* (detaljni geološki stup Premuda).

Sl. 5.7. Hondrodontno–radiolitidni floutston neformalne litostratigrafske jedinice Milna (na 12. m detaljnog geološkog stupa Premuda).

Sl. 5.8. Skeletno–peloidni G s presjecima bentičke foraminifere *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* litostratigrafske jedinice Milna (uzorak PLo–15, na 25. m detaljnog geološkog stupa Premuda).

Sl. 5.9. Brečirani fenestralni madstoni neformalne litostratigrafske jedinice Milna: a) rudistni floutstoni; b) brečirani fenestralni madstoni; c) desikacijske pukotine (foto: Ladislav Fuček, na 102. m detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne, Istra).

Sl. 5.10. Ostrakodni laminit izgrađen uglavnom od horizontalno orijentiranih i gusto pakiranih ostrakodnih ljušturica između kojih se nalaze sitniji peloidi i dosta organske tvari. (uzorak DM–9, na 16. m detaljnog geološkog stupa Dolina Mirne, Istra).

Sl. 5.11. Kontakt neformalnih litostratigrafskih jedinica Milna (slampirani laminiti u podini) i Sv. Duh (masivni kalcisferski vekston), na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik (Ćićarija).

Sl. 5.12. Nodularna gornja slojna površina unutar neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh (na 24. M geološkog profila Medulin).

Sl. 5.13. Mikroskopski preparat kalcisferskog vekstona neformalnih litostratigrafskih jedinica Sveti Duh (uzorak M-12, na 20. m stupa Medulin; uzorak Pl-K2, na 22. m stupa Planik) i istodobne razine jedinice Veli Rat (uzorak PLo-59, na 118. m stupa Premuda) s fragmentima (M-12) i cijelim presjecima (PLo-59 i PlK2) planktonske foraminifere *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Sl. 5.14. Nakupine organske tvari po pukotinama i stilolitnim šavovima neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh (uzorak Pl–6a, na 22. m geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.15. Mikroskopski preparat kalcisferskog vekstona neformalne litostratigrafske jedinice Sv. Duh s kalcisferama, planktonskim foraminiferama, filamentima ostrakoda i mikritnom osnovom (uzorak VJe–8, na 11. m detaljnog geološkog stupa Vodice–Jelovica, Ćićarija).

Sl. 5.16. Raspored dubljemorskih neformalnih litostratigrafskih jedinica na istraživanom području (djelomice izmijenjeno prema MATIČEC et al., 2014; usmeno priopćenje L. Fuček i I. Vlahović, 2014).

Sl. 5.17. Polirani presjek bioturbiranog i glaukonitom bogatog facijesa (neformalna litostratigrafska jedinica Sv. Duh, uzorak Pl–1x, na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija; mjerilo na slici u mm).

Sl. 5.18. Netopivi ostatak uzorka Pl–1x s aglutiniranim nakupinama uglavnom izgrađenim od glaukonita (zeleno), te getita (smeđe) (uzorkovano na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija, širina prikazanog detalja iznosi približno 1 cm).

Sl. 5.19. Neprozirni kristali pirita unutar glaukonitnog zrna nastali u reduktivnim uvjetima (preparat, prolazno svjetlo, uzorkovano na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.20. Kristali pirita na glaukonitnom zrnu (lijevo) i individualno zrno pirita (desno) (reflektirano svijetlo, uzorkovano na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija). U području uzorka Pl–1x zahvaćenog bioturbacijom (sl. 5.17.) uz glaukonit dominira pirit. Van ove zone pirit je zamijenjen getitom.

Sl. 5.21. Difraktogram netopivog ostatka (uzorak Pl-1x, detaljni geološki stup Planik, Ćićarija) (Tumač: Glt = glaukonit, Gt = getit).

Sl. 5.22. Mikrofacijes bogat organskom tvari (uzorak Pl–6a, na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.23. Dinociste i Leiosphaeridia sp. (krajnje desno, uzorak Pl-1x, na 22. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.24. Tempestitni facijes (širina preparata na slici je 2 cm). Horizonti vjerojatno primarno evaporitnih minerala (gips, anhidrit) dijagenetski zamijenjenih kalcitom (primarno horizontalne zone na prijelazu između mikritnih i mikrosparitnih lamina, uzorak Pl-3, na 11. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.25. Tempestitni facijes (širina preparata na slici je 1,5 cm). Vidljiva su teksturna obilježja tipična za tempestite (potrgane lamine) i slampiranje (plastične deformacije), (uzorak Pl-3, na 11. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.26. Dio netopivog ostatka snimljen elektronskim mikroskopom. Slike prikazuju idiomorfne kristale autigenog kvarca nastalog dijagenezom u kalcisferskom vekstonu izdvojene otapanjem u octenoj kiselini (uzorak Pl-1x, na 2. m detaljnog geološkog stupa Planik, Ćićarija).

Sl. 5.27. Mikroskopski preparat kalcisferskog vekstona neformalne litostratigrafske jedinice Veli Rat s brojnim kalcisferama, planktonskim foraminiferama, filamentima ostrakoda i mikritnom osnovom (uzorak Pl-65, na 129. m detaljnog geološkog stupa Premuda).

Sl. 5.28. Pretaloženi plitkovodni debritni materijal unutar dubljemorskih mikritnih naslaga s pelagičkim česticama neuređene strukture (preparat, uzorak PLo–40 na 55. m detaljnog geološkog stupa Premuda, vidi Prilog 12).

Sl. 5.29. Facijes debritnih breča s nesortiranim i nezaobljenim klastima različitih dimenzija (neposredno iznad uzorka PLo–38 na 53 m detaljnog geološkog stupa Premuda, vidi Prilog 12).

Sl. 5.30. Planktonske foraminifere neformalne litostratigrafske jedinice Veli Rat: a) *Praeglobotruncana* cf. *stephani*; b) *Whiteinella* cf. *paradubia*; c) *Marginotruncana sigali*; d) *Globotruncana* cf. *lapparenti* (detaljni geološki stup Premuda, determinacija L. Fuček).

Sl. 5.31. Tipičan mikrofacijes preijelazne zone između neformalnih litostratigrafskih jedinica Sv. Duh i Gornji Humac. Bioklastični detritus bez prepoznatljivog fosilnog sadržaja (uzorak VJe-13, na 30. m geološkog profila Vodice–Jelovica, Ćićarija).

Sl. 5.32. Hipuritidni rudisti neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac (Osor, otok Cres, foto i determinacija: L. Fuček).

Sl. 5.33. *Distefanella* sp., prvi provodni rod (stratigrafskog raspona turon–konijak) utvrđen unutar neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac na preglednom geološkom profilu Veprinac (Ćićarija, foto i determinacija: T. Korbar).

Sl. 5.34. Mikrofacijes neformalne litostratigrafske jedinice Gornji Humac tipičan po brojnim presjecima eolisakusa (tamne cjevaste forme mikritiziranih stijenki) (uzorak VJe–21 na 60 m profila, pregledni uzorkovani profil Vodice–Jelovica, Ćićarija).

Sl. 5.35. Brečoliki rudistni floutston (prospekcijski profil na rtu Marlera, 1 km jugoistočno od Medulina).

Sl. 5.36. Hipuritidni presjeci na erozijskoj površini rudistnog floutstona (prospekcijski profil na rtu Marlera, 1 km jugoistočno od Medulina).

Sl. 5.37. Humčasta gornja slojna površina (hummocky cross stratification; prospekcijski profil na rtu Marlera, 2 km jugoistočno od Medulina).

Sl. 6.1. Kompilacijski prikaz globalnih promjena morske razine (HARDENBOL et al., 1998; MILLER et al., 2005), produkcije oceanske kore (STANLEY & HARDIE, 1998), oceanskih anoksičnih događaja (SCHLANGER & JENKYNS, 1976), krivulje izotopnog sastava ugljika (bulk, VAN DE SCHOOTBRUGGE et al., 2005) i potapanja karbonatnih platforma (SIMO et al., 1993) u kredi i paleocenu (izmijenjeno prema TAKASHIMA et al., 2006).

Sl. 6.2. Kemostratigrafija stabilnih izotopa i odabranih elemenata na granici cenoman–turon, profil Gun Gardens (Eastbourne, Engleska) (PEARCE et al., 2009).

Sl. 6.3. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području sjeverne Istre (VLAHOVIĆ, 1993; VLAHOVIĆ et al., 1994; MATIČEC et al., 2014; usmeno priopćenje I. Vlahović, 2014).

Sl. 6.4. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području južne Istre (MORO, 1997; MATIČEC et al., 2014; usmeno priopćenje I. Vlahović i L. Fuček, 2014; terenska prospekcija D. Matičec, L. Fuček, I. Vlahović, D. Palenik i V. Brčić, 2014).

Sl. 6.5. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području otoka Krka i sjevernogi dijela Cresa (FUČEK et al., 2012, 2014; usmeno priopćenje I. Vlahović i L. Fuček, 2014).

Sl. 6.6. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području otoka Cres (središnji i južni dio otoka) i Lošinj (FUČEK et al., 2012, 2014; usmeno priopćenje L. Fuček, 2014).

Sl. 6.7. Odnos neformalnih litostratigrafskih jedinica na području otoka Premuda (usmeno priopćenje L. Fuček, 2014; istraživanja u sklopu ovoga rada (D. Matičec, L. Fuček, T. Korbar, D. Palenik, V. Brčić, M. Brlek), Prilog 12).

Sl. 6.8. Paleookolišna rekonstrukcija područja Tethysa tijekom mlađeg cenomana (prije ≈ 94–92 mil. god.) (djelomice izmijenjeno prema PHILIP et al., 1993) (žuto – plitkovodni karbonati, JKP – Jadranska karbonatna platforma).

Sl. 6.9. Korelacija biostratigrafske zonacije tijekom prijelaza cenomana/turona na karbonatnim platformama današnjeg Mediterana (djelomično izmijenjeno prema PHILIP & AIRAUD–CRUMIERE, 1991). Na slici je vidljiv porast površina plitkovodnih karbonatnih platforma tijekom mlađeg cenomana, te značajne redukcije tijekom starijeg turona i postupno obnavljanje u srednjem turonu.

Sl. 6.10. Paleogeografska rekonstrukcija taložnih okoliša područja današnje Istre i Kvarnera tijekom starijeg cenomana. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina (slijedeća stranica).

Sl. 6.11. Paleogeografska rekonstrukcija taložnih okoliša područja današnje Istre i Kvarnera tijekom srednjeg do mlađeg cenomana. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina (slijedeća stranica).

Sl. 6.12. Paleogeografska rekonstrukcija taložnih okoliša područja današnje Istre i Kvarnera tijekom mlađeg cenomana do starijeg turona. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina (slijedeća stranica).

Sl. 6.13. Raznolikost i odnos brojnosti vrsta rudista u mlađoj kredi na području središnjeg i istočnog Mediterana (STEUBER & LÖSER, 2000).

Sl. 6.14. Paleogeografska rekonstrukcija okoliša taloženja područja današnje Istre tijekom srednjeg turona do konijaka. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina (slijedeća stranica).

Sl. 6.15. Paleogeografska rekonstrukcija naslaga područja današnje Istre tijekom starijeg santona. Na slici je prikazan odnos kopnenih i morem prekrivenih površina (slijedeća stranica).

Sl. 9.1. Tumač geoloških karata prema MATIČEC i dr., 2014 u sklopu elaborata MIKO i dr., 2014.

Sl. 9.2. Tumač isječaka geoloških karata prikazanih u poglavlju 4. Rezultati istraživanja.

POPIS TABLICA U TEKSTU

Tablica 3.1. Popis uzoraka s naznačenim brojem izrađenih pločica, mikroskopskih pokrivenih preparata za prolazno svjetlo i preparata za palinološke analize (za stratigrafski položaj uzoraka vidjeti Priloge od 1 do 12).

Tablica 3.2. Popis uzoraka za rendgensku difrakciju koji su prethodno propušteni kroz magnetni separator, (KS – krupna frakcija; SS – sitna frakcija; OTG – glaukonitna frakcija; OTR – miješana frakcija); za stratigrafski položaj uzorka vidjeti Prilog 6.

Tablica 3.3. Popis uzoraka za analizu stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (za stratigrafski položaj uzoraka vidjeti Priloge 4, 6, 10 i 12).

Tablica 4.1. Oznake uzoraka i njihov položaj na geološkom stupu s udjelima stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ppm). Za usporedbu pogledati prilog detaljni geološki stup Martinjak (Prilog 4).

Tablica 4.2. Oznake uzoraka i njihov položaj na geološkom stupu (u m) s odnosima stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ppm). Za usporedbu pogledati prilog detaljni geološki stup Planik (Prilog 6).

Tablica 4.3. Oznake uzoraka i njihov položaj na geološkom stupu (u m) s odnosima stabilnih izotopa $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ (ppm). Za usporedbu pogledati prilog detaljni geološki stup Premuda (Prilog 12).

POPIS PRILOGA

Prilog 1. Detaljni geološki stup Dolina Mirne

Prilog 2. Detaljni geološki profil Vodice–Jelovica

Prilog 3. Pregledni uzorkovani profil Vodice–Jelovica padina

Prilog 4. Detaljni geološki stup Martinjak

Prilog 5. Pregledni uzorkovani profil Goli breg

Prilog 6. Detaljni geološki stup Planik

Prilog 7. Pregledni geološki profil Veprinac

Prilog 8. Detaljni geološki stup Učka

Prilog 9. Pregledni geološki profil Rabac

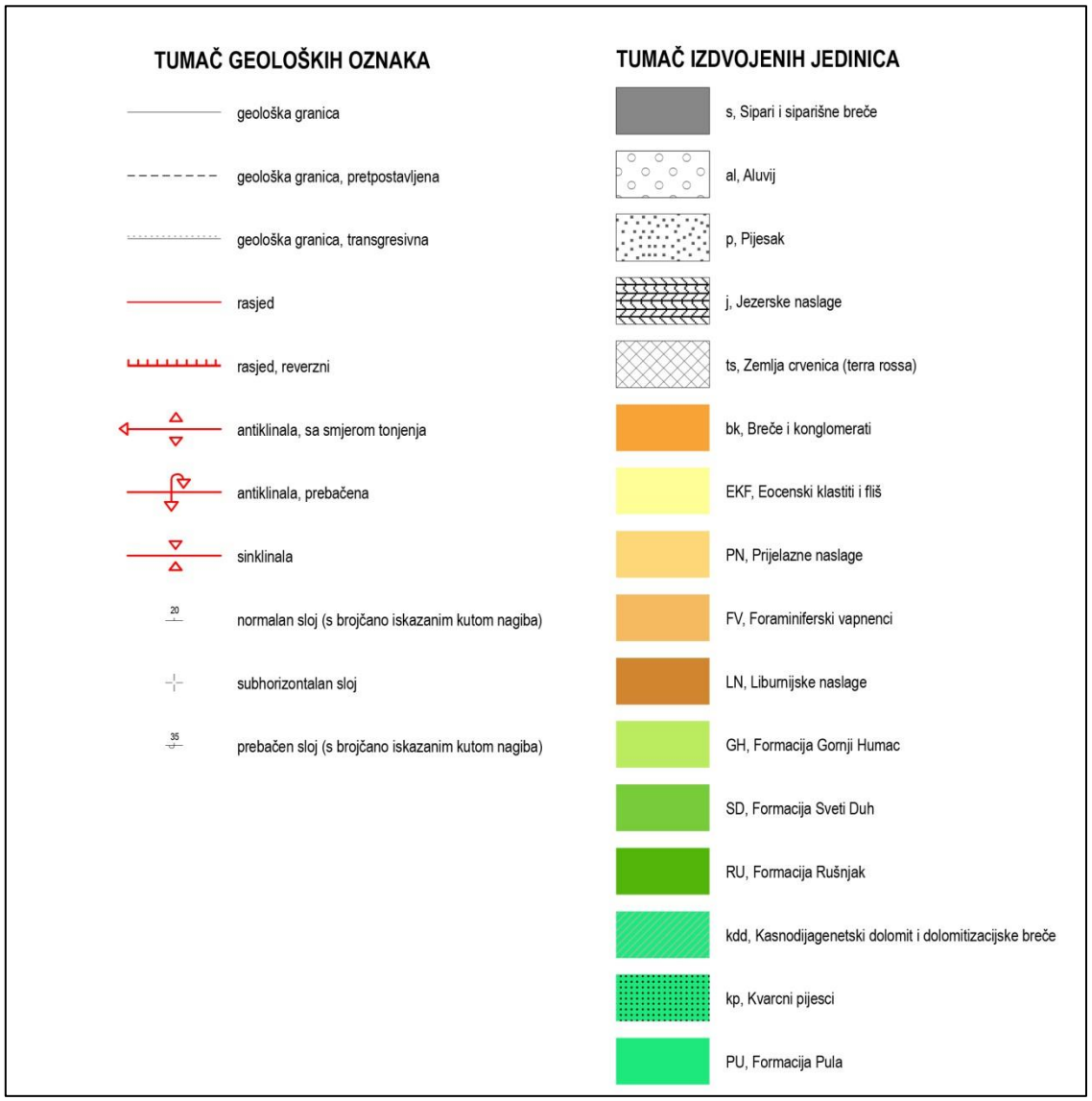
Prilog 10. Detaljni geološki stup i profil Barban

Prilog 11. Detaljni geološki stup i profil Medulin

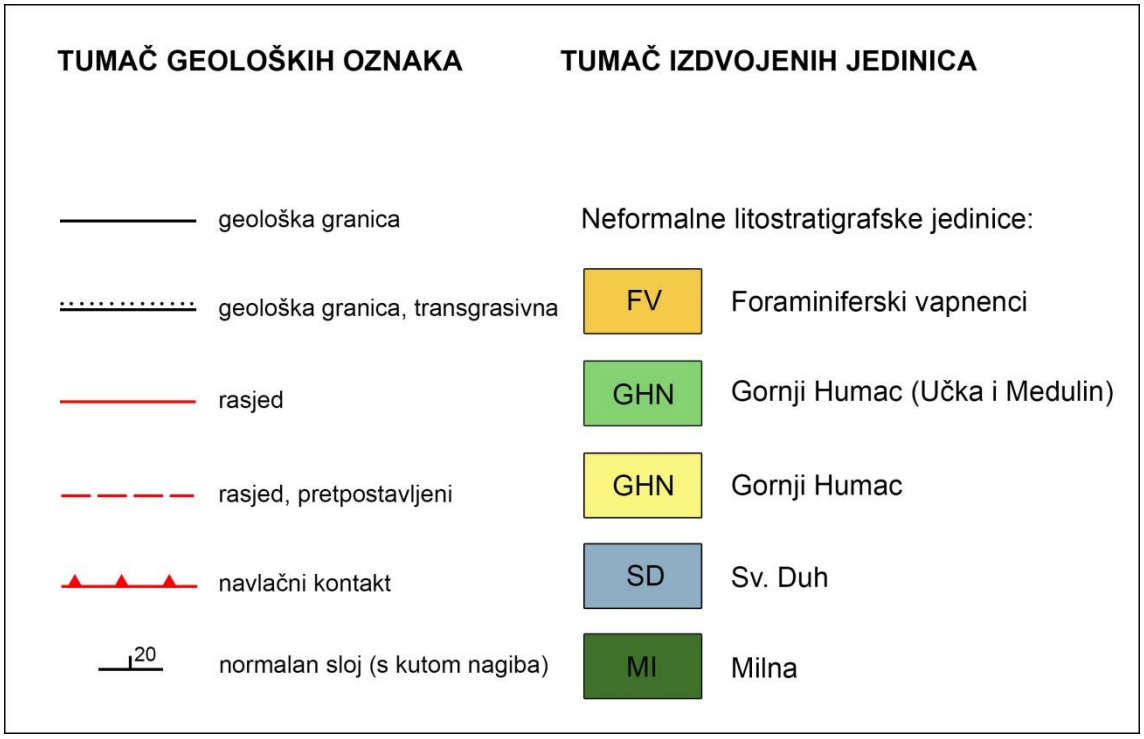
Prilog 12. Detaljni geološki stup Premuda

Prilog 13. Korelacija stupova Martinjak i Planik

LEGENDE GEOLOŠKIH KARATA



Sl. 9.1. Tumač geoloških karata prema MATIČEC i dr., 2014 u sklopu elaborata MIKO i dr., 2014.



Sl. 9.2. Tumač isječaka geoloških karata prikazanih u poglavlju 4. Rezultati istraživanja.

ŽIVOTOPIS

Ime i prezime: Vlatko Brčić

Datum i mjesto rođenja: 29.06.1977., Livno, BiH

Matični broj znanstvenika: 314341

Obrazovanje:
2008: Dipl. ing. geol. (diplomski rad: „*Petrološko-sedimentološke značajke albskih naslaga na području Tinjanske drage (Istra)"*), Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Sveučilište u Zagrebu.
2010-…. Izrada doktorske disertacije, prirodne znanosti, geologija ("*Relativne promjene morske razine tijekom mlađe krede na sjeverozapadnom području Jadranske karbonatne platforme"*), Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Sveučilište u Zagrebu.

Radno iskustvo:
2009–….: Hrvatski geološki institut – znanstveni novak

Istraživački projekti Ministarstva znanosti, obrazovanja i sporta:
2004-2013: Osnovna geološka karta 1:50 000 (181-1811096-1093)

Međunarodni projekti:
2013–…..: RoofofRock, Adriatic IPA CBC Programme

Članstvo u znanstvenim organizacijama:
1997–….: Hrvatsko geološko društvo, član.
2012-….: Hrvatsko kartografsko društvo, član Predsjedništva.

Znanstveni radovi:
Znanstvene publikacije na linku: https://bib.irb.hr/lista-radova?autor=314341

Kongresi i radionice:
2010: 4. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem.
2011: 3rd NSDI and INSPIRE day, Cartography and Geoinformation Conference, Split.
2012: Days of spatial data infrastructure (SDI), 8th Cartography and Geoinformation.
2014: Applied Exploration Eastern Mediterranean Basins, Spectrum.
2014: Paleomagnetizam, Sveučilište u Zagrebu, PMF, predavač: Emo Marton,

Interes:
Sedimentologija, geološko kartiranje, mineralogija, paleookoliši, paleogeografija, oceanski anoksični događaji, mlađa kreda.

POPIS OBJAVLJENIH RADOVA

Autorske knjige

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. & ŠORŠA, A. (2012): Upute za izradu Osnovne geološke karte Republike Hrvatske : M 1:50.000, Hrvatski geološki institut, Zagreb.

Izvorni znanstveni i pregledni radovi u CC časopisima

ŠEGVIĆ, B., KUKOČ, D., DRAGIČEVIĆ, I., VRANJKOVIĆ, A., BRČIĆ, V., GORIČAN, Š., BABAJIĆ, E. & HRVATOVIĆ, H. (2014): New record of Middle Jurassic radiolarians and evidence of Neotethyan dynamics documented in a mélange from the Central Dinaridic Ophiolite belt (CDOB, NE Bosnia and Herzegovina).– Ofioliti, 39/1, 33–43.

Znanstveni radovi u drugim časopisima

BARUDŽIJA, U., JAKOVLJEVIĆ, G., ALJINOVIĆ, D., BRČIĆ, V. & TADEJ, N. (2010): Characteristics, origin and geoarchaeological significance of carbonate concretions from the early Bronze Age locality „Orovački vinogradi" (Bjelovar, Croatia).– Geologia Croatica, 63/3, 259–269.

Sažeci u zbornicima skupova

BARUDŽIJA, U., JAKOVLJEVIĆ, G., ALJINOVIĆ, D., BRČIĆ, V. & TADEJ, N. (2010): Geoarchaeological research of the “white horizon” units from the Early Bronze Age locality „Orovački vinogradi“ (Bjelovar, Croatia).– 4. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem - Knjiga sažetaka, Horvat, Marija (ur.), Zagreb, Hrvatski geološki institut, 358–359.

BRČIĆ, V. (2010): Petrološko–sedimentološke značajke albskih naslaga na području Tinjanske drage (Istra).– 4. hrvatski geološki kongres : knjiga sažetaka, Horvat, Marija (ur.), Zagreb, Institut za geološka istraživanja, 10-11.

KORBAR, T., FUČEK, L., PALENIK, D., MATIČEC, D. & BRČIĆ, V. (2010): Prebačene karbonatne naslage krede i paleogena SI ruba Vinodola – implikacije za tektonski sklop šireg područja Rijeke.– (Ur.): HORVAT, M., Knjiga sažetaka: 4. Hrvatski geološki kongres., Zagreb, Hrvatski geološki institut, 394–395.

ŠEGVIĆ, B., VRANJKOVIĆ, A., KUKOČ, D., BRČIĆ, V., GORIČAN, Š., BABAJIĆ, E., HRVATOVIĆ, H., DRAGIČEVIĆ, I., PAĐEN, M. (2014): Middle jurassic radiolarians from ophiolitic mélange of Dinaride Ophiolite Zone (DOZ) - age and geodynamic significance (Papratnica river, Northern Bosnia and Herzegovina).– (Ur.): CVETKOVIĆ, V., Zbornik radova, 16. Kongres geologa Srbije, Beograd, 82–84.

VRANJKOVIĆ, A., GIERLOWSKI-KORDESCH, E., DRAGIČEVIĆ, I., JAKUPEC, E., PAVELIĆ, D., MANDIC, O., HARZHAUSER, M., ŠEGVIĆ, B., BRČIĆ, V., DE LEEUW, A. (2014): Microfacies and sedimentary environment of the lacustrine Island Pag Basin (Early Miocene, S Croatia).– Sedimentology at the crossroads of new frontiers ; Abstracts Book, Geneve, 723–723.