

Provenijencija i sedimentološke karakteristike paleogenskih klastita na području Banovine (Središnja Hrvatska)

Jurković, Ivan

Master's thesis / Diplomski rad

2019

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

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:253101>

Rights / Prava: [In copyright](#)/[Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2025-02-19**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)



SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO–MATEMATIČKI FAKULTET
GEOLOŠKI ODSJEK

IVAN JURKOVIĆ

PROVENIJENCIJA I SEDIMENTOLOŠKE KARAKTERISTIKE PALEOGENSKIH
KLASTITA NA PODRUČJU BANOVINI (SREDIŠNJA HRVATSKA)

Diplomski rad
predložen Geološkom odsjeku
Prirodoslovno–matematičkog fakulteta
Sveučilišta u Zagrebu
radi stjecanja akademskog stupnja
diplomiranog inženjera geologije

Zagreb, 2019.

Ovaj je diplomski rad izrađen u prostorijama Mineraloško–petrografskog i Geološko–paleontološkog zavoda, pod vodstvom prof. dr. sc. Marijana Kovačića i doc. dr. sc. Borne Lužar–Oberitera, u sklopu Diplomskog studija geoloških znanosti na Prirodoslovno–matematičkom fakultetu (PMF) Sveučilišta u Zagrebu.

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA

Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno–matematički fakultet
Geološki odsjek

Diplomski rad

PROVENIJENCIJA I SEDIMENTOLOŠKE KARAKTERISTIKE PALEOGENSKIH KLASTITA NA PODRUČJU BANOVINE (SREDIŠNJA HRVATSKA)

IVAN JURKOVIĆ

Rad je izrađen: Horvatovac 102a, 10 000 Zagreb

Sažetak: S ciljem određivanja provenijencije klastičnog materijala (detritusa) koji ih izgrađuje, istraživani su paleogenski klastiti Banovine različitih granulometrijskih značajki (konglomerati, pješčenjaci, šejlovi). Pritom su korištene i različite metode istarživanja; od terenskoga rada, preko petrografske analize i određivanja udjela CaCO_3 metodom otapanja, pa sve do analize teških minerala. U pokušaju pobliže odredbe starosti prikupljenih uzoraka, na uzorcima šejlova provedena je i preliminarna mikropaleontološka analiza. Detritus u najvećoj mjeri potječe od trošenja različitih magmatskih i metamornih stijena, a samo manjim dijelom i od trošenja starijih sedimentnih stijena; stoga izvorišno područje ovih klastita vjerojatno treba tražiti u stijenama Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa i Sava zone, a možda i u onima Tisije. Jasno vidljiva razlika u sastavu klastita rubnog predgorskog bazena upućuje i na određene promjene u donosu detritusa, a do kojih vjerojatno dolazi tijekom kasnog paleocena, odnosno na premještanje glavnog izvorišnog područja sa Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa prema Sava zoni i Tisiji.

Ključne riječi: provenijencija, analiza teških minerala, petrografija, mikropaleontologija, pješčenjaci, konglomerati, šejlovi, kontinentalna kolizija, rubni predgorski bazen, paleogen, Banovina

Rad sadrži: 70 stranica, 26 slika, 3 tablice, 38 literaturnih navoda

Jezik izvornika: hrvatski

Rad je pohranjen u: Središnja geološka knjižnica, Geološki odsjek, Prirodoslovno–matematički fakultet, Horvatovac 102a, 10 000 Zagreb

Mentori: prof. dr. sc. Marijan Kovačić
doc. dr. sc. Borna Lužar–Oberiter

Ocjenjivači: prof. dr. sc. Marijan Kovačić
doc. dr. sc. Borna Lužar–Oberiter
doc. dr. sc. Zorica Petrincec
doc. dr. sc. Andrea Čobić (zamjena)

Rad prihvaćen: 13.09.2019.

BASIC DOCUMENTATION CARD

University of Zagreb
Faculty of Science
Department of Geology

Graduated Engineer Thesis

PROVENANCE AND SEDIMENTARY CHARACTERISTICS OF PALEOGENE CLASTICS FROM THE BANOVIINA AREA (CENTRAL CROATIA)

IVAN JURKOVIĆ

Thesis completed in: Horvatovac 102a, 10 000 Zagreb

Abstract: Aiming at determining provenance of clastic material (detritus) that composes them, research encompassed paleogene clastics of the Banovina area of different granulometric characteristics (conglomerates, sandstones, shales). At the same time different research methods were used; from field work, through petrographical analysis and determination of CaCO₃ content (by means of dissolution), to heavy mineral analysis. In an effort of trying to determine the age of gathered samples more closely, preliminary micropaleontological analysis on shales was also carried out. The detritus mostly originates by weathering of different igneous and metamorphic rocks, and only by a small amount by weathering of older sedimentary rocks; therefore the source area of these clastics presumably should be sought in the rocks of the Western Vardar Ophiolitic Unit and the Sava zone, and possibly in those of the Tizsa Mega-Unit. Clearly seen difference in the composition of these peripheral foreland basin clastics indicates certain changes in the detritus yield, which most probably occurs during late paleocene, that is the relocation of the main source area from the Western Vardar Ophiolitic Unit to the Sava zone and Tizsa Mega-Unit.

Keywords: provenance, heavy mineral analysis, petrography, micropaleontology, sandstones, conglomerates, shales, continental collision, peripheral foreland basin, paleogene, Banovina

Thesis contains: 70 pages, 26 figures, 3 tables, 38 references

Original in: croatian

Thesis deposited in: Central Geological Library, Department of Geology, Faculty of Science, Horvatovac 102a, 10 000 Zagreb

Supervisors: prof. dr. sc. Marijan Kovačić
doc. dr. sc. Borna Lužar-Oberiter

Reviewers: prof. dr. sc. Marijan Kovačić
doc. dr. sc. Borna Lužar-Oberiter
doc. dr. sc. Zorica Petrinc
doc. dr. sc. Andrea Čobić (zamjena)

Thesis accepted: 13.09.2019.

ZAHVALA

Ponajprije se od srca zahvaljujem mojim mentorima, prof. dr. sc. Marijanu Kovačiću (MPZ) i doc. dr. sc. Borni Lužar–Oberiteru (GPZ) na stručnome mentorstvu i vodstvu, te svesrdnoj podršci i pomoći pri izradi, kao i konačnom oblikovanju ovoga rada. Zahvaljujem se i prof. dr. sc. Ljubomiru Babiću na nadasve zanimljivoj temi diplomskog rada. Posebno se zahvaljujem dr. sc. Vlasti Premec–Fuček (INA – Industrija nafte, d.d.) na provedenoj preliminarnoj mikropaleontološkoj analizi, kao i prof. dr. sc. Vlasti Čosović na velikoj pomoći pri odredbi fosilnoga sadržaja u konglomeratima. Da nekoga od kolega kojim slučajem ne bi izostavio, veliko hvala svim zaposlenicima Mineraloško–petrografskog i Geološko–paleontološkog zavoda, a koji su na bilo koji način pripomogli u izradi ili konačnom oblikovanju ovoga rada. I na kraju, veliko hvala mojoj obitelji na neizmjerne podršci, te velikom strpljenju tijekom svih ovih godina.

SADRŽAJ:

1. UVOD.....	1
2. GEOLOŠKA GRAĐA.....	4
3. SEDIMENTOLOGIJA I STRATIGRAFIJA PALEOGENSKOG SISTEMA.....	10
4. MATERIJAL I METODE	13
4.1. TERENSKI RAD.....	13
4.2. PETROGRAFSKA ANALIZA	20
4.3. ODREĐIVANJE UDJELA CaCO_3 METODOM OTAPANJA	21
4.4. ANALIZA TEŠKIH MINERALA	23
4.4.1. Usitnjavanje i dezintegracija uzoraka.....	24
4.4.2. Sijanje uzoraka.....	25
4.4.3. Separacija teških minerala	26
4.4.4. Izrada rasutih mikroskopskih preparata	27
4.4.5. Determinacija teških minerala i brojanje zrna.....	28
4.5. MIKROPALEONTOLOŠKA ANALIZA	30
5. REZULTATI.....	31
5.1. PETROGRAFSKA ANALIZA	31
5.1.1. Pješčenjaci.....	31
5.1.2. Konglomerati	38
5.2. ODREĐIVANJE UDJELA CaCO_3 METODOM OTAPANJA	44
5.3. ANALIZA TEŠKIH MINERALA	45
5.4. MIKROPALEONTOLOŠKA ANALIZA	49
6. RASPRAVA	51
6.1. STAROST SEDIMENATA	51
6.2. SASTAV I PROVENIJENCIJA PALEOGENSKIH KLASTITA.....	53
6.2.1. Udio karbonata (carbonate content)	53
6.2.2. Udio listićastih teških minerala u pješčenjacima	53
6.2.3. Sastav transparentnih nelistićastih teških mineralnih zajednica u pješčenjacima	55
6.2.4. Provenijencija.....	60
7. ZAKLJUČCI.....	67
8. LITERATURA.....	68

1. UVOD

Banovina (Banska krajina, Banska zemlja ili Banija) je naziv za kraj u središnjoj Hrvatskoj koji se nalazi južno od rijeke Kupe i grada Siska, a prostire se sve do granice s Bosnom i Hercegovinom. To veliko područje, smješteno između rijeke Gline na zapadu, donjega toka rijeke Kupe na sjeveru (od ušća Gline u Kupu, do ušća Kupe u Savu), rijeke Save na istoku, rijeke Une na jugoistoku, te takozvane "suhe međe" s Bosanskom krajinom na jugozapadu (područje Trgovske gore), obuhvaća površinu od 1803 km², a administrativno u potpunosti pripada Sisačko–moslavačkoj županiji.

Karakteristično je po brežuljkastome reljefu, prosječne visine oko 300 m, isprijecanom brojnim manjim vodenim tokovima, a najviši se vrh Banovine nalazi na Zrinskoj gori (Piramida, 617 mnm). Važna geografska karakteristika ovoga područja je i vrlo velika šumovitost, ili, geološkim rječnikom rečeno, pokrivenost terena, kao i prilična infrastrukturna nerazvijenost, što često stvara poteškoće ili čak u potpunosti onemogućuje sustavnija geološka istraživanja. Ovo se posebno odnosi na područje Zrinske i Trgovske gore, te dijelove Pounja i Posavine između Hrvatske Kostajnice i Jasenovca.

S geološkog stajališta, područje Banovine je veoma zanimljivo, te se može reći da se radi o jednom vrlo složenom terenu. Kao prvo, Banovina je smještena na razmeđu dvaju velikih geotektonskih cjelina, odnosno ona predstavlja rubno ili granično područje, kako Dinarida s jedne, tako i Panonskog bazenskog sustava (*Pannonian basin system* – PBS) s druge strane. Pritom, jugozapadni dijelovi Banovine pripadaju Dinaridima (takozvanim "Unutrašnjim Dinaridima"), dok sjeveroistočni dijelovi pripadaju PBS-u, točnije, jednom njegovom dijelu (Savski podbazen ili "depresija"). Sukladno tome, strukturni (tektonski) sklop ovoga područja veoma je složen, te do danas još u potpunosti nerazjašnjen, a opažanje elemenata strukturnoga sklopa dodatno je otežano i znatnom pokrivenošću terena. Kompleksnošću odnosa pridonosi i činjenica da je ovo područje izgrađeno od najrazličitijih vrsta stijena relativno velikog kronostratigrafskog raspona. Najveći dio područja izgrađen je od sedimentnih (taložnih) stijena, ali se u određenim dijelovima Banovine nalaze i različite magmatske, kao i metamorfne stijene. Sve su ove stijene pri različitim uvjetima stvarane i mijenjane tijekom posljednjih ~400 milijuna godina (Ma), od ranoga devona (kojemu pripadaju najstarije stijene na području Banovine), pa sve do danas (Sl. 2.1).

Prve podatke o geologiji područja Banovine nalazimo u radovima austrijskih geologa (STUR, 1863; TIETZE, 1872). Dok prve podatke o paleogenskim naslagama Banovine donose JELASKA et al. (1970). Upravo je rad ovih autora poslužio kao polazna točka ovog diplomskog rada, a posebno kao nit vodilja prilikom terenskog istraživanja za potrebe njegove izrade. Uslijedili su i radovi drugih autora (ŠEBEČIĆ, 1971; BABIĆ et al., 1976; BENIĆ et al., 1983).

Uz već spomenute autore, poznato je da je paleogenske naslage Banovine u više navrata detaljnije obrađivao poveći broj istraživača. Međutim, rezultati tih istraživanja ostali su neobjavljeni, te se, nažalost još i danas, nalaze samo u okvirima fondovske građe. List osnovne geološke karte Republike Hrvatske (OGK RH 1:100.000) koji prikazuje najveći dio područja Banovine (list Bosanski Novi) objavljen je tek nedavno (i to samo u digitalnom obliku!) (ŠIKIĆ, 2014), ali nažalost bez pripadajućeg tumača.

Glavni cilj ovog diplomskog rada bio je utvrditi provenijenciju paleogenih klastita s područja Banovine, odnosno pokušati utvrditi trošenjem kojih je stijena nastao, te koje su reljefno–klimatske karakteristike područja iz kojega klastični detritus koji izgrađuje paleogenske klastite potječe.

Sam pojam provenijencije potječe od latinskoga glagola *provenire*, koji, između ostaloga, znači i "potjecati", odnosno "vući porijeklo". Dakle, govoreći o provenijenciji klastičnog materijala zapravo se govori o porijeklu istoga. No, što se u sedimentologiji podrazumijeva pod pojmom "porijekla klastičnog materijala"? U najužem smislu, ovaj se pojam odnosi isključivo na litologiju, odnosno mineralni sastav izvorišnih stijena (*source rocks*), dakle stijena čijim je trošenjem klastični materijal i nastao (MORTON & HALLSWORTH, 1999). Međutim, ovaj pojam danas najčešće obuhvaća mnogo više od puke litologije i zapravo se odnosi na sve čimbenike ili faktore koji su povezani s produkcijom, odnosno proizvodnjom klastičnog sedimentnog materijala; s posebnim naglaskom, ne samo na sastavu izvorišnih stijena, već i na reljefu, te klimi izvorišnog područja (*source area/region*), odnosno područja iz kojega klastični materijal i potječe (WELTJE & von EYNATTEN, 2004). Izvorišno područje klastičnog materijala često se u sedimentologiji naziva i bazenskim zaleđem (*hinterland*). Prema tome, temeljem sastava i strukturnih karakteristika klastičnih sedimenata, provenijencijska analiza (*provenance analysis*) ili studij provenijencije (*provenance study*) ima za cilj rekonstrukciju i interpretaciju cjelokupne povijesti određenog klastičnog sedimenta, od početnog trošenja izvorišnih stijena zaleđa, preko transporta klastičnog detritusa (kroz potencijalno različite taložne okoliše), do

konačnog odlaganja i zatrpavanja (*burial*) klastičnog materijala (WELTJE & von EYNATTEN, 2004), pa čak i procesa koji se odvijaju nakon toga, tijekom dijageneze (MORTON & HALLSWORTH, 1999).

S ciljem pridobivanja što potpunije slike o provenijenciji klastičnog materijala, predmetom istraživanja bili su paleogeni klastiti različitih granulometrijskih značajki; od krupnozrnatih, preko srednjezrnatih, pa do onih sitnozrnatih (konglomerati, pješčenjaci, šejlovi). Pritom, korištene su i različite metode istraživanja; od konvencionalne petrografske analize i određivanja masenog udjela CaCO_3 metodom otapanja, do analize teških minerala, koja se danas smatra ne samo standardnom, već i jednom od temeljnih metoda provenijencijske analize uopće, a posebno pri istraživanjima pijesaka i pješčenjaka (MORTON & HALLSWORTH, 1999). Analiza teških minerala provedena je na uzorcima pješčenjaka, petrografska analiza na uzorcima pješčenjaka i konglomerata, a određivanje masenog udjela CaCO_3 metodom otapanja na uzorcima pješčenjaka i šejlova. Isto tako, s ciljem pokušaja pobližeg određivanja starosti prikupljenih klastita, na uzorcima šejlova provedena je i preliminarna mikropaleontološka analiza (INA – Industrija nafte, d.d.).

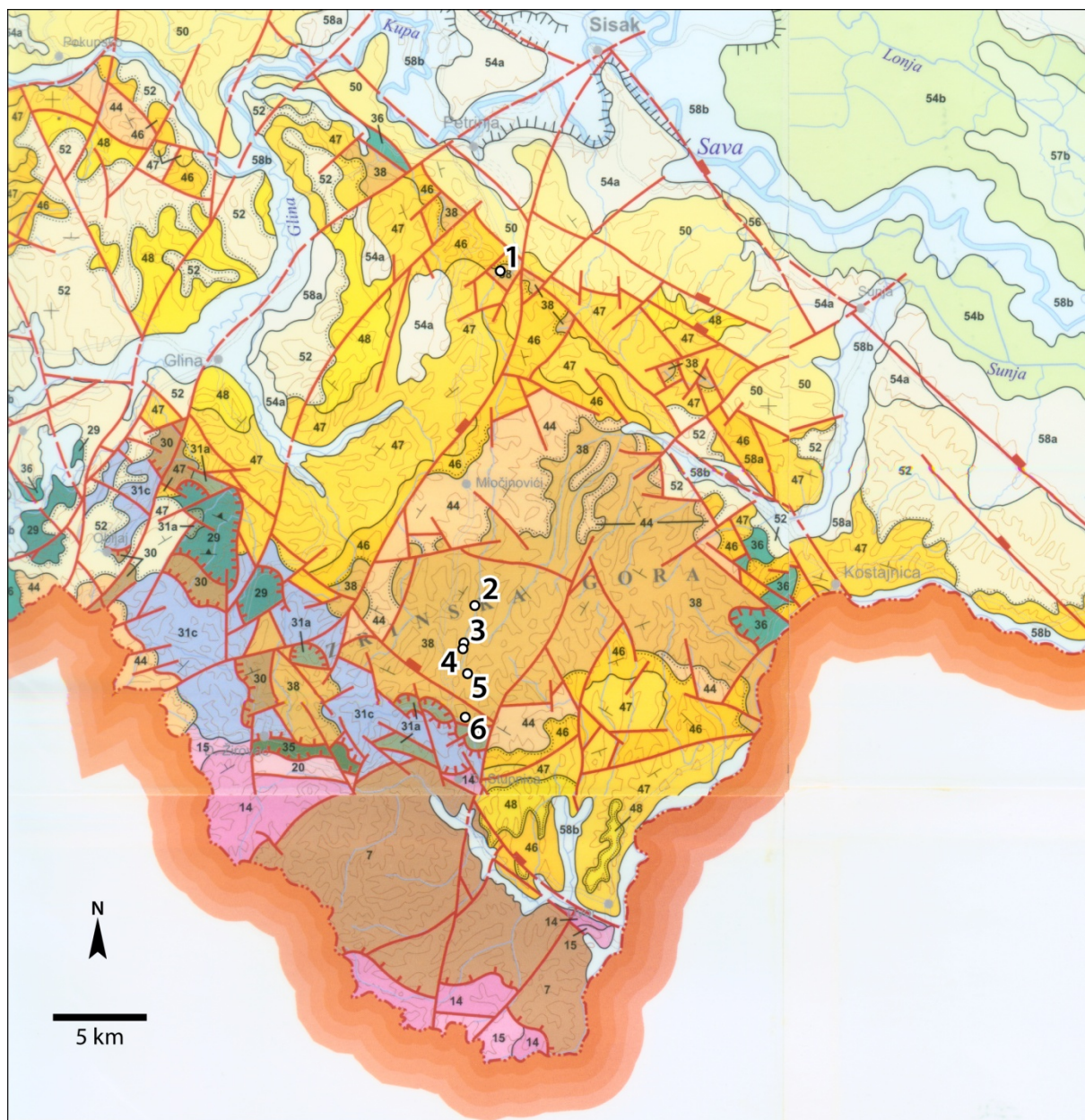
2. GEOLOŠKA GRAĐA

Najstarije stijene na području Banovine pripadaju gornjopaleozojskom stijenskom kompleksu, koji se nalazi u jugozapadnom dijelu Banovine gdje izgrađuje najveći dio Trgovske gore (Sl. 2.1). Gornjopaleozojski kompleks Trgovske gore predstavlja sjeverozapadni produžetak (nastavak) takozvanog "Sansko–unskog paleozoika", paleozojskog kompleksa koji se nalazi u susjednoj Bosni i Hercegovini (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Kontakti ovog kompleksa s okolnim stijenama gotovo su uvijek sekundarni (tektonski, rasjedni), a samo mjestimice, i to samo u slučaju "transgresivnog nalijeganja" neogenskih i/ili kvartarnih naslaga na gornjopaleozojski kompleks, i primarni (taložni) (Sl. 2.1). Najstarije stijene kompleksa pripadaju donjodevonskoj seriji (emsijskom katu), a najveći dio karbonskom sistemu (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b).

Izgrađen je od različitih klastita (šejlovi, siltiti, pješčenjaci, konglomerati) i karbonata (vapnenci, dolomitizirani vapnenci), koji se nalaze u heterolitičnom (litološki heterogenom), flišolikom slijedu u kojemu su klastiti dominantni, a karbonati izrazito podređeni, te se nalaze samo kao proslojsci i/ili leće unutar klastita. U sitnozrnatim klastitima (šejlovima i silitima) često je prisutna ugljevita tvar, a mjestimice se nalaze i tanke leće rožnjaka. Vapnenci i dolomitizirani vapnenci izrazito su fosiliferne stijene u kojima je utvrđena bogata fosilna flora (alge, fragmenti višeg bilja) i fauna (konikonhije?, foraminifere, radiolarije, koralji, ostrakodi, brahiopodi, fragmenti krinoida i ježinaca, konodonti) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Kako je u svim stijenama, u većoj ili manjoj mjeri, prisutna sekundarna folijacija (škriljavost/klivaž; jače izražena u sitnozrnatijim klastitima) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b), možda bi bilo bolje nazivati ih metaklastitima i metakarbonatima.

Karbonski (do donjopermski?) (meta)sedimenti Trgovske gore poznati su i kao nositelji brojnih epigenetskih epi–mezotermalnih siderit–(kvarc)–polisulfidnih i baritnih mineralizacija žičnoga tipa, kao i hidrotermalno–metasomatskih (*replacement*) ankeritnih mineralizacija *stratabound* tipa (vezanih za (meta)karbonate), najvjerojatnije srednjopermske starosti, a koja pripadaju najranijoj fazi alpskog metalogenog ciklusa (rano intrakontinentalno riftovanje) (PALINKAŠ et al., 2008; BOROJEVIĆ ŠOŠTARIĆ et al., 2009).

Stijene trijaske starosti najvećim se dijelom nalaze neposredno uz gornjopaleozojski kompleks, uvijek u tektonskom kontaktu s istim (Sl. 2.1).



Slika 2.1: Geološka karta područja Banovine. **LEGENDA:** **7** – (meta)klastiti i (meta)karbonati (D, C, P₁?); **14** – klastiti i karbonati ("sajske i kampilske naslage") (T₁); **15** – karbonati (T₂); **20** – dolomiti (T₃); **29–31** – ofiolitno–sedimentni kompleks; **29** – ortometamorfiti (J_{2–3}); **30** – parametamorfiti (J_{2–3}); **31a** – ultrabaziti (J_{2–3}); **31c** – klastiti, siliciti, vapnenci, bazični intruzivi i efuzivi, te piroklastiti (J₂² – J₃³ / J₁⁴ – K₁¹?); **35** – klastiti, vapnenci i rožnjaci (K₁); **36** – klastiti, vapnenci, piroklastiti i vulkaniti (K₂); **38** – **klastiti i vapnenci (Pc, E)**; **44** – klastiti, piroklastiti, vapnenci i ugljeni (M_{2,3}); **46** – klastiti, vapnenci i vulkaniti (M₄); **47** – klastiti i vapnenci (M_{5,6}); **48** – klastiti, vapnenci i ugljeni (M₇); **50** – klastiti i ugljeni ("Paludinske naslage") (P₁); **52** – klastiti (P₁, Q); **54a** – kopneni les (Q₁); **54b** – barski les (Q₁); **56** – eolski pijesci (Q₂); **57b** – barski klastiti (Q₂); **58a** – deluvijalno–proluvijalni klastiti (Q₂); **58b** – aluvijalni klastiti (Q₂) (po HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009a, 2009b). Na karti su označeni i lokaliteti obišteni tijekom terenskog istraživanja (za detalje vidi sliku 4.1).

Donjotrijaska serija predstavljena je takozvanim "sajskim i kampilskim naslagama", koje, prema staroj kronostratigrafskoj klasifikaciji, pripadaju donjem, odnosno gornjem skitiju¹. "Sajske naslage" izgrađene su od različitih klastita (pješčenjaci, siltiti, šejlovi), karbonata (vapnenci, rjeđe dolomiti) i lapora, koji se u heterolitičnom slijedu nalaze u izmjeni. Na terenu su lako prepoznatljive po izrazito crvenkasto–ljubičastoj boji (karakterističnoj, doduše, samo za jedan dio "sajskih naslaga"), kao i po vrlo karakterističnoj fosilnoj fauni u kojoj dominiraju školjkaši (rodovi *Anodontophora* i *Pseudomonotis*) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). U kontinuitetu na "sajskima" slijede "kampilske naslage", izgrađene od karbonata (vapnenci, rjeđe dolomiti), lapora i silita, koji se u slijedu također nalaze u opetovanoj izmjeni. Ove izrazito fosiliferne naslage poznate su po bogatoj fosilnoj fauni školjkaša (*Pseudomonotis*), puževa (*Naticella*, *Turbo*) i amonita (*Dinarites*, *Tirolites*) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). U podini "sajskih naslaga" na terenu se može izdvojiti i relativno tanki stratigrafski horizont, u domaćoj geološkoj literaturi nazivan "permotrijas" (PT), a koji je izgrađen od ciglasto crvenih i žučkastih pješčenjaka i šejlova te, mjestimice, i tragova evaporita (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Srednjotrijaska serija, koja u kontinuitetu slijedi na "kampilskim naslagama" donjega trijasa, gotovo je isključivo izgrađena od karbonata (najčešće dolomita), dok je gornjotrijaska serija isključivo predstavljena različitim varijetetima dolomita (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b).

Jurski je sistem posebno zanimljiv jer je izgrađen od različitih magmatskih, sedimentnih i metamorfnih stijena, a koje su okolišno i genetski povezane. Ovaj, sastavom heterogeni kompleks okolišno i genetski povezanih stijena naziva se ofiolitno–sedimentni kompleks (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b) (Sl. 2.1). Ofiolitno–sedimentni kompleks Banovine dio je tektonske jedinice od izuzetnog regionalnog značaja, poznatije pod nazivom "Zapadnovardarski ofiolitni kompleks" (*Western Vardar Ophiolitic Unit*) (*sensu* SCHMID et al., 2008) (Sl. 6.4). U radovima ranijih autora ova se tektonska (ili tektonostratigrafska) jedinica naziva različitim imenima, ali možda je najpoznatija pod nazivom "Ofiolitna zona Dinarida" (*Dinaridic Ophiolite Zone – DOZ*) (vidi u PAMIĆ et al., 1998).

¹ Skitij, kao naziv za jedini kat/doba donjega/ranoga trijasa prema staroj kronostratigrafskoj/geokronološkoj klasifikaciji, formalno više ne postoji. Naime, po novoj kronostratigrafskoj/geokronološkoj klasifikaciji Međunarodne komisije za stratigrafiju (*International commission on stratigraphy – ICS*), donji/rani se trijas dijeli u 2 kata/doba; Induj (*Induan*) i Olenekij (*Olenekian*). Međutim, u domaćoj geološkoj literaturi i dalje se koristi stariji, tradicionalni naziv "skitij" (a ponekad i "verfen").

Magmatske stijene ofiolitno–sedimentnog kompleksa Banovine u najvećoj su mjeri predstavljene ultrabazičnim, te bazičnim stijenama. Međutim, u asocijaciji s ultrabazitima i bazitima, sasvim podređeno, nalaze se i intermedijalne, te kisele magmatske stijene ("plagiograniti") (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Ultrabaziti su najvećim dijelom predstavljeni serpentiniziranim lherzolitima, te različitim varijetetima serpentinita (zapravo metamorfne stijene), a vrlo rijetko nalaze se i neizmjenjeni lherzoliti, te harzburgiti. Unutar ultrabazičnih tijela, a ponekad i neposredno uz njihove rubove, nalaze se manja stijenska tijela (među ostalima i dajkovi) različitih vrsta magmatskih i metamornih stijena, poput piroksenita, gabra, dolerita, dijabaza, "plagiogranita", eklogita, amfibolita i gnajseva (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Nalaze se i hipoabisalne (plitko smještene intruzije) do efuzivne bazične stijene predstavljene dijabazima, bazaltima, te spilitiziranim dijabazima i bazaltima (spilitima), kao i "keratofirima". Bazalti (i spilitizirani bazalti), često karakterizirani jastučastim ili *pillow* lučenjem, najzastupljenije su stijene, dok se dijabazi (i spilitizirani dijabazi) nalaze relativno rijetko (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Iako su u tumaču GK RH 1:300.000 ovi vulkaniti izdvojeni u posebnu stratigrafsku jedinicu (broj 31b), na području Banovine oni nisu odvojeni od stijena s kojima se nalaze u asocijaciji, odnosno pridruženi su stratigrafskoj jedinici broj 31c (Sl. 2.1).

Sedimentne stijene kompleksa predstavljene su taložinama dubokomorskih facijesa; dominantno pješčenjacima, šejlovima, te različitim silicijskim stijenama (rožnjaci, radiolariti), a podređeno se nalaze i siliti, sitnozrnati vapnenci (mikriti), te piroklastiti (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Sitnozrnati vapnenci (mikriti/fosiliferni mikriti/biomikriti) nalaze se kao deblji ili tanji proslojci i/ili leće unutar slijeda klastita, te su bitno podređeniji u odnosu na njih. Često su zahvaćeni procesom silicifikacije, ili sadrže proslojke, leće i/ili gomolje rožnjaka. U fosilifernim mikritima i biomikritima utvrđena je i bogata fosilna fauna, te nešto manje brojna flora, pelagičkih mikro- i makroorganizama, među kojima se mogu izdvojiti planktonski školjkaši (*Bositra*), radiolarije, te spikule spužvi (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). No, utvrđeni su i ostatci brojnih drugih organizama, poput bentičkih i planktonskih foraminifera, mikrogastropoda, amonita, brahiopoda, te ehinodermata (*Saccocoma*), kao i stapke krinoida, te aptihusi amonita (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b).

Među pratećim metamornim stijenama jasno se mogu razlikovati dvije glavne skupine; ortometamorfiti, koji su nastali metamorfozom magmatskih protolita, te parametamorfiti, koji su nastali metamorfozom sedimentnih protolita. Ortometamorfne stijene, najvjerojatnije nastale metamorfozom bazičnih magmatita oceanske kore (bazalta, dijabaza i gabra) do višeg

dijela amfibolitnog facijesa, zauzimaju veoma značajno mjesto unutar ofiolitno–sedimentnog kompleksa Banovine. Predstavljene su amfibolitima, te zoisit–amfibolskim i amfibol–zoisitskim škriljalcima, a sasvim podređeno nalaze se i drugi ortometamorfiti (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Kod parametamorfita mogu se razlikovati parametamorfiti srednjeg do visokog stupnja metamorfizma, koji su metamorfozirani u rasponu od epidot–amfibolitnog do višeg dijela amfibolitnog facijesa, od parametamorfita niskog stupnja metamorfizma, koji su metamorfozirani do zaključno facijesa zelenih škriljavaca. Parametamorfiti srednjeg do visokog stupnja metamorfizma predstavljeni su tinjčastim škriljalcima i gnajsevima, a podređeno se nalaze kvarciti i kvarcni škriljavci (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Parametamorfiti niskog stupnja metamorfizma predstavljeni su metapješčenjacima, slejtovima i filitima, a podređeno se nalaze i metasiltiti, kvarciti, kvarcni škriljavci, kloritski škriljavci, zeleni škriljavci, kalcitni mramori, kalcitni škriljavci (škriljave metavapnenačke stijene) i rekristalizirani vapnenci. U ovim je stijenama dobrim dijelom očuvan mineralni sastav i struktura sedimentnih protolita, a u rekristaliziranim vapnencima naziru se i ostatci fosilne faune (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b).

Stijene kredne starosti rasprostranjene su na nekoliko međusobno odvojenih područja, gdje se nalaze na relativno malim površinama, vrlo često i u veoma složenim, pa i konfuznim odnosima s okolnim stijenama (Sl. 2.1).

Donjokredna serija predstavljena je različitim klastitima (šejlovi, siltiti, pješčenjaci, breče, konglomerati), laporima, vapnencima (kalkareniti, biokalkareniti, kalkruditi), te rožnjacima. U šejlovima, laporima i zrnatim vapnencima utvrđena je bogata fosilna fauna (kalcisferulide?, foraminifere, radiolarije, spikule spužvi, ostatci ježinaca). Jedna od glavnih značajki ovih stijena jest i izrazita obojenost, od sive i zelenkaste do crvenkasto–smeđe i ljubičasto–smeđe boje, temeljem kojih se na terenu mogu lako prepoznati (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Gornjokredna serija predstavljena je klastitima (breče, konglomerati), vapnencima (tipa "scaglia" i, rjeđe, kalkareniti), te piroklastitima (tufovi, tufiti). U zelenkasto–sivim i crvenkastim "scaglia" vapnencima utvrđena je bogata fosilna fauna planktonskih foraminifera, među kojima se posebno ističu one iz familije globotruncanida (Globotruncanidae), zbog čega ih se često naziva i globotrunkanskim vapnencima (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Zapadno od Hrvatske Kostajnice, u asocijaciji s navedenim stijenama nalaze se i izmijenjene efuzivne magmatske stijene predstavljene spilitima i "keratofirima" (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b). Iako su u tumaču GK RH 1:300.000 gornjokredni vulkaniti izdvojeni u posebnu stratigrafsku

jedinicu (broj 37), na području Banovine oni nisu odvojeni od stijena s kojima se nalaze u asocijaciji, odnosno pridruženi su stratigrafskoj jedinici broj 36 (Sl. 2.1).

Veoma važnu ulogu u geološkoj građi Banovine imaju stijene kenozojske starosti. Kenozojske naslage, naime, izgrađuju daleko najveći dio Banovine, a praktički cijelo područje sjeveroistočno od linije Glina–Dvor na Uni, gdje su rasprostranjene sve do rijeke Save (Sl. 2.1). Kako su paleogenske naslage od posebnog interesa, građa paleogenskog sistema detaljnije će biti predstavljena u idućem poglavlju, dok će one mlađe, postpaleogenske ovdje biti samo spomenute.

Miocenska serija vrlo je kompleksna, a predstavljena je različitim marinskim, brakičnim, te slatkovodnim klastitima, vapnencima i ugljenima, kao i piroklastitima, te vulkanitima (donji badenij) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b) (Sl. 2.1). Pliocenska serija najvećim je dijelom predstavljena različitim jezersko–fluvijalnim klastitima s proslojcima i/ili lećama ugljena, odnosno takozvanim "Paludinskim naslagama" (po fauni slatkovodnog puža roda *Viviparus* = ex *Paludina*). Manjim dijelom i fluvijalno–jezerskim klastitima pliocensko–pleistocenske starosti (takozvani "pliokvartar" – Pl, Q) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b) (Sl. 2.1). Tipične kvartarne naslage predstavljene su pleistocenskim lesom (praporom), te različitim holocenskim klastitima (eolski, barski, deluvijalno–proluvijalni i aluvijalni) (HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT, 2009b) (Sl. 2.1).

3. SEDIMENTOLOGIJA I STRATIGRAFIJA PALEOGENSKOG SISTEMA

Stijene paleogene starosti u najvećoj su mjeri rasprostranjene u središnjem dijelu Banovine, i to na relativno velikoj površini, gdje, može se reći, izgrađuju središnji dio ili "jezgru" Zrinske gore (područje Šamarice). U manjoj se mjeri nalaze i drugdje, no tada često na relativno malim i međusobno udaljenim površinama (Sl. 2.1).

Predstavljene su krupnozrnatim (breče i konglomerati), srednjezrnatim (pješčenjaci) i sitnozrnatim (siltiti i šejlovi) klastičnim, te hibridnim (lapori) sedimentima različitih marinskih facijesa (obalnih, plitkovodnih i dubokovodnih), kao i karbonatnim sedimentima, točnije vapnencima, grebenskog i prigrebenskog facijesa (JELASKA et al., 1970; BABIĆ & ZUPANIĆ, 1976; BABIĆ et al., 1976; BENIĆ et al., 1983). Daleko najzastupljeniji su klastiti, među kojima se ističu oni turbiditnog facijesa (turbiditi), dok se grebenko–prigrebenski vapnenci nalaze samo mjestimično, te su bitno podređeniji u odnosu na klastite. Paleontološki, odnosno temeljem fosilnoga sadržaja, dokazane su samo stijene paleocenske i eocenske starosti, dok stijene oligocenske starosti nisu utvrđene.

Do danas najbolje dokumentirani slijed paleocenskih klastita nalazi se u rubnom području Banovine (sjeverno od Vrginmosta), na lokalitetu u dolini potoka Mala Trepča, a karakteriziran je izmjenom sitnozrnatih brečokonglomerata ("mikrobreča"), pješčenjaka (litičnih arenita), siltita te prahovitih/glinovitih lapora i pelita, te ima sva obilježja slijeda srednjezrnatih, odnosno Bouma-inih turbidita (to su one naslage koje se u literaturi obično nazivaju paleocenskim flišem) (BENIĆ et al., 1983). Ako se izuzme pretaloženo fosilno kršje (u prvome redu crvenih algi) prisutno u krupnozrnatijim (T_{a-b}) intervalima Bouma-inih sekvencija, moglo bi se reći da su spomenute naslage prilično siromašne fosilnim ostacima. Pa, iako su u sitnozrnatijim (T_{c-d}) intervalima utvrđeni i neki drugi organizmi (npr. planktonske foraminifere), od najvećeg značaja za biostratigrafiju ovih naslaga zasigurno su kokolitoforidi (Coccolithophorida), odnosno takozvani "vapnenački nanoplankton", temeljem kojih su BENIĆ et al. (1983) i dokazali paleocensku starost ovih klastita. Naime, u prahovitim/glinovitim laporima i pelitima (T_d intervali) utvrđene su različite, za paleocen više ili manje provodne vrste kokolitoforida, a prisutne su *Biantholithus sparsus* (Pc_1), *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia cava*, *Ellipsolithus macellus* (nanoplanktonska zona NP-4; Pc_1), *Chiasmolithus danicus* (NP-5; Pc_1 – Pc_2), *Prinsius bisulcus*, *Heliolithus kleinPELLI* (Pc_2), *H. riedeli* (NP-8; Pc_3), te *Cyclolithella robusta* (NP-8; Pc_3). Donji paleocen dokazan je i nalaskom planktonske foraminifere *Globorotalia pseudobulloides*, na lokalitetu u dolini

potoka Stupnice (BABIC & ZUPANIĆ, 1976). Naime, autori su utvrdili da se u krovini glinovitih vapnenaca i lapora (takozvane "prijelazne naslage") donjeg mastrihtija nalaze klastiti (fliš) gornjeg mastrihtija, a koji se kontinuirano nastavljaju i u paleocen, a što je dokazano nalaskom spomenute vrste.

Unutar slijeda paleocenskih klastita, mjestimice se nalaze i vapnenci grebenskog (grebenske jezgre) i prigrbenskog facijesa; kao, na primjer, na lokalitetu u kamenolomu Međurače, gdje je jedan ovakav vapnenački kompleks detaljno opisan (BABIC et al., 1976). Grebenski vapnenci ovog kompleksa prave su organogene stijene, odnosno biolititi ili frejmstoni (*framestone*), u kojima je grebenska rešetka (*framework*) u prvome redu izgrađena od heksakoralja (*Hexacorallia* ili *Scleractinia*) i crvenih algi (*Rhodophyta*), među kojima se posebno ističe familija koralinaceja (*Corallinaceae*). Uz heksakoralje i crvene alge, kao glavne grebenotvorne organizme, u ovome se facijesu nalaze i brojni drugi, kako grebenotvorni, tako i oni ostali, negrebenotvorni organizmi koji se pojavljuju u ulozi stanovnika grebenske rešetke (npr. druge skupine algi, bentičke foraminifere, mahovnjaci, itd.) (vidi u BABIC et al., 1976; str. 13, tablica 1). S druge strane, prigrbenski vapnenci su skeletni vapnenci, najvjerojatnije zagrebenskih karbonatnih plićaka, koji su u najvećoj mjeri izgrađeni od skeletnoga detritusa (cijeli skeleti + fragmenti skeleta različitih organizama), kao i fragmenata biolitita, a koji ponajprije nastaju erozijom susjedne grebenske jezgre. Za razliku od paleocenskih klastita, ove su stijene bogate fosilnim ostatcima, i to, gotovo isključivo, bentičkih organizama, dok planktonskih oblika gotovo da i nema (*Globorotalia*), što je i razumljivo s obzirom na prisutne facijese. Paleocenska starost ovih vapnenaca dokazana je nalascima triju, za paleocen više ili manje provodnih vrsta crvenih algi, kao što su *Peyssonnelia antiqua* (Pc₂–Pc₃?), *Pycnoporidium levantinum* i *Elianella elegans*² (Pc?), ali i nalaskom planktonske foraminifere *Globorotalia* cf. *trinidadensis* (BABIC et al., 1976). Naime, u cijelom vapnenačkom kompleksu pronađen je samo jedan jedini primjerak nekog planktonskog (pelagičkog) organizma; planktonske foraminifere roda *Globorotalia*, a koji najvjerojatnije pripada vrsti *G. trinidadensis*. S obzirom na veoma uski kronostratigrafski raspon ove vrste, ukoliko ovaj primjerak stvarno pripada vrsti *G. trinidadensis*, isti postaje ponajbolji provodni fosil u ovim stijenama, koji bitno ograničava starost ovih vapnenaca na, približno, gornji dio donjeg i donji dio srednjeg paleocena (zona *G. trinidadensis* i donji dio zone *G. uncinata*).

Međutim, u neposrednoj podini ovog vapnenačkog kompleksa nalaze se tijela konglomerata, šljunkovitih pješčenjaka i pješčenjaka (BABIC et al., 1976); stijena koje ne

² *E. elegans* = *Parachaetetes asvapatii* ? (vidi u BABIC et al., 1976; str. 14–15).

pokazuju karakteristike turbidita i sasvim se sigurno ne mogu nazivati flišem. Ovi srednje- do krupnozrnati siliciklastiti najvjerojatnije su obalnog i/ili priobalnog facijesa, odnosno facijesa plaža ili žala, kao i njima proksimalnih dijelova zagrebske lagune, te njihova pojava u neposrednoj podini grebenskih vapnenaca ima veliku sedimentološku, ali i paleogeografsku važnost.

Za razliku od paleocenske serije, koja je do sada dokumentirana na svega nekoliko banijskih lokaliteta (Mala Trepča, Stupnica, Međurače), eocenska je serija utvrđena na puno većem broju lokaliteta, odnosno na bitno većoj površini. Na većini tih lokaliteta slijed eocenskih klastita istovjetan je slijedu paleocenskih klastita otkrivenom na lokalitetu Mala Trepča, odnosno također ima sva obilježja slijeda srednjezrnatih ili Bouma-inih turbidita, a karakteriziran je izmjenom konglomerata, pješčenjaka, silita, glinjaka/šejlova i lapora (to su one naslage koje se u literaturi najčešće nazivaju eocenskim flišem) (JELASKA et al., 1970; ŠEBEČIĆ, 1971). Eocenska starost ovih klastita dokazana je nalascima, za eocen više ili manje provodnih vrsta planktonskih i bentičkih foraminifera, kao što su *Acarinina bullbrooki* (E₂), *Dentalina mucronata* (E₂), *Ammodiscus dominicensis* (E₂), te *Globigerina corpulenta* (E₃) (JELASKA et al., 1970). Gornji eocen paleontološki je dokazan samo na lokalitetu u dolini potoka Raskosak, gdje se unutar klastičnoga slijeda rijetko pojavljuju i proslojci glinovitog vapnenca.

Međutim, manji dio slijeda eocenskih klastita, poput onoga otkrivenog na lokalitetu kod sela Gornja Bačuga, ne pokazuje karakteristike Bouma-inih turbidita, već je karakteriziran pojavom izuzetno dobro uslojenih tijela konglomerata, šljunkovitih pješčenjaka i pješčenjaka (s litosomama debljine i do 10m!) (JELASKA et al., 1970). Ove srednje- do krupnozrnate klastite JELASKA et al. (1970) interpretirali su kao taložine plitkomorskih okoliša (neritika).

Grebenske tvorevine eocenske starosti do danas nisu otkrivene niti na jednom banijskom lokalitetu, kao što i za sada ne postoji lokalitet s paleontološki dokazanim donjim eocenom.

Zanimljiv podatak o gornjoeocenskim (možda i oligocenskim?) slatkovodnim naslagama, predstavljenim brečama, pješčenjacima, glinjacima i ugljenom, otkrivenima na području sela Brubno, donose ŠPARICA et al. (1975) (a po podacima K. Šikića).

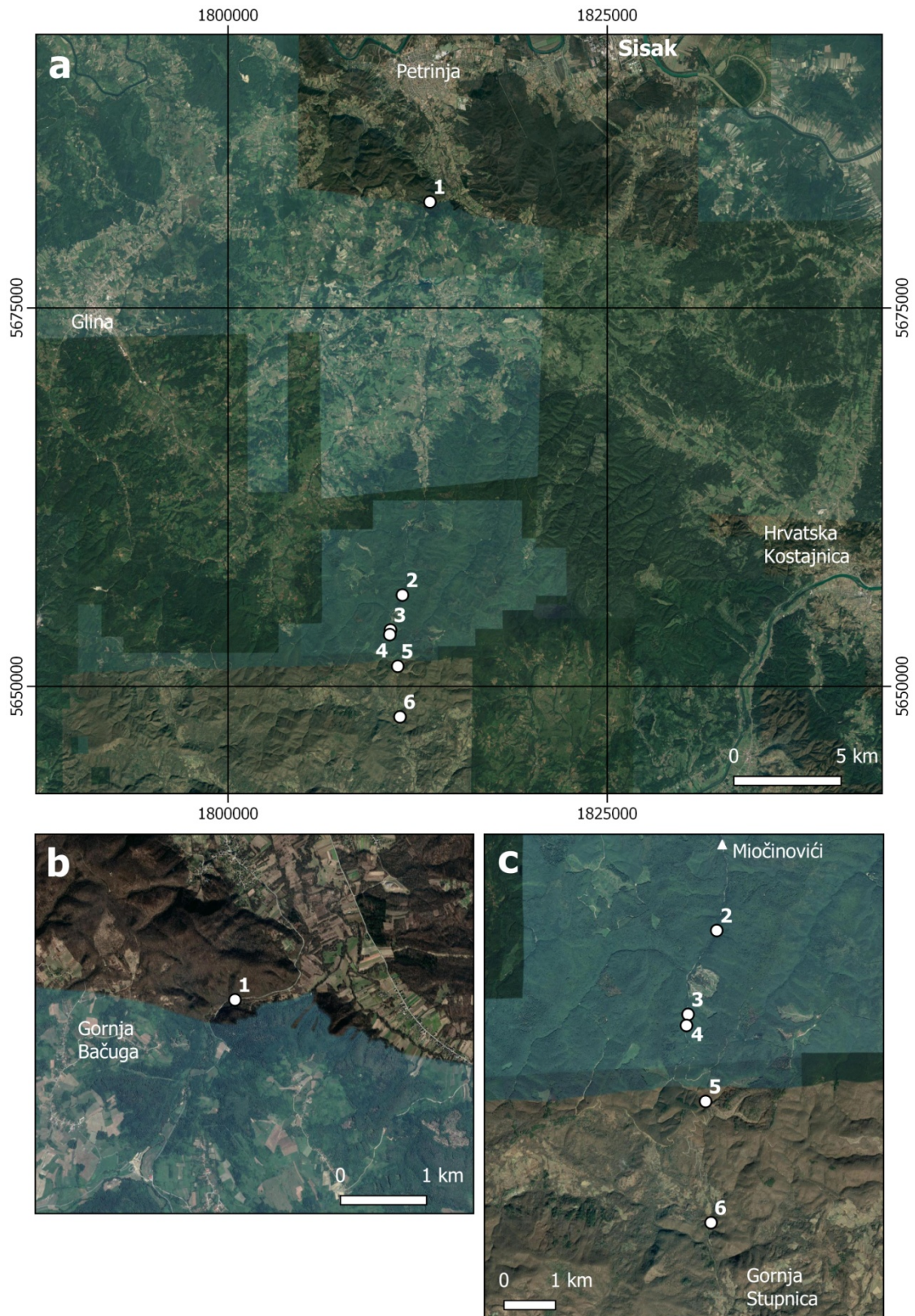
4. MATERIJAL I METODE

4.1. TERENSKI RAD

Tijekom terenskog istraživanja za potrebe izrade ovoga rada, a navodeći se podacima koje su dali JELASKA et al. (1970), obišeno je pet lokaliteta na području Zrinske gore te jedan na širem petrinjskom području, na kojima su ranijim istraživanjima već utvrđene različite klastične stijene paleogenske starosti. Pritom je, s tri odabrana lokaliteta, prikupljeno ukupno šest uzoraka paleogenih klastita različitih granulometrijskih značajki; dva uzorka konglomerata (PgB-1A i PgB-1B), dva uzorka pješčenjaka (PgB-2A i PgB-6A) te dva uzorka šejla (PgB-2B i PgB-6B).

Svi obišeni lokaliteti (njih ukupno šest) nalaze se duž ceste Petrinja–Hrastovica–Jabukovac–Kraljevcani–Donja Stupnica, te su dostupni istom (Sl. 4.1).

Prvi se lokalitet nalazi u zasjeku spomenute ceste Petrinja–Donja Stupnica, između mjesta Hrastovica i Donja Mlinoga, oko 1,7 km južno od mjesta Hrastovica, te oko 1,5 km sjeveroistočno od mjesta Gornja Bačuga (Sl. 4.1). Iznad zasjeka ceste nalazi se i zasjek danas vanfunkcionalne željezničke pruge Petrinja–Glina (potpuno zarastao te stoga nepristupačan). Na ovom lokalitetu nalazi se nekoliko izdanaka trošnih matriksnopotpornih konglomerata ("parakonglomerata") (Sl. 4.2). Makroskopski gledano, stijene su vrlo loše sortirani polimiktni (petromiktni) matriksnopotporni brečokonglomerati s detritičnim zrnima (klastima) promjera do 10 cm (krupni šljunak/kršje), te pjeskovito–muljevitim matriksom. Klasti rudnih dimenzija različite su veličine (vrlo loše sortiranje) i oblika te vrlo promjenjivog stupnja zaobljenosti, od zrna vrlo niskog stupnja (uglata zrna) do zrna vrlo visokog stupnja zaobljenosti (dobro ili potpuno zaobljena zrna). Ipak, najzastupljenija su poluuglata, poluzaobljena i zaobljena zrna, dok su uglata i dobro zaobljena zrna nešto rjeđa. Zbog pokrivenosti terena, ali i stanja materijala na izdancima, o dimenzijama i/ili obliku(-cima) konglomeratnog(-ih) tijela ne može se ništa reći, s obzirom da kontakti s okolnim stijenama nisu vidljivi, a eventualno postojeće slojne plohe se na deformiranim izdancima ne mogu sa sigurnošću utvrditi. Mjestimično su vidljive i "otvorene" rasjedne plohe jasno zaglađenih površina (bez strija). Moglo bi se napomenuti i da je u kršju uz samu cestu (nastalom erozijom izdanaka) pronađeno i kršje pješčenjaka (kojih na izdancima nema), kao i lijepe valutice i oblutci uglavnom magmatskih i metamorfnih stijena (granitoida, gnajseva, kvarcnih



Slika 4.1: a) geografski položaji običenih lokaliteta na području Banovine. Koordinate po HTRS96/TM sustavu; b) položaj lokaliteta broj 1; c) položaji ostalih lokaliteta (područje Šamarice). Uzorci stijena prikupljeni su s lokaliteta broj 1 (konglomerati), 2 i 6 (pješčenjaci i šejlovi) (za detalje vidi tekst).



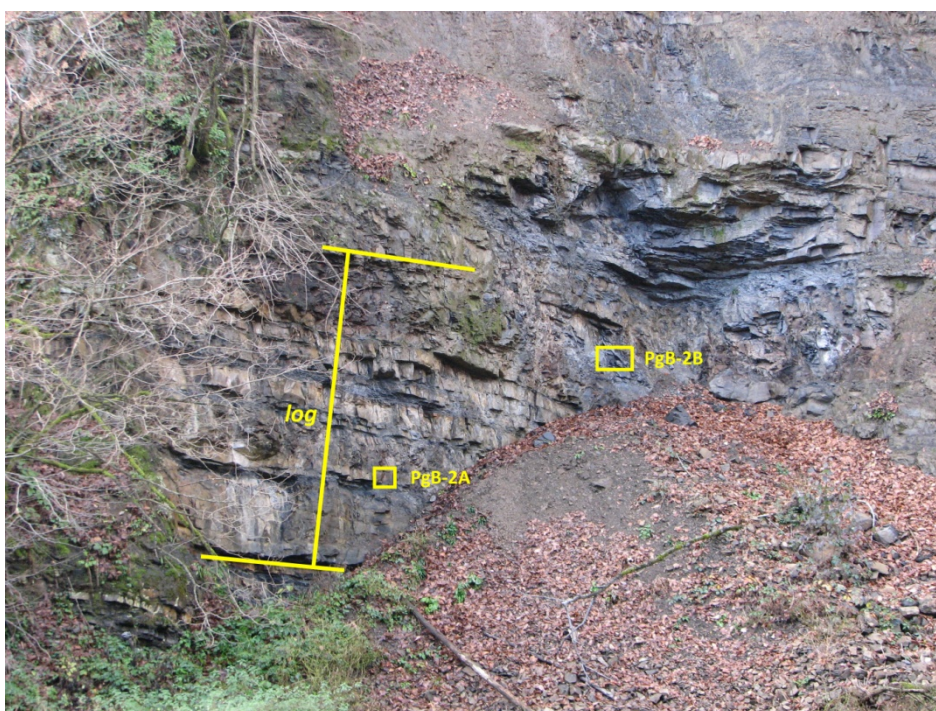
Slika 4.2: Izdanak matriksnopotpornog konglomerata s označenim mjestom uzorkovanja (uzorak PgB–1A). Drugi je uzorak (PgB–1B) prikupljen s izdanka koji se nalazi iznad ovoga (nije vidljiv na slici).

škriljavaca, slejtova/filita, mramora, itd.). S ovoga su lokaliteta prikupljena dva uzorka matriksnopotpornih konglomerata (uzorci PgB–1A i PgB–1B) (Sl. 4.2).

Drugi običeni lokalitet nalazi se na Zrinskoj gori (na vrlo šumovitom i teško prohodnom području Šamarice), između mjesta Miočinovići i Gornja Stupnica, oko 6 km južno od mjesta Miočinovići, te oko 7,5 km sjeverno od mjesta Gornja Stupnica (Sl. 4.1). Ovaj se lokalitet nalazi u zasjeku kamenoloma u kojemu se jasno može vidjeti heterolitični (litološki heterogeni) slijed sedimenata karakteriziran ritmičkom izmjenom slojeva srednjeznatih i sitnozrnatih klastita (pješčenjaka i šejlova/glinjaka), karakterističan za slijed srednjeznatih, odnosno Bouma-inih turbidita (Sl. 4.3). Zasjek kamenoloma pruža se pravcem NNE–SSW, a otvoren je u fronti širine oko 30 i visine oko 20 m (Sl. 4.3). U SSW uglu zasjeka (dio s najbolje otkrivenim slijedom!) primjećuju se vrlo zanimljive pojave amalgamiranih slojeva pješčenjaka, a u samoj bazi "profila" možda i veliko pješčenjačko tijelo kanalskog tipa (*channel-like body*) (Sl. 4.4); pojave karakteristične za proksimalne dijelove submarinskih lepeza. S ovoga su lokaliteta prikupljena dva uzorka; jedan uzorak srednje sortiranog pješčenjaka tamnosive boje (PgB–2A), te jedan uzorak pjeskovitog šejla tamnosive boje (PgB–2B) (Sl. 4.4). U uzorku pješčenjaka makroskopski su vidljive brojne žile izgrađene od



Slika 4.3: Zasjek kamenoloma s jasno vidljivom ritmičkom izmjenom srednjezrnatih i sitnozrnatih klastita (pješčenjaka i šejlova/glinjaka), karakterističnom za slijed srednjezrnatih (Bouma-inih) turbidita.



Slika 4.4: SSW ugao zasjeka kamenoloma s označenim mjestima uzorkovanja pješčenjaka (uzorak PgB-2A) i pjeskovitog šejla (PgB-2B). U donjem dijelu "profila" (*log*) primjećuju se pojave amalgamiranih slojeva pješčenjaka, a u samoj bazi možda i veliko pješčençačko tijelo kanalskog tipa (*channel-like body*).

kalcita (CaCO_3 ; materijal reagira, odnosno "šumi" u kontaktu s razrjeđenom klorovodičnom kiselinom), dok se sitnozrnati uzorak odlikuje jasno izraženom cjepivošću (*fissility*).

Oko 2–2,5 km južnije od lokaliteta broj dva, odnosno uzvodno potokom Velika Petrinjica, u usjecima potoka, nalaze se treći, a u neposrednoj blizini njega, i četvrti lokalitet (Sl. 4.1). Na ovim lokalitetima utvrđeni su sljedovi sedimenata koji generalno pokazuju istovjetne karakteristike onomu na prethodnom lokalitetu (u smislu Bouma-inih turbidita), ali uz jednu veoma bitnu razliku koja se zapaža na lokalitetu broj 4, a to je viši udio sitnozrnatih klastita u slijedu (Sl. 4.5).



Slika 4.5: Izdanak u usjeku potoka V. Petrinjica na lokalitetu broj 4. Vidljiv je nešto viši udio sitnozrnatih klastita u slijedu nego na lokalitetu broj 2. Širina slike u prirodi iznosi oko 3 m.

Oko 1,5 km južnije od lokaliteta broj četiri, u zasjeku ceste Petrinja–Donja Stupnica, nalazi se peti lokalitet (Sl. 4.1). Za razliku od prethodno običenih Šamaričkih lokaliteta, na ovome se susreće ponešto drugačija situacija. Naime, na ovome je lokalitetu vidljivo nekoliko izdanaka veoma trošnih pjeskovitih šejlova, dok se samo na jednom od izdanaka (lateralno) u podini pjeskovitih šejlova nalaze i pješčenjaci (Sl. 4.6). Na deformiranim izdancima vidljive su brojne kalcitne žile, ponekad i do nekoliko centimetara debele, izgrađene od mliječno



Slika 4.6: **a)** izdanak pjeskovitog šejla; **b)** izdanak pjeskovitog šejla s pješčenjakom (pjš.) u podini. S_o – slojna ploha (pretpostavljena).

bijelih kristala kalcita, kao i rasjedne plohe s lijepo vidljivim stepeničastim agregatima vlaknastih (fibroznih) kristala kalcita s posmičnim (kliznim) strijama.

Šesti lokalitet nalazi se u zasjeku već spomenute ceste, no nekoliko kilometara južnije od Šamaričkih lokaliteta, odnosno oko 1,5 km sjeverno od mjesta Gornja Stupnica (Sl. 4.1). Na ovome je lokalitetu ponovno utvrđen slijed sedimenata karakteriziran izmjenom srednjezrnatih i sitnozrnatih klastita (pješčenjaka i šejlova), koji ima gotovo istovjetne karakteristike kao i oni na većini običenih Šamaričkih lokaliteta (izuzev prethodnog) (Sl. 4.7). S ovoga su lokaliteta također prikupljena dva uzorka; jedan uzorak srednje do dobro sortiranog pješčenjaka tamnosive boje (uzorak PgB–6A), te jedan uzorak pjeskovitog šejla tamnosive boje (PgB–6B) (Sl. 4.7). I u ovom su uzorku pješčenjaka makroskopski vidljive brojne kalcitne žile, a i sitnozrnati klastit odlikuje se jasno izraženom cjepivošću.

Tristotinjak metara južnije od ovog lokaliteta nalazi se kamenolom s globotrunkanskim vapnencima ("*scaglia*") gornjokredne starosti, a prvi sigurno utvrđeni izdanci gornjokrednih vapnenaca nalaze se oko 50-ak metara sjevernije od kamenoloma (dakle prema paleogenskim klastitima). Iako kontakt vapnenačkog i klastičnog kompleksa, zbog pokrivenosti terena, nije izravno vidljiv, on se očito nalazi negdje između spomenutih točaka, no o karakteru kontakta se sa sigurnošću ne može ništa reći. Zbog maloga mjerila ovi gornjokredni vapnenci nisu prikazani na geološkoj karti na slici 2.1.



Slika 4.7: Izdanak s vidljivom izmjenom srednjezrnatih i sitnozrnatih klastita (pješčenjaka i šejlova), te s označenim mjestima uzorkovanja pješčenjaka (uzorak PgB–6A) i pjeskovitog šejla (PgB–6B).

4.2. PETROGRAFSKA ANALIZA

U svrhu određivanja strukturnih obilježja, sastava, te klasifikacije sedimentnih stijena, ali i kao ispomoć pri utvrđivanju provenijencije klastičnog materijala, na pješčenjacima (uzorci PgB–2A i PgB–6A) i konglomeratima (PgB–1A i PgB–1B) provedena je petrografska analiza.

Za potrebe petrografske analize iz uzoraka pješčenjaka i konglomerata načinjeni su konvencionalni petrografski mikroskopski preparati, odnosno izbrusci (*rock thin sections*). Pri izradi preparata, kao imerzijsko sredstvo, korišten je Kanada balzam ($n = 1,538$). Po završetku izrade preparati su pregledani pomoću polarizacijskog mikroskopa.

Petrografski sastav pješčenjaka određen je brojanjem zrna, i to metodom linijskog brojanja (vidi → 4.4.5.), na uzorku ne manjem od 300 detritičnih zrna po preparatu, od čega najmanje 250 zrna mora pripadati trima glavnim detritičnim sastojcima; kvarcu (Q), mineralima grupe feldspata (F), te odlomcima ili fragmentima stijena, odnosno litičnim fragmentima (L). Temeljem petrografskog sastava pješčenjaci su klasificirani po danas najčešće korištenoj klasifikacijskoj shemi, onoj koju su na osnovu Dottove klasifikacije predložili F. J. Pettijohn, P. E. Potter i R. Siever (PETTIJOHN et al., 1972 u: TIŠLJAR, 2004). Iako zrna polikristalinog kvarca (Q_p) zapravo predstavljaju fragmente stijena (litične fragmente), za potrebe klasificiranja pješčenjaka temeljem Pettijohn–Potter–Sieverove klasifikacije, pod pojmom "kvarca" (zrno kvarca, kvarcno zrno) podrazumijevala su se i zrna polikristalinog kvarca ($Q = Q_m + Q_p$).

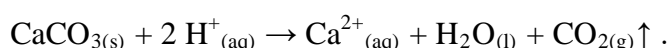
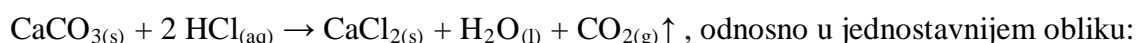
Kod matriksnopotpornih konglomerata fokus je isključivo bio na fragmentima stijena (litoklastima), uglavnom onih dimenzija između 0,5 i 4 mm. Stoga su u njihovom slučaju izbrusci načinjeni od sitnošljunkovito–pjeskovitog "matriksa" stijene. Naime, namjera je bila "zaobići" valutice i oblutke, te, koliko je to bilo moguće, preparatom obuhvatiti čim veći broj detritičnih zrna dimenzija krupnog i vrlo krupnog pijeska (0,5–2 mm), te granula (2–4 mm). Za razliku od teških minerala, fragmenti stijena izravno upućuju na određene izvorišne stijene, te tako, uz rezultate analize teških minerala, omogućuju stvaranje potpunije slike o geološkoj građi bazenskog zaleđa kao izvorišta klastičnog materijala (detritusa). Fosilni sadržaj u konglomeratima određen je uz svesrdnu pomoć prof. dr. sc. Vlaste Čosović, kojoj se i ovom prilikom najiskrenije zahvaljujem.

4.3. ODREĐIVANJE UDJELA CaCO₃ METODOM OTAPANJA

Kao suplement petrografskoj analizi pješčenjaka, a da bi se dobili i laboratorijski, odnosno kvantitativni podatci, u pješčenjacima (uzorci PgB–2A i PgB–6A) i šejlovima (PgB–2B i PgB–6B) određen je i maseni udio (w) kalcij karbonata (CaCO₃).

Udio CaCO₃ određen je otapanjem CaCO₃, u usporedbi s kalcimetrijom ili kompleksometrijom, vrlo jednostavnom laboratorijskom metodom za određivanje masenog udjela CaCO₃ u klastičnim i hibridnim sedimentima (TIŠLJAR, 2004). Kako je CaCO₃ topljiv u kiselinama (ali ne i u lužinama), otapanje CaCO₃ u uzorcima vrši se tretiranjem uzoraka otopinom jedne od kiselina (klorovodična, octena i dr.) (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004).

Prije tretiranja uzoraka kiselinom, manja se količina svakoga uzorka u tarioniku usitni u prah, te se analitičkom vagom izmjeri masa tako usitnjenih uzoraka. Praškasti uzorci poznate mase zatim se u staklenoj čaši preliju otopinom kiseline, te uz češće miješanje ostave postrani da se CaCO₃ otopi. Za otapanje CaCO₃ korištena je razrijeđena (~3,65%-tna) klorovodična kiselina (HCl). Otapanje kalcij karbonata (kalcita i/ili aragonita) u klorovodičnoj kiselini odvija se prema sljedećoj kemijskoj reakciji:



No, trebalo bi spomenuti da je prilikom tretiranja uzoraka HCl-om vjerojatno došlo i do otapanja nekih drugih minerala, poput fosfata i/ili Fe-nosivih klorita, a koji su veoma topljivi u klorovodičnoj kiselini, odnosno pri pH vrijednostima nižima od 5 (vidi → 4.4.1.). Međutim, s obzirom da je maseni udio fosfata i Fe-klorita, kao akcesornih minerala u pješčenjacima i šejlovima, praktički zanemarivo mali (ukoliko su uopće i prisutni), njihovo otapanje neće značajnije utjecati na dobivene vrijednosti masenog udjela CaCO₃, te se stoga može zanemariti. Zato je, a u svrhu skraćivanja trajanja samoga postupka (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004), korištena upravo klorovodična kiselina. (Naime, HCl puno brže otapa CaCO₃ nego, primjerice, octena kiselina, pa i sam postupak traje znatno kraće).

Nakon otapanja CaCO₃, u čašama preostaje dio uzorka koji nije otopljen, odnosno onaj dio koji nije topljiv u HCl-u, a naziva se netopljivi ostatak. Netopljivi se ostatak u najvećoj

mjeri sastoji od kvarca i silikata (kao glavnih petrogenih minerala), no u manjoj se mjeri sastoji i od drugih minerala, među kojima se mogu pojavljivati i neke karbonatne vrste, poput dolomita. Naime, dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) nije topljiv u klorovodičnoj kiselini; odnosno topljiv je samo u slučaju prokuhavanja (*boiling*) HCl-om tretiranog uzorka (MANGE & MAURER, 1992).

Po završetku otapanja, tretirane uzorke potrebno je profiltrirati da bi se odstranio višak kiseline s otopljenim tvarima, prilikom čega će se netopljivi ostatak zadržati na filtrirnom papiru. Filtrirni se papiri zatim suše i važu. Analitičkom se vagom, za svaki uzorak pojedinačno, točno izmjeri masa filtrirnog papira s netopljivim ostatkom, a masa netopljivog ostatka izračuna kao razlika mase filtrirnog papira s netopljivim ostatkom i mase samog filtrirnog papira. Masa CaCO_3 u uzorku izračuna se kao razlika mase uzorka prije otapanja i mase netopljivog ostatka, a maseni udio (w) kao omjer mase CaCO_3 u uzorku i mase uzorka prije otapanja. Kako je to i uobičajeno, maseni je udio izražen u postotcima.

4.4. ANALIZA TEŠKIH MINERALA

Analiza teških minerala (*Heavy mineral analysis* – HMA) jedna je od najvažnijih, te najčešće korištenih metoda pri utvrđivanju provenijencije pijesaka i pješčenjaka (MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999). Značaj ove metode ustvari leži u velikoj važnosti samih teških minerala, kao posebne skupine minerala u sedimentima i sedimentnim stijinama, a koja se očituje u sljedećim činjenicama.

Kao prvo, iako su teški minerali najčešće samo akcesorni (dodatni) detritični sastojci klastičnih sedimenta čiji udio u ukupnom sastavu detritusa rijetko kada prelazi 10% (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004), poznato je da se u pijescima i pješčenjacima (ali i ostalim sedimentima) može susresti relativno veliki broj vrsta (*species*) detritičnih teških minerala, pa je tako do danas utvrđeno preko 50-ak transparentnih i nekolicina opâkih vrsta koje se u sedimentima redovito pojavljuju (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999; TIŠLJAR, 2004). Upravo zbog njihove velike raznolikosti, odnosno činjenice da obuhvaćaju vrlo široki spektar različitih minerala, poput silikata, fosfata, sulfata, oksida, sulfida i dr., imaju veliku prednost u odnosu na skupinu lakih minerala, koja je u pravilu sastavljena od kvarca, feldspata i/ili litičnih fragmenata (DILL, 1998; TIŠLJAR, 2004). Kao drugo, za razliku od lakih minerala, mnogi su teški minerali karakteristični za točno određene stijene, te se pojavljuju u vrlo specifičnim paragenezama (takozvani "dijagnostički minerali") (MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999; TIŠLJAR, 2004). Upravo će ovi minerali biti od posebno velikog značaja pri utvrđivanju provenijencije, jer će nedvojbeno upućivati na točno određene izvorišne stijene, odnosno stijene točno određene litologije (mineralnog sastava).

Ova metoda ima brojne primjene, te se koristi za rješavanje čitavog niza različitih problema vezanih uz klastične sedimente i sedimentne stijene, kao što su: **(a)** utvrđivanje provenijencije; **(b)** praćenje transportnih puteva klastičnog materijala; **(c)** praćenje i kartiranje načina disperzije sedimenata; **(d)** odjeljivanje mineralnih (petroloških) provincija; **(e)** izdvajanje i koreliranje sedimentnih tijela (posebno onih afosilifernih); **(f)** definiranje pojedinih hidrauličkih režima i koncentracijskih procesa; **(g)** lociranje potencijalnih ekonomskih ležišta, te **(h)** razjašnjavanje složenih dijagenetskih procesa (MANGE & MAURER, 1992). Osim za rješavanje sedimentoloških problema (u užem smislu te riječi), teški se minerali mogu koristiti i za rješavanje nekih strukturnih (tektonskih), kao i pedoloških

problema (MANGE & MAURER, 1992), zbog čega primjenu nalaze i u strukturnoj geologiji (tektonici) i pedologiji.

U okviru analize teških minerala danas se primjenjuju dva bitno različita pristupa koja se, doduše, međusobno nadopunjuju. Prvi, koji se naziva konvencionalna analiza teških minerala (*conventional heavy mineral analysis* – cHMA), i drugi, koji se naziva analiza mineralnih varijeteta (*varietal heavy mineral analysis* – vHMA), ili jednostavnije samo studij varijeteta (*varietal study*) (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999). Konvencionalna analiza teških minerala usmjerena je na cijelu tešku mineralnu zajednicu nekog uzorka (MORTON & HALLSWORTH, 1999), te se temelji na određivanju kvalitativnog i kvantitativnog sastava teške mineralne zajednice na najmanje 300 detritičnih zrna. Provodi se na rasutim mikroskopskim preparatima koristeći se polarizacijskim mikroskopom (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004). S druge strane, studij varijeteta usmjeren je na optičke, geokemijske i/ili izotopne karakteristike pojedinih (odabranih) mineralnih vrsta i/ili skupina teških minerala, kao i na varijacije u obilježjima istih unutar pojedine vrste/skupine (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1994, 1999).

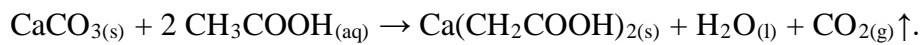
U sklopu ovog istraživanja, na pješčenjacima (uzorci PgB–2A i PgB–6A) je provedena konvencionalna analiza teških minerala (cHMA), ali je pri determinaciji i brojanju zrna, posebna pažnja posvećena upravo razlikama u mikrofiziografskim i/ili optičkim obilježjima zrna (oblik zrna, boja, uklopci i sl.) unutar pojedine mineralne vrste/skupine.

4.4.1. Usitnjavanje i dezintegracija uzoraka

Kako su pješčenjaci u ovome slučaju stijene relativno visokog stupnja litifikacije (vrlo čvrsto cementirani), isti su najprije usitnjeni, te podvrgnuti dezintegraciji. S obzirom da su cementirani kalcitnim cementom, najpogodnija metoda za njihovu dezintegraciju je otapanje kalcitnog cementa otopinom jedne od kiselina (*acid digest*) (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004).

Uzorci su najprije čekićem usitnjeni na centimetarske fragmente, a zatim laboratorijskom drobilicom i na fragmente milimetarskih dimenzija, pri čemu su za dezintegraciju odabrani samo fragmenti veći od 1 mm u promjeru. Fragmenti su u staklenim čašama preliveni otopinom kiseline, te, uz češće miješanje (ali i svakodnevnu zamjenu kiseline), ostavljeni da se kalcitni cement otopi. Za ovu je priliku korištena razrijeđena (~5%-

tna) octena kiselina (CH₃COOH). Otapanje kalcita u octenoj kiselini odvija se prema sljedećoj kemijskoj reakciji:



Za dezintegraciju kalcitom (i/ili aragonitom) cementiranih sedimentnih stijena mogu se koristiti i druge kiseline, kao što su klorovodična ili monokloroctena kiselina. Najpogodnija je monokloroctena kiselina (CH₂ClCOOH) koja, za razliku od octene kiseline, ne tvori s otopljenim Ca²⁺ ionima netopljive Ca-komplekse (TIŠLJAR, 2004). S druge strane, klorovodična kiselina vrlo brzo otapa kalcit i/ili aragonit (a uz prokuhavanje i dolomit!), što naravno smanjuje trajanje samoga postupka, međutim, ukoliko se pH vrijednost ne održava iznad 5, pritom će se otapati i neki drugi, a u analizi teških minerala vrlo važni minerali, poput fosfata i Fe-nosivih klorita (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004). Stoga se u analizi teških minerala, pri dezintegraciji uzoraka, najčešće koristi octena (ili monokloroctena) kiselina, dok se rad s klorovodičnom kiselinom nastoji izbjeći, a posebno u slučaju kada su predmetom istraživanja upravo fosfati (npr. datiranje apatita *fission-track* metodom) (MANGE & MAURER, 1992).

Nakon dezintegracije, dezintegrirani su uzorci dobro isprani običnom vodom (s obzirom da će se pri sisanju koristiti "obična" voda), jer zaostala kiselina tijekom sisanja može razoriti osjetljivu mrežicu laboratorijskih (pletениh) sita (TIŠLJAR, 2004).

4.4.2. Sisanje uzoraka

Nakon što su dezintegrirani uzorci dobro isprani vodom, dezintegrirani materijal podvrgnut je takozvanom "mokrom sisanju" (*wet sieving*), s ciljem pridobivanja zrna dimenzija vrlo sitnog pijeska, odnosno klastičnog materijala dimenzija od 0,063 do 0,125 mm (63–125 μm). U tu svrhu korištena su pletena sita s promjerima otvora od 63 i 125 μm.

Naime, istraživanja su pokazala da će u slučaju sitnozrnatijih i bolje sortiranih sedimenata, relativno uski raspon dimenzija zrna dati najreprezentativniju zajednicu teških minerala i samim time pružiti najviše informacija o porijeklu klastičnog materijala (MANGE & MAURER, 1992). Prednost uskoga raspona dimenzija zrna očituje se u dobivenim uniformnim uvjetima opažanja (jer su sva zrna približno jednake veličine), odsustvu prividnih varijacija u udjelima pojedinih minerala (a koje su posljedica razlika u veličini zrna), kao i u

smanjenju efekta hidrauličkog sortiranja. No, s druge strane, veliki nedostatak istoga očituje se u činjenici da se ponekad vrlo važni, "dijagnostički minerali" neće registrirati, jer će se nalaziti izvan promatrane frakcije, odnosno samo u većim ili manjim frakcijama od promatrane (MANGE & MAURER, 1992).

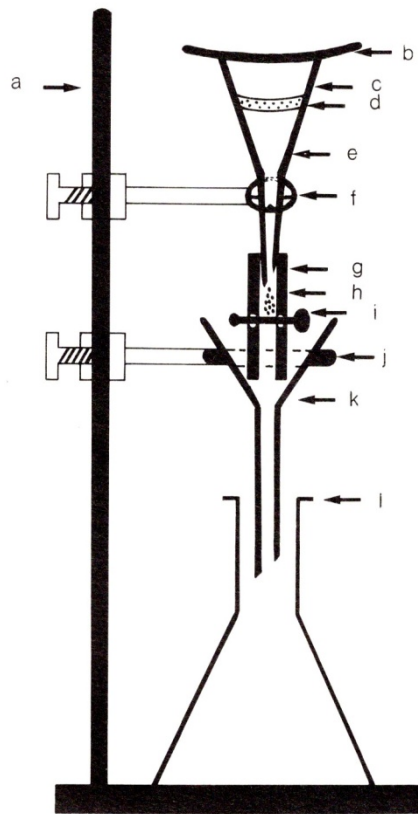
Kako bi klastični materijal prije separacije, odnosno uranjanja u tešku tekućinu, trebao biti što čišći, nakon sijanja uzoraka frakcijski su uzorci dobro isprani u destiliranoj vodi te ostavljeni da se osuše.

4.4.3. Separacija teških minerala

Teški su minerali iz frakcijskih uzoraka izdvojeni jednom od dvije standardne metode separacije, metodom gravitacijske separacije ili separacije pomoću lijevka (*gravity separation* ili *funnel separation*) (MANGE & MAURER, 1992). Pritom je korištena standardna laboratorijska aparatura, a koja je shematski prikazana na slici 4.8, tako da o rasporedu laboratorijskog pribora i samome postupku izvođenja ovdje neće biti riječi (vidi literaturu). Za izdvajanje, odnosno separaciju teških minerala, kao teška tekućina, korišten je bromoform (CHBr_3), specifične gustoće (SG) 2,88 (2,87–2,89, pri 20°C).

Međutim, za separaciju teških minerala mogu se koristiti i druge teške tekućine, odnosno tekućine relativno velike gustoće, kao što su tetrabrometan ($\text{C}_2\text{H}_2\text{Br}_4$; SG = 2,96), metilenjodid (CH_2J_2 ; 3,32), Clericijeva (4,24) (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004), ili Thuletova otopina (3,19) (TIŠLJAR, 2004), a koje se po potrebi mogu i razrjeđivati, u prvom redu različitim organskim otapalima, ali i vodom. S obzirom da su sve navedene tekućine veoma otrovne, u posljednje se vrijeme pojavljuju i različite zamjenske tekućine (MANGE & MAURER, 1992).

Nakon završene separacije, a da bi odstranili ostatke teške tekućine sa zrna, i teška i laka mineralna frakcija dobro su isprane alkoholom, te ostavljene da se osuše. Nakon sušenja mineralnih separata, tehničkom je vagom, za svaki uzorak pojedinačno, izmjerena masa teške mineralne frakcije, a temeljem omjera mase teške mineralne frakcije i mase frakcijskog uzorka prije separacije, izračunat maseni udio (w) teških minerala (*Heavy minerals* – HM) u frakcijskim uzorcima. Kako je to i uobičajeno, maseni udio izražen je u postotcima.



Slika 4.8: Shematski prikaz rasporeda laboratorijskog pribora (laboratorijska aparatura) za izdvajanje teških minerala metodom gravitacijske separacije ili separacije pomoću lijevka; **a)** željezni stalak s pločom; **b)** satno staklo (pokrovno stakalce); **c)** stakleni lijevak za prašak; **d)** položaj lake mineralne frakcije; **e)** teška tekućina (u ovome slučaju bromoform); **f)** držač lijevka; **g)** gumeno crijevo; **h)** položaj teške mineralne frakcije; **i)** metalna štipaljka; **j)** držač lijevka; **k)** običan stakleni lijevak s filtrirnim papirom; **l)** Erlenmeyerova tikvica (ili neka staklena čaša). Preuzeto iz MANGE & MAURER (1992).

4.4.4. Izrada rasutih mikroskopskih preparata

Nakon separacije teških minerala pristupilo se izradi rasutih mikroskopskih preparata (*grain mounts*). Pritom je, kao imerzijsko sredstvo, korišten Kanada balzam ($n = 1,538$). Nakon pokrivanja preparata pokrovnim stakalcem, isti su zagrijani da bi se Kanada balzam solidificirao, te da bi se dobili trajni (permanentni) preparati.

4.4.5. Determinacija teških minerala i brojanje zrna

Po završetku izrade rasutih mikroskopskih preparata pristupilo se određivanju i brojanju zrna u preparatima, koristeći se pritom polarizacijskim mikroskopom. Prilikom mikroskopske identifikacije zrna korištena je i odgovarajuća priručna literatura (MANGE & MAURER, 1992: "*Heavy Minerals in Colour*" – II dio).

Pri brojanju zrna korištena je metoda linijskog brojanja (*line counting method*), kod koje se, dok se mikroskopski preparat pomoću vodicica na mehaničkom stoliću pomiče duž ranije definiranih ravnih crta ("linija"), određuju i broje samo ona zrna koja su "presječena" nitnim križem okulara. Iz ove je definicije vidljivo da je ova metoda osjetljiva na dimenzije zrna u preparatu. Naime, pri brojanju, nitni križ okulara češće će "sijeći" zrna većih dimenzija, što, naravno, može dovesti do distorzije rezultata u korist većih zrna (MANGE & MAURER, 1992). No, kako je ovo istraživanje provedeno na frakcijskim uzorcima relativno uskoga raspona dimenzija zrna (63–125 µm), nisu se očekivala veća odstupanja rezultata.

Osim prethodno navedene, u upotrebi su još dvije metode: Fleetova metoda (*Fleet method*), te metoda brojanja po "traci", odnosno "vrpci" (*ribbon counting method*). Sudeći po broju referenci za brojačke metode, metoda brojanja po "traci" najčešće je korištena metoda (MANGE & MAURER, 1992).

Kao što je i uobičajena praksa, ukupno izbrojani broj zrna preračunat je na 100%, a udio pojedinih mineralnih vrsta (i/ili skupina) izražen je u postotcima od ukupnog broja izbrojanih zrna, odnosno kao brojevni ili numerički (relativni) udio (MANGE & MAURER, 1992).

U analizi teških minerala uobičajeno je da se broje samo transparentni nelističasti teški minerali (*transparent non-micaceous heavy minerals* – THM), te da se pri brojanju, naravno, izuzimaju autigena zrna (MANGE & MAURER, 1992). Međutim, pri izradi ovoga rada, brojana su i zrna opâkih (netransparentnih), kao i lističastih minerala (minerala serije biotita i grupe klorita), ali i minerala razreda karbonata (dolomita, siderita i dr.). No, brojevni je udio tih mineralnih vrsta/skupina izražen posebno, i to u odnosu na ukupni broj izbrojanih zrna, dok je broj zrna minerala THM skupine ponovno preračunat na 100%. Ovakva praksa među autorima nije rijetkost, te je zapravo općeprihvaćena među našim sedimentolozima koji se bave analizom teških minerala.

Da bi se dobili reprezentativni podatci o brojevnim udjelima pojedinih mineralnih vrsta/skupina, ali i da bi se detektirale rijetke, a vrlo često "dijagnostičke" vrste, izbrojano je najmanje 300 detritičnih zrna po preparatu, od čega najmanje 200 zrna pripada mineralima THM skupine (MANGE & MAURER, 1992).

Temeljem provedene analize, za oba je uzorka pješčenjaka izračunata i vrijednost ZTR (*Zircon–Tourmaline–Rutile*) indeksa (ZTRi). Uveo ga je HUBERT (1962), a definira se kao zbroj udjela cirkona, turmalina i rutila unutar skupine transparentnih nelistićastih teških minerala (THM). ZTR indeks koristi se kao kvantitativni pokazatelj mineraloške zrelosti teške mineralne zajednice u pješčenjacima.

4.5. MIKROPALEONTOLOŠKA ANALIZA

Svi prikupljeni uzorci, a temeljem dosad poznatih podataka, pripadaju paleogenskom sistemu. No, uslijed želje za pokušajem detaljnije odredbe njihove starosti, na uzorcima pjeskovitih šejlova (uzorci PgB–2B i PgB–6B) provedena je i konvencionalna mikropaleontološka analiza; a koja je uključivala, separaciju ili izdvajanje mikrofosila iz sitnozrnatih klastita metodom muljenja (šlemanja), te pregled tako izdvojenih fosila pomoću stereomikroskopske lupe (stereomikroskopa) u prethodno pripremljenim ćelijama.

Ova preliminarna analiza provedena je u prostorijama tvrtke INA – Industrija nafte, d.d., a od strane dr. sc. Vlaste Premec–Fuček. Stoga se i ovom prilikom, dr. Premec–Fuček, na izdvojenom vremenu te uloženom trudu, najiskrenije zahvaljujem.

5. REZULTATI

5.1. PETROGRAFSKA ANALIZA

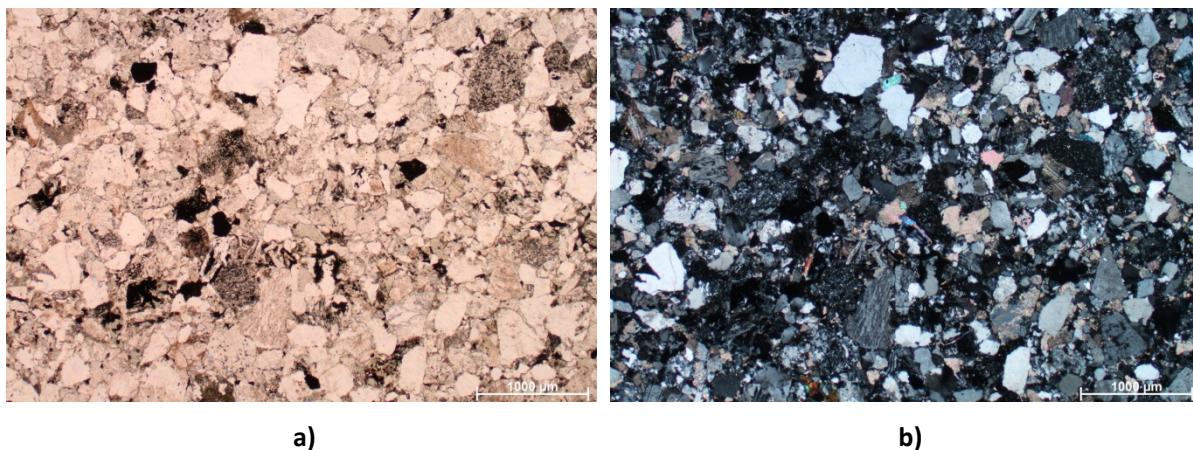
5.1.1. Pješčenjaci

Petrografska analiza uzorka PgB–2A pokazala je da se radi o srednje sortiranom srednjezrnatom litičnom arenitu (Sl. 5.1).

Kao glavni (bitni) detritični sastojci pojavljuju se litični fragmenti, kvarc, te minerali grupe feldspata. Litični su fragmenti najzastupljeniji sastojak ovog pješčenjaka, a njihov udio iznosi oko 49%. Preračunata vrijednost udjela, a za potrebe klasifikacije pješčenjaka na trokomponentnom QFL dijagramu, iznosi oko 56% (L). Ako bi se udjelu litičnih fragmenata pribrojio i udio zrna polikristalinskog kvarca (Q_p), njihov zajednički udio iznosio bi čak 62% (odnosno preračunato $\sim 72\% L_t$; $L_t = L + Q_p$). Najčešće se pojavljuju fragmenti magmatskih i metamorfnih stijena, dok se oni sedimentnih stijena nalaze znatno rjeđe. Najveći se dio fragmenata "granitoida" (u najširem smislu toga pojma) pojavljuje u vidu mono- ili poliminerálnih agregata, kod kojih naprosto nije bilo moguće utvrditi stvarni (potpuni) sastav i/ili neka od strukturnih obilježja potrebnih za nedvojbenu determinaciju. To su agregati kvarca (uključujući i Q_p), feldspata, kvarc-feldspatski agregati, agregati kvarca i tinjaca, kao i oni kvarca, feldspata i tinjaca. Za pretpostaviti je da svi ovi fragmenti vjerojatno potječu od trošenja kvarcom i/ili feldspatima bogatih intruzivnih magmatskih stijena (poput granitoida, sijenitoida ili dioritoida), kao i metamorfnih stijena koje su imale kvarc-feldspatske protolite (npr. gnajseva). Iako se u preparatu nalaze znatno rjeđe, najzanimljiviji su oni fragmenti granitoida koji imaju specifična, a za granitoide karakteristična strukturna obilježja, poput fragmenata s mikropisanom (*micrographic texture*)³, ili mirmekitskom strukturom (*myrmekitic texture*)⁴. Česti su i fragmenti mafitnih efuzivnih (vulkanskih) magmatskih stijena, poput bazaltoida, koji su, doduše, alterirani u agregate u kojima su mafitni minerali (i/ili staklo) izmijenjeni u klorite, odnosno mikro- do kriptokristalini agregat klorita (zapravo metabazalti). Često se pojavljuju i fragmenti sitnozrnatih metamorfita, poput mikrokvarcita i "pelitnih škriljavaca" kvarc-muskovitnog sastava. Znatno rjeđe nalaze se fragmenti muljnjaka

³ Predstavlja pravilno proraštanje kvarca i K-feldspata; poznatija i pod nazivom "klinasto pismo".

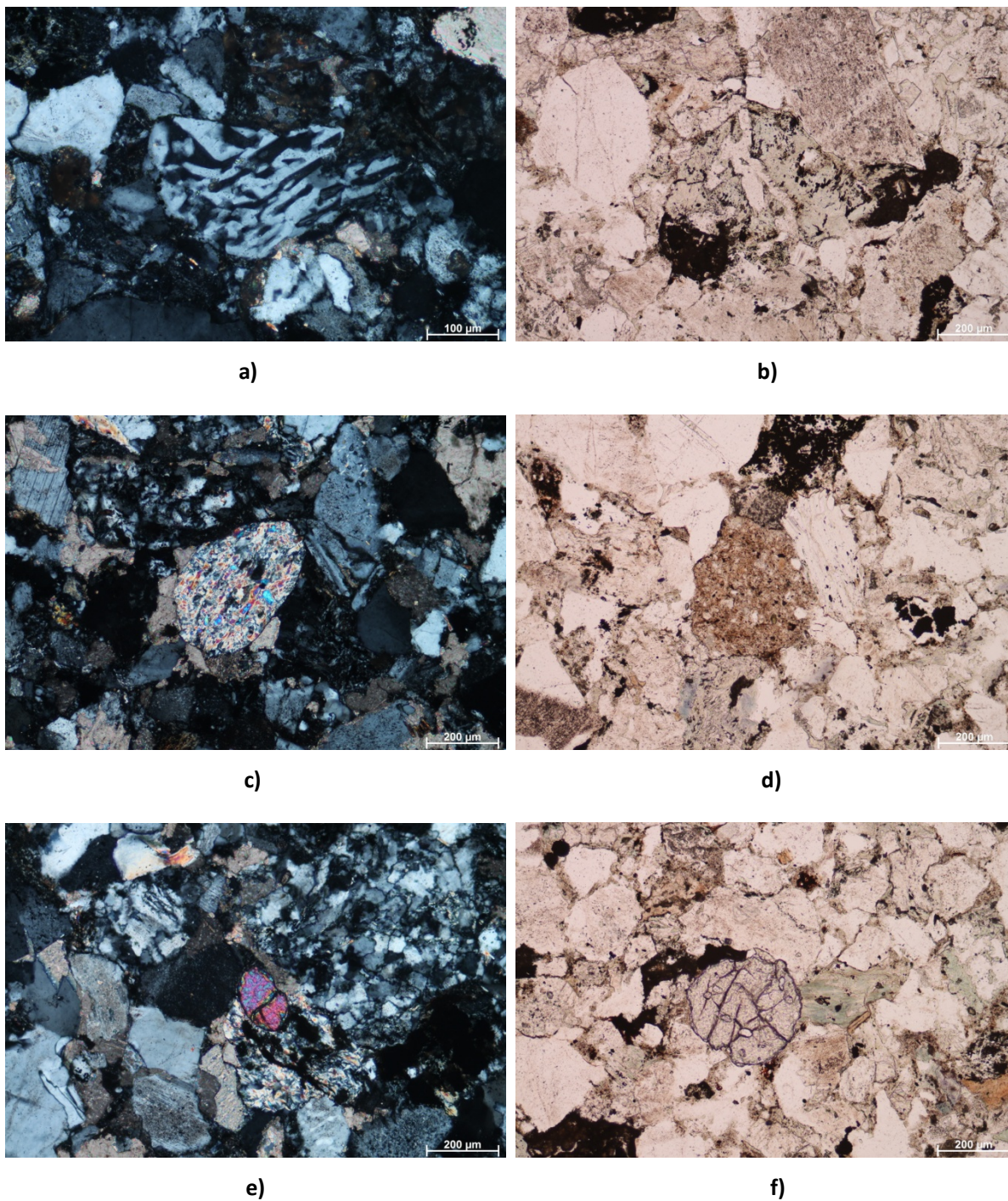
⁴ Predstavlja nepravilno, crvoliko proraštanje kvarca i kiselog plagioklasa.



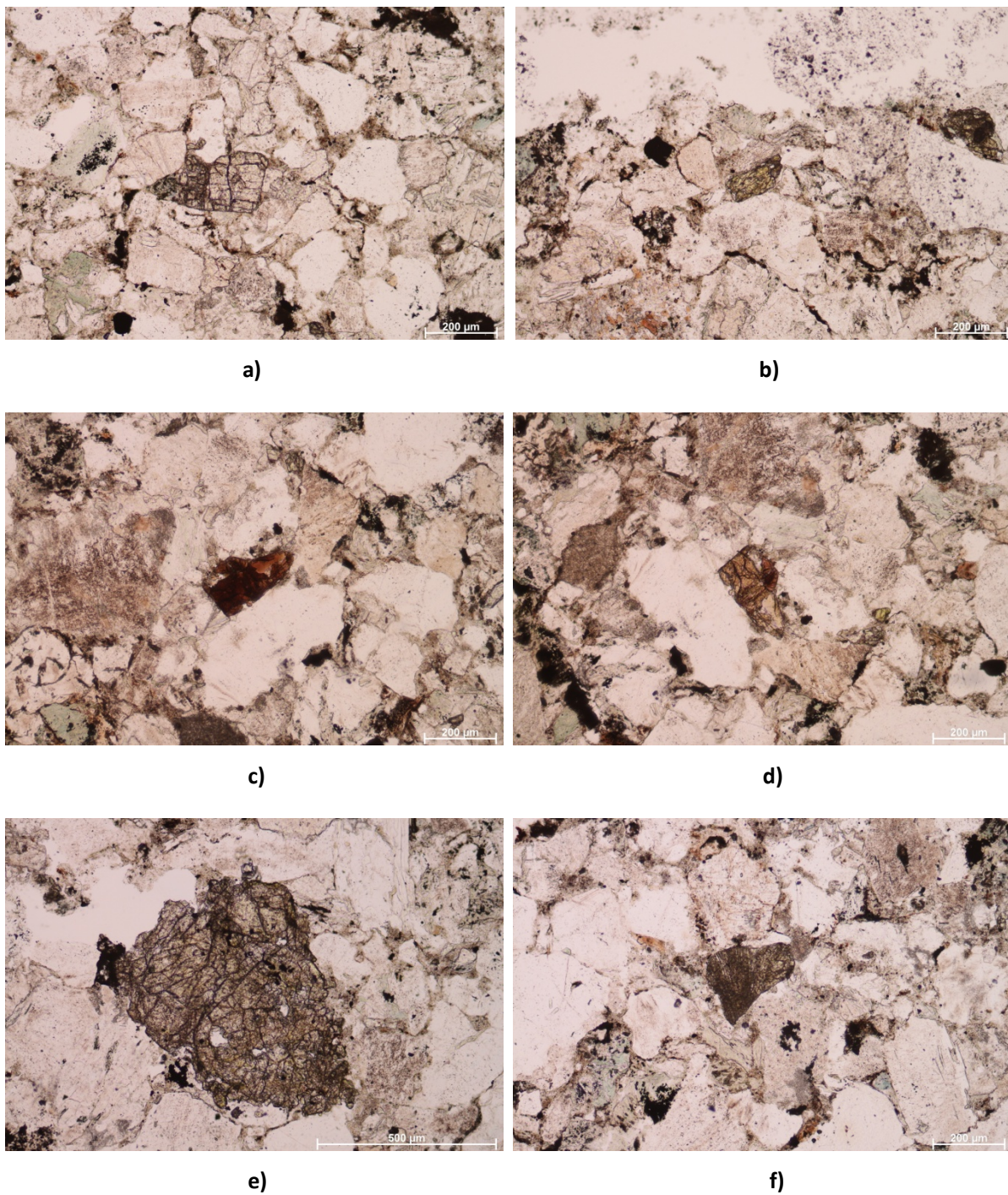
Slika 5.1: Srednje sortirani srednjezrnati litični arenit (uzorak PgB–2A); **a)** bez uključenog analizatora; **b)** s uključenim analizatorom – N+.

i šejlova (sitnozrnatih klastita). Neki od litičnih fragmenata prikazani su na slici 5.2. Kvarc je drugi najzastupljeniji sastojak ovog pješčenjaka, a pojavljuje se s udjelom od oko 28% (preračunato ~32% $Q_{(t)}$). Pritom, udio zrna monokristalnog kvarca (Q_m) iznosi oko 15%, a onih polikristalnog kvarca (Q_p) oko 13%. Među zrnima monokristalnog kvarca, najčešće se pojavljuju ona s valovitim (unduloznim) potamnjenjem, dok se ona s istodobnim nalaze znatno rjeđe. Udio minerala grupe feldspata iznosi oko 10% (preračunato ~12% F). Pojavljuju se praktički svi minerali ove grupe koji se obično i nalaze kao detritični sastojci u klastičnim sedimentima; a to su kalijski feldspati mikroklin i ortoklas, kiseli plagioklasi, kao i mikropertiti. Najčešće se pojavljuju zrna plagioklasa i mikroklina (niskotemperaturni varijetet K-feldspata), a rjeđe se nalaze zrna ortoklasa (srednjetemperaturni varijetet K-feldspata) i mikropertita (eksolucijsko proraštanje K-feldspata albitom). Dio se feldspata, međutim, a kao što je već spomenuto kod litičnih fragmenata, pojavljuje i u vidu monomineralnih agregata; detritičnih zrna koja se sastoje od dvaju ili više kristalnih jedinki feldspata, ne računajući naravno sraslace i zrna mikropertita (ekvivalent Q_p). No, za razliku od zrna polikristalnog kvarca koja se za potrebe klasificiranja pješčenjaka temeljem Pettijohn–Potter–Sieverove klasifikacije ubrajaju u "kvarc" (Q), agregati feldspata ubrajaju se u litične fragmente.

Zajednički udio svih ostalih, sporednih i akcesornih (dodatnih) detritičnih sastojaka iznosi oko 13%. A pojavljuju se: listićasti minerali grupe klorita i grupe tinjaca, minerali razreda karbonata (kalcit/dolomit), minerali grupe epidota, bezbojni granat, titanit, žuto-smeđe obojeni turmalin, bezbojni cirkon, rutil, apatit, kao i opâka zrna. Među listićastim



Slika 5.2: Neki od glavnih (litični fragmenti) i akcesornih detritičnih sastojaka u uzorku PgB-2A; **a)** granitoid s mikropisanom strukturom ("klinasto pismo") (N+; kvarcna faza u osvjetljenju!); **b)** alterirani bazalt (metabazalt); **c)** "pelitni škriljavac" kvarc-muskovitnog sastava (N+); **d)** muljnjak; **e)** cirkon (N+); **f)** granat s uklopcima kvarca. Desno od zrna granata vidi se i detritično zrno zelenog klorita.



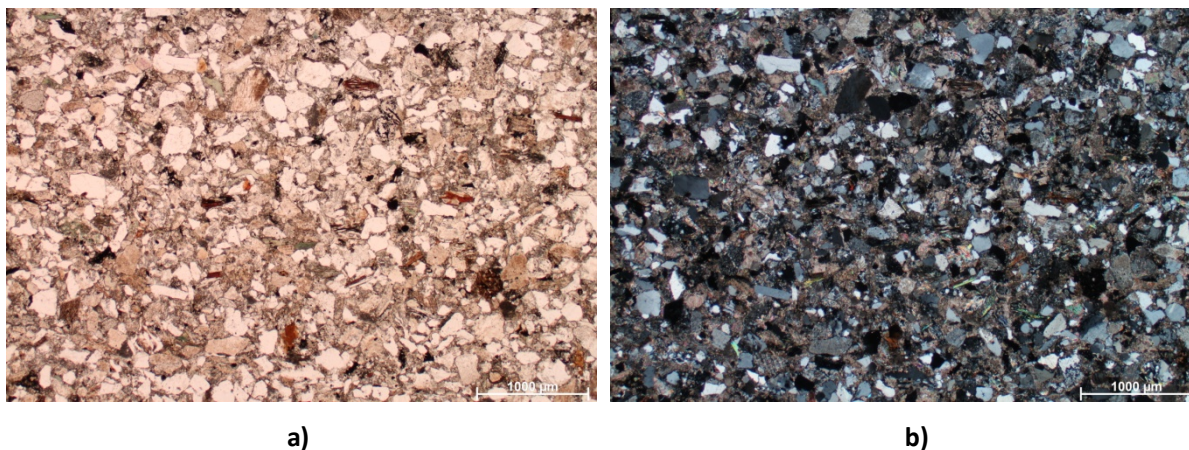
Slika 5.3: Detritična zrna i agregati minerala grupe epidota u uzorku PgB–2A; **a)** klinozoisit; **b)** epidot; **c i d)** piemontit (Mn^{3+} -nosivi mineral grupe epidota). Prikazano je isto zrno zakrenuto za 90° , a da bi se uočio za piemontit vrlo karakteristični jaki pleokroizam; **e)** zrnati agregat epidota i klinozoisita (+Qtz); **f)** radijalnozrakasti agregat epidota i klinozoisita. Sve mikrofotografije imaju isto povećanje.

mineralima, najčešće se pojavljuju kloriti, koji mogu biti zeleno, te znatno rjeđe, plavo-ljubičasto ili ružičasto obojeni. Od tinjaca, nalaze se muskovit i minerali serije biotita. Neka su zrna biotita djelomično alterirana u klorit (kloritizacija). Kloriti i muskovit pojavljuju se i u vidu sitnolističastih agregata. No, u ovoj skupini najvažnije mjesto zasigurno zauzimaju minerali grupe epidota. Pojavljuju se epidot, klinozoisit, a kao pojedinačna zrna i ona piemontita (Mn^{3+} -nosivi mineral grupe epidota). Osim kao monokristalina zrna, epidot i klinozoisit pojavljuju se i u vidu zrnatih, te radijalnozrakastih agregata izgrađenih od epidota i/ili klinozoisita \pm kvarc (Sl. 5.3). Neki od ostalih akcesornih detritičnih sastojaka prikazani su na slici 5.2.

Pješčenjak se odlikuje zrnko- ili klastnopotpornim sklopom (*fabric*) s točkastim i tangencijalnim kontaktima među detritičnim zrnima. U intergranularnim porama detritičnih zrna nalazi se mikrokristalini kalcitni cement ($CaCO_3$). Struktura (*texture*) je tipična psamitno-klastična (Sl. 5.1).

Petrografska analiza drugog uzorka pješčenjaka (PgB–6A) pokazala je da se radi o srednje do dobro sortiranom sitnozrnatom litičnom arenitu (Sl. 5.4). U odnosu na uzorak PgB–2A (Sl. 5.1), ovaj je litični arenit sitnozrnatiji, te nešto bolje sortiran.

Kao glavni detritični sastojci pojavljuju se litični fragmenti, kvarc, te minerali grupe feldspata. Litični su fragmenti i u ovome pješčenjaku najzastupljeniji sastojak, a njihov udio iznosi oko 38% (odnosno preračunato $\sim 45\%$ L). Ako bi se udjelu litičnih fragmenata pribrojio i udio zrna polikristalinskog kvarca (Q_p), njihov zajednički udio iznosio bi oko 49% (preračunato $\sim 57\%$ L_t). Najčešće se pojavljuju fragmenti magmatskih i metamorfnih stijena, dok su oni sedimentnih stijena nešto rjeđi. Najveći se dio fragmenata "granitoida" pojavljuje u vidu mono- ili poliminerálnih, kvarcom i/ili feldspatima (\pm tinjci) bogatih agregata, a koji vjerojatno potječu od trošenja granitoida, sijenitoida i/ili dioritoida, ili pak njihovih metamorfnih ekvivalenata, kao što su gnajsevi. Rjeđe se pojavljuju i fragmenti granitoida s mikropisanom, te mirmekitskom strukturom. Često se pojavljuju fragmenti sitnozrnatih metamorfita, poput "pelitnih škriljavaca" ($Ms \pm Qtz$) i mikrokvacita. Nalaze se i fragmenti bazaltoida alterirani u agregate plagioklasa i klorita (metabazalti). Rjeđe se pojavljuju i fragmenti sitnozrnatih klastita (muljnjaka i šejlova), ali i fragmenti karbonatnih stijena, poput vapnenaca kristaliničnog i mikritnog tipa (madstoni). Kvarc je drugi najzastupljeniji sastojak ovog pješčenjaka, a pojavljuje se s udjelom od oko 31% (preračunato $\sim 36\%$ Q_(t)). Udio zrna monokristalinskog kvarca (Q_m) iznosi oko 20%, a onih polikristalinskog kvarca (Q_p) oko 11%.

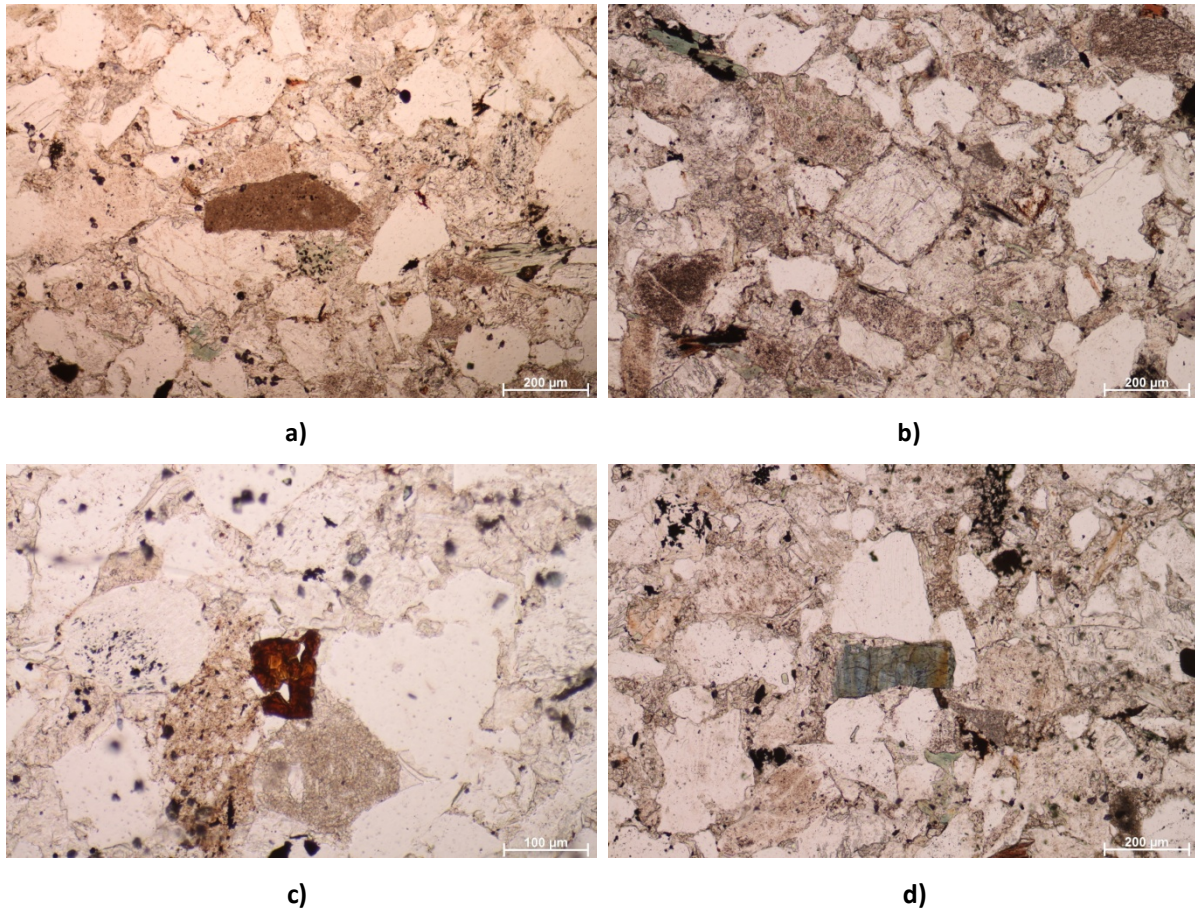


Slika 5.4: Srednje do dobro sortirani sitnozrnati litični arenit (uzorak PgB–6A); **a)** bez uključenog analizatora; **b)** s uključenim analizatorom – N+.

Među zrnima monokristalino^g kvarca, najčešće se pojavljuju ona s valovitim potamnjenjem, dok se ona s istodobnim nalaze znatno rjeđe. Udio minerala grupe feldspata iznosi oko 17% (preračunato ~19% F). Najčešće se nalaze zrna kiselih plagioklasa, a nešto rjeđe ona K-feldspata (mikrokлина i ortoklasa) i mikropertita.

Udio ostalih, sporednih i akcesornih detritičnih sastojaka iznosi oko 14%. A pojavljuju se: listićasti minerali grupe tinjaca i grupe klorita, minerali razreda karbonata (kalcit/dolomit), Cr-nosivi spinel ("kromni spinel"), turmalini (žuto-smeđe, zelenkasto, te plavičasto obojeni), cirkoni (bezbojni, te zelenkasto obojeni), granati (bezbojni, te zelenkasto obojeni), apatit, rutil, epidot, kao i opâka zrna. No, u ovoj skupini najvažnije mjesto zauzimaju listićasti minerali, odnosno filosilikati (s udjelom od čak 9%!). Najčešće se pojavljuju tinjci, među kojima su zrna minerala serije biotita osobito brojna, dok su ona muskovita nešto rjeđa. Neka zrna biotita djelomično su alterirana u klorit (kloritizacija). Česti su i kloriti, koji mogu biti zeleno, te rjeđe, plavo-ljubičasto ili ružičasto obojeni. Muskovit i kloriti često se pojavljuju i u vidu sitnolistićastih agregata. U dijelovima preparata zapaža se i preferirana orijentacija listićastih minerala, posebno dobro vidljiva uslijed prisutnosti brojnih zrna biotita i zelenog klorita. Neki od detritičnih sastojaka karakterističnih za uzorak PgB–6A prikazani su na slici 5.5.

Pješčenjak se odlikuje klastnotpompnim sklopom s točkastim i tangencijalnim kontaktima među detritičnim zrnima. U intergranularnim porama detritičnih zrna nalazi se mikrokristalini kalcitni cement (CaCO_3). Udio cementa nešto je viši nego u uzorku PgB–2A,



Slika 5.5: Neki od detritičnih sastojaka karakterističnih za uzorak PgB–6A; **a)** mikritni vapnenac – madston (*mudstone*); **b)** euhedralno (idiomorfno) zrno romboedrijskog karbonata (vjerojatno dolomit); **c)** "kromni spinel" (s uključenim pomoćnim kondenzorom); **d)** turmalin.

a što je vjerojatno posljedica sitnijih dimenzija zrna. Struktura je psamitno-klastična (Sl. 5.4).

Mnoga detritična zrna u ovim pješčenjacima imaju kalcitom "nagrižene" rubove, ili su čak i intenzivnije zahvaćena procesom poznatijim kao kalcitizacija (potiskivanje drugih minerala kalcitom), a što je posebno izraženo u slučaju detritičnih zrna feldspata i kvarca. Osim cementa, pojavljuju se i sitnozrnati agregati autigenog pirita (FeS_2), lijepo vidljivi u reflektiranom svjetlu.

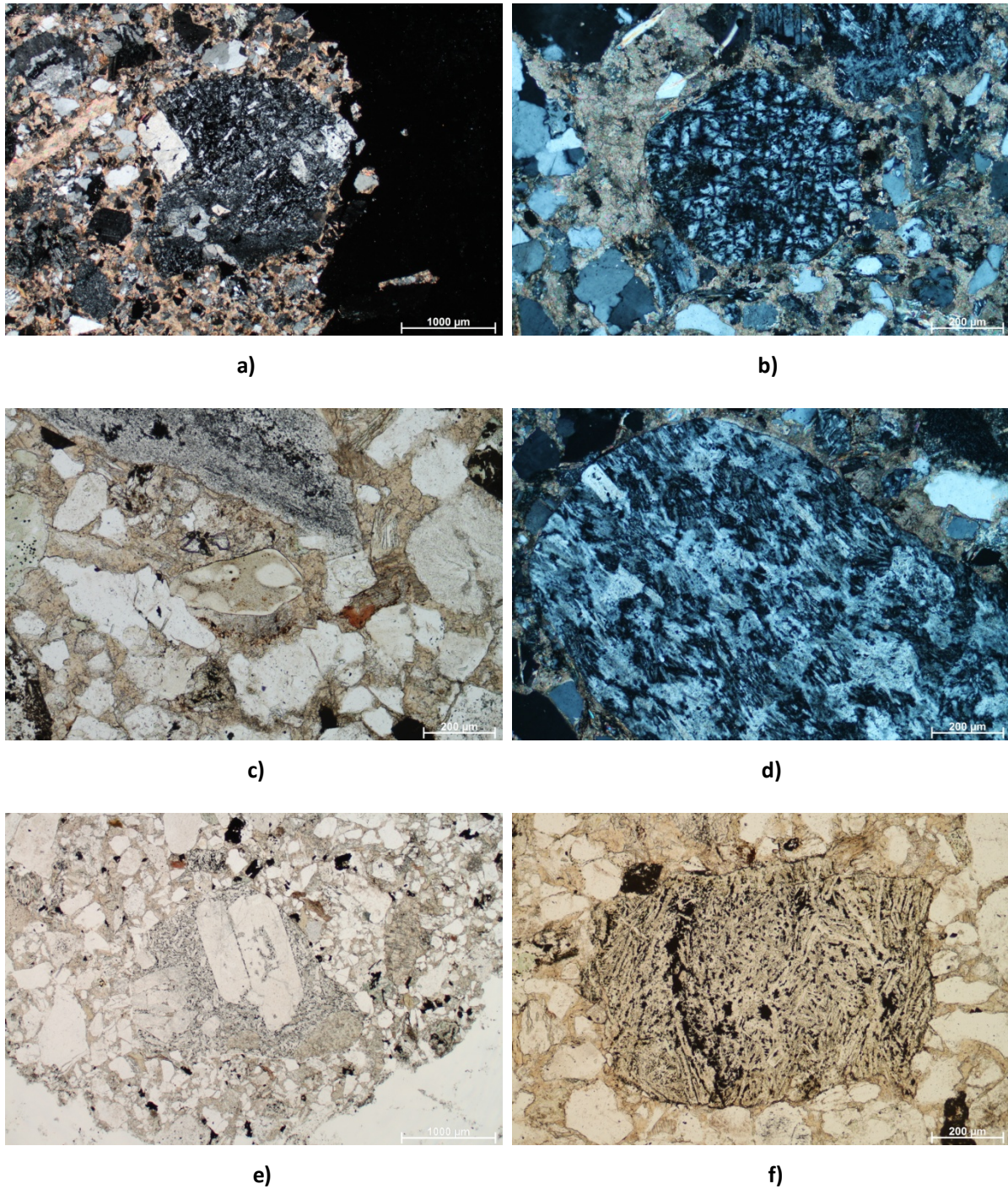
Mjestimično su vidljive i egzokinetičke (sekundarne), tenzijske (vlačne) mikropukotine ispunjene kalcitom (kalcitne mikrožile).

5.1.2. Konglomerati

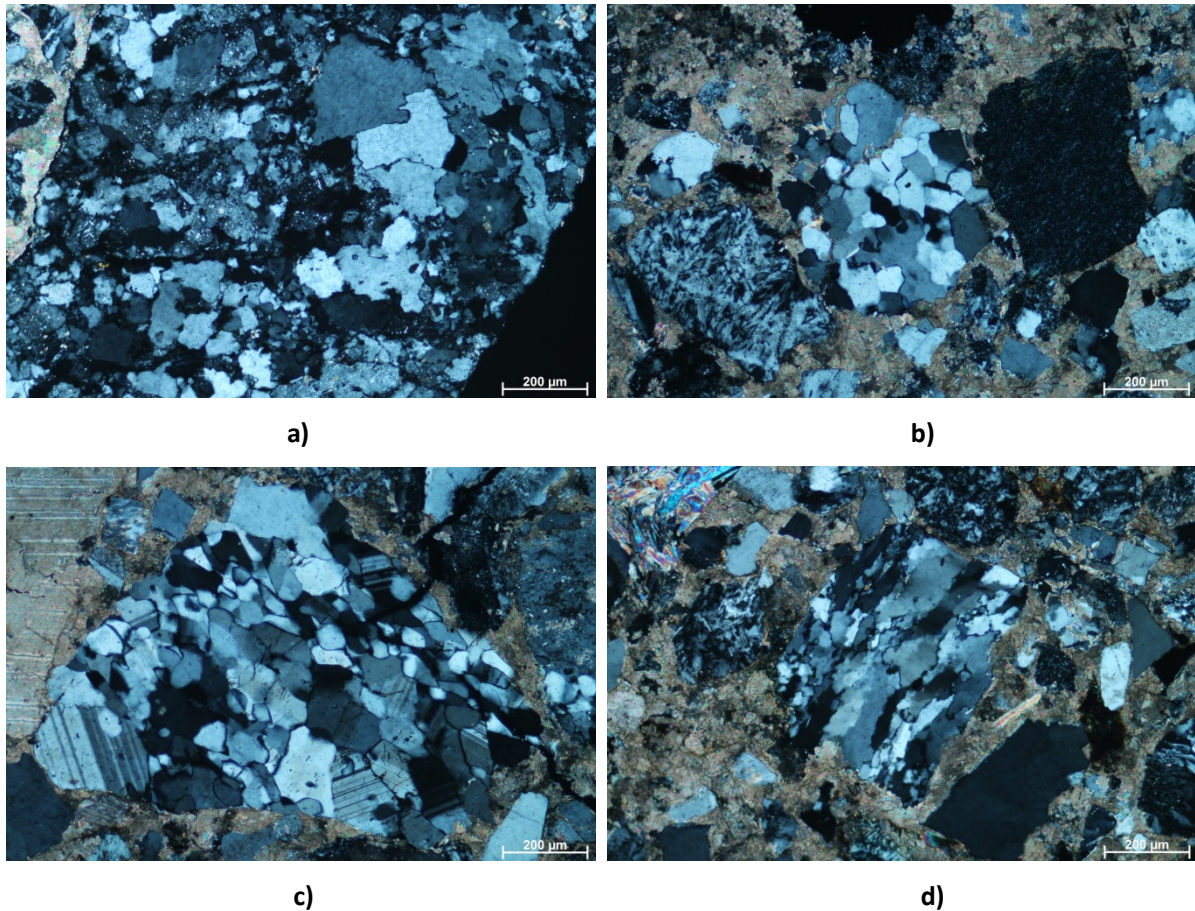
Petrografska analiza matriksa matriksnopotpornih konglomerata (uzorci PgB–1A i PgB–1B) pokazala je da su najzastupljeniji litoklasti magmatskih stijena, među kojima se posebno ističu oni efuzivnih (vulkanskih) stijena.

Fragmenti vulkanita predstavljeni su dvama, bitno različitim skupinama stijena; skupinom felsičnih (leukokratskih) vulkanita, te skupinom mafitnih (melanokratskih) vulkanita. Felsični su vulkaniti predstavljeni fragmentima riolitoida i trahitoida (Sl. 5.6 a–d). Riolitoidi se najčešće odlikuju porfirnom strukturom, s fenokristalima (utruscima) K-feldspata i/ili kvarca u holokristalinoj osnovnoj masi (feldspati ± kvarc). Posebno su zanimljive pojave sferulita, odnosno feldspatskih agregata sa sferulitnom strukturom (Sl. 5.6 b). Sferuliti su radijalnozrakasti agregati vlaknastih ili igličastih kristala, najčešće K-feldspata (± kvarc), a koji su česti u prirodnim staklom bogatim felsičnim vulkanskim stijenama (posebno riolitima), gdje najčešće nastaju upravo devitrifikacijom istoga (VERNON, 2004). Pojavljuju se i relativno dobro zaobljeni fragmenti devitrificiranog felsičnog vulkanskog stakla s aksiolitnom strukturom. Fragmenti trahitoida nalaze se rjeđe, a odlikuju se tipičnom trahitnom strukturom (takozvana "struktura toka"). Mafitni vulkaniti predstavljeni su fragmentima bazaltoida različitih strukturnih tipova (Sl. 5.6 e i f). Međutim, gotovo su svi fragmenti bazaltoida alterirani u agregate u kojima su mafitni minerali (a možda i izvorno staklo) izmijenjeni u klorite, odnosno mikro- do kriptokristalini agregat klorita, tako da se svi fragmenti odlikuju prilično jednoličnim sastavom (metabazalti). U porfirnim varijetetima, kao fenokristali uvijek se pojavljuju plagioklasi (*plagioclase-phyric*), dok je osnovna masa holokristalina (plagioklasi + kloriti). Intruzivni ekvivalenti predstavljeni su fragmentima granitoida, kao i onima mikrogranitoida i mikrosijenitoida (sitnozrnate stijene granitnog i/ili sijenitnog sastava i granularne strukture) (Sl. 5.7 a). Fragmenti granitoida najčešće se odlikuju tipičnom zrnatom (granularnom) strukturom, no najzanimljiviji su oni u kojima kvarc i feldspati međusobno proraštaju, a nalaze se fragmenti s mikropisanom (granofirsko proraštanje), kao i oni s mirmekitskom strukturom. Pojavljuju se i plagioklasima bogati fragmenti sa strukturama koje nalikuju dijabaznoj i gabro strukturi, te koji bi možda mogli predstavljati i fragmente dijabaza i/ili gabra (izuzetno loša očuvanost!).

Česti su i litoklasti metamorfnih stijena. One su predstavljene regionalno metamorfnim stijenama različitih stupnjeva metamorfizma, od vrlo niskog do visokog stupnja (amfibolitni facijes), nastalim iz pelitnih, semipelitnih, kvarcnih i kvarcno-feldspatskih protolita. Najčešće

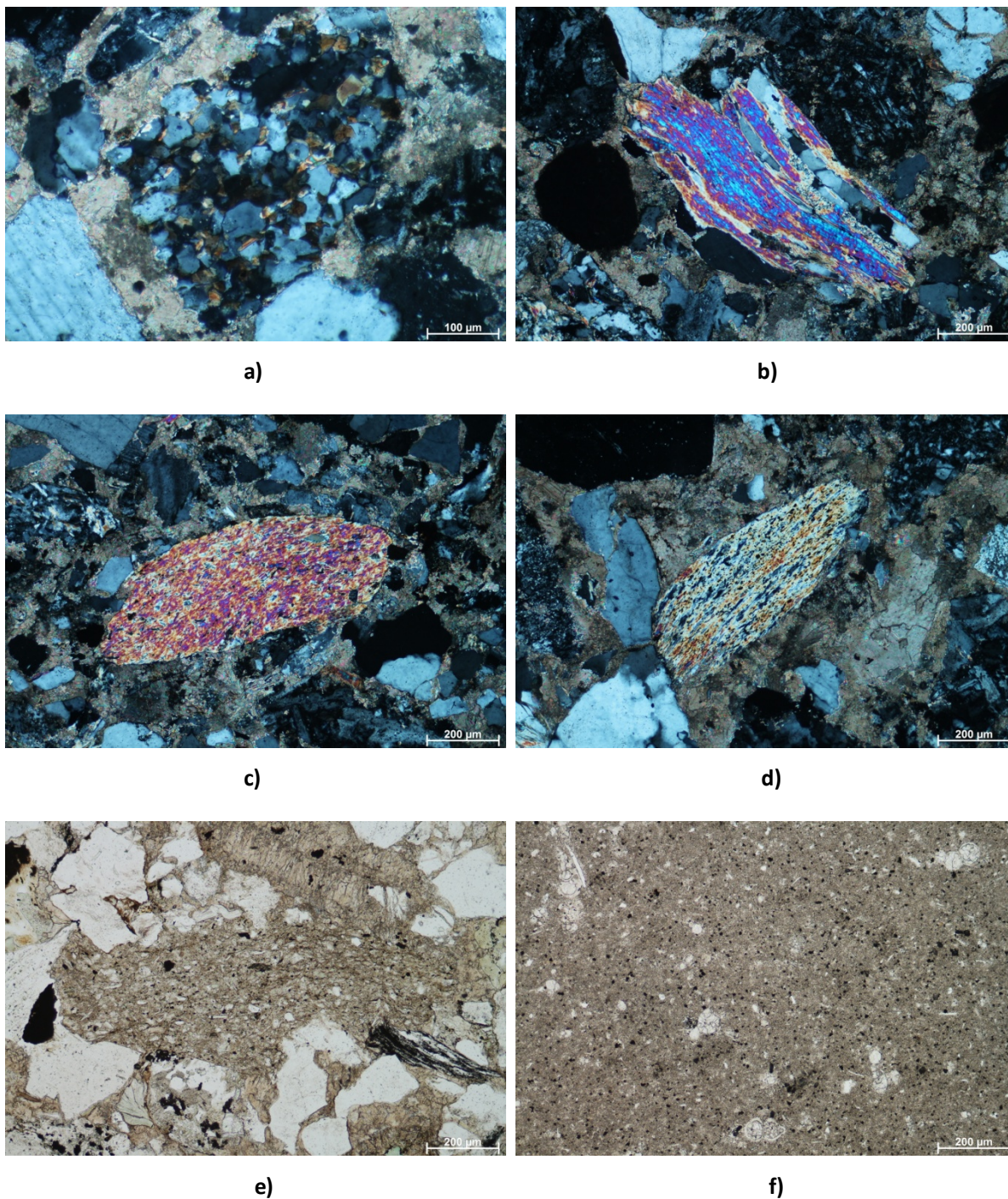


Slika 5.6: Litoklasti efuzivnih magmatskih stijena (vulkanita) i metavulkanita u konglomeratima; **a)** porfiritni riolit s fenokristalima K-feldspata (sanidina?) i kvarca (N+); **b)** agregat feldspata sa sferulitnom strukturom. Najvažnija dijagnostička značajka sferulita pojava je takozvanog "tamnog križa" (*extinction cross*), vidljivog s uključenim analizatorom (N+); **c)** felsično vulkansko staklo (devitrificirano); **d)** trahit (N+); **e)** porfiritni bazalt s fenokristalima plagioklasa (*plagioclase-phyric*); **f)** alterirani bazalt (metabazalt).



Slika 5.7: Litoklasti granitoida i nekih metamornih stijena (kvarcni i kvarcno-feldspatski protoliti) u konglomeratima; **a)** mikrogranit (N+); **b)** kvarc (N+); **c)** granofels (Ab + Qtz). U gornjem dijelu zrna zapaža se pojava lećastog "uslojavanja" kvarca (*lenticular compositional layering*) (N+); **d)** deformirani agregat kvarca s vidljivim "podzrnima" (*subgrains*) unutar pojedinih kvarcnih zrna u agregatu (N+).

se pojavljuju fragmenti metamorfita nastalih dinamo-termalnom metamorfozom semipelitnih i pelitnih protolita, s bolje ili lošije razvijenom sekundarnom folijacijom (škriljavošću/klivažem), a koji su u metamorfnoj petrologiji poznatiji pod zajedničkim nazivom "pelitni škriljavci" (*pelitic schists*). To su fragmenti kvarcom bogatih metasemipelita, slejtova, filita i škriljavaca kvarc-muskovitnog sastava (Sl. 5.8 a–d). Fragmenti kvarcita i mikrokvarcita (kvarcni protoliti), kao i oni granofelsa (kvarcno-feldspatski protoliti) nalaze se rjeđe, a odlikuju se tipičnom poligonalnom granoblastičnom strukturom (takozvani "poligonalni agregati") (Sl. 5.7 b i c). Pojavljuju se i fragmenti magmatskih stijena metamorfoziranih u vrlo niskom stupnju metamorfizma (*subgreenschist* facijesi), poput fragmenata metariolita i metagranitoida, ili već spomenutih metabazalta.



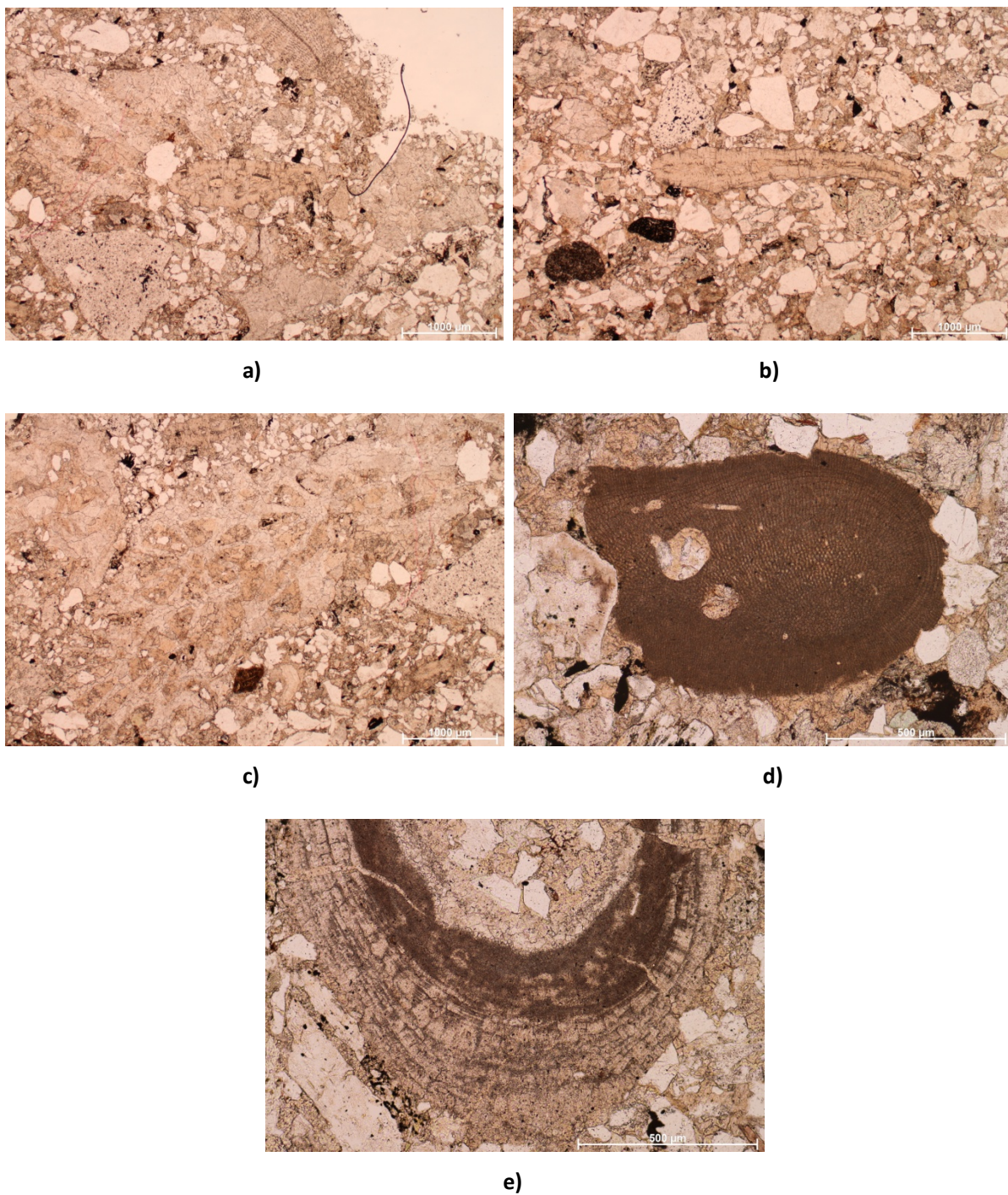
Slika 5.8: Litoklasti nekih metamornih (semipelitni i pelitni protoliti) i sedimentnih stijena u konglomeratima; **a)** agregat kvarca i biotita u metasemipelitu visokog stupnja metamorfizma (škriljavac/gnajs?) (N+); **b–d)** "pelitni škriljavaci" (*pelitic schists*) kvarc-muskovitnog sastava različitih stupnjeva metamorfizma, a posljedično i dimenzija zrna. Metamorni stupanj opada od "b" (visoki) prema "d" (niski) (N+); **e)** šejl; **f)** prahoviti globigerinski vekston (*wackestone*) – biomikrit.

Osim folijacija, fragmenti magmatskih i metamorfnih stijena ponekad pokazuju i neke druge elemente struktura deformiranih stijena, odnosno tektonita; poput pojava takozvanih "podzrna" (*subgrains*) u zrnima kvarca i plagioklasa (Sl. 5.7 d), a koja nastaju kao posljedica oporavka (*recovery*) zrna tijekom ili nakon deformacije (VERNON, 2004).

Litoklasti sedimentnih stijena sporedni su sastojci. To su fragmenti sitnozrnatih klastita, odnosno siltita (prahovnjaka), muljnjaka i šejlova, ali i sitnozrnatih pješčenjaka tipa grauvara, te karbonata, točnije vapnenaca kristaliničnog i mikritnog tipa (madstoni/vekstoni) (Sl. 5.8 e i f).

Za razliku od pješčenjaka, u čijim preparatima nisu utvrđeni nikakvi fosilni ostatci, konglomerati sadrže relativno bogatu fosilnu floru i faunu (Sl. 5.9). Pojavljuju se fragmenti crvene alge *Lithothamnion* sp. iz familije koralinaceja (Corallinaceae, Rhodophyta). Zatim slobodnoživuće bentičke foraminifere *Nummulites* sp., *Operculina* sp. (Nummulitidae) i *Discocyclina* sp. (?D. ex. gr. *dispansa* Sowerby) (Discocyclinidae). Pojavljuju se i fragmenti mahovnjaka (Bryozoa), kao i fragmenti ljuštura školjkaša (Pelecypoda), te kućice puževa (Gastropoda). Kućice numulitida često su fragmentirane, te u većoj ili manjoj mjeri rekristalizirane. Skeleti mekušaca (Mollusca) potisnuti su sparitnim kalcitom (*replacement*), često u vidu mozaičnog sparitnog kalcitnog cementa koji sada u preparatu ispunjava kalupe njihovih skeleta (pseudomorfoze). Posebno su zanimljive pojave inkrustacija, odnosno obraštanja jezgri inkrustirajućom bentičkom foraminiferom *Acervulina* (*Solenomeris*) sp. (Acervulinidae), kao i crvenom algom *Neogoniolithon* sp. (Corallinaceae) u zajednici s foraminiferom *Acervulina* sp. (rodoidi?)⁵ (Sl. 5.9 e). Jezgre oko kojih obraštaju alge i foraminifere i strukturom i sastavom identične su glavnini materijala u preparatu, te bi možda mogle predstavljati nekakav oblik intraformacijskih tvorevina ("intraklasti").

⁵ Rodoficejski algalni onkoidi ili rodoidi; odnosno rodoliti (*rhodolites*) sensu BOSELLINI & GINSBURG (1971) (u: TIŠLJAR, 2001).



Slika 5.9: Fosilna flora i fauna u konglomeratima; **a)** bentička foraminifera *Nummulites* sp.. U gornjem dijelu mikrofotografije, uz rub preparata, vidi se i *Discocyclina* sp.; **b)** bentička foraminifera *Operculina* sp.; **c)** fragment mahovnjaka (Bryozoa); **d)** fragment crvene alge *Lithothamnion* sp.; **e)** crvena alga *Neogoniolithon* sp. i bentička foraminifera *Acervulina* (*Solenomeris*) sp. u obraštaju oko jezgre (rodoid?).

5.2. ODREĐIVANJE UDJELA CaCO_3 METODOM OTAPANJA

Maseni udio kalcij karbonata ($w(\text{CaCO}_3)$) u analiziranim se uzorcima kreće u rasponu od ~9 do ~34%. U pješčenjacima, maseni udio CaCO_3 iznosi 14,87 (uzorak PgB-2A), odnosno 33,80% (PgB-6A), dok je u šejlovima taj udio nešto niži, te iznosi 9,08 (PgB-2B), odnosno 17,95% (PgB-6B) (Tablica 1).

Tablica 1: Maseni udio kalcij karbonata ($w(\text{CaCO}_3)$) u pješčenjacima (uzorci PgB-2A i PgB-6A) i šejlovima (PgB-2B i PgB-6B), te maseni udio teških minerala ($w(\text{HM})$) i ZTR indeks (ZTRi) u pješčenjacima. Vrijednosti masenog udjela HM i ZTR indeksa odnose se samo na promatranu frakciju (63–125 μm). Uzorak PgB-6B, a temeljem trokomponentnog dijagrama CaCO_3 –glina–prah (silt), pripada kalcitičnim šejlovima (>10% CaCO_3) (po KONTA, 1973 u: TIŠLJAR, 2004).

Uzorak	Lokalitet	$w(\text{CaCO}_3)$ [%]	$w(\text{HM})$ [%] (63-125 μm)	ZTRi [%] (63-125 μm)
PgB-2A	Šamarica (2)	14,87	6,29	7
PgB-2B		9,08		
PgB-6A	Gornja Stupnica (6)	33,80	2,80	23
PgB-6B		17,95		

5.3. ANALIZA TEŠKIH MINERALA

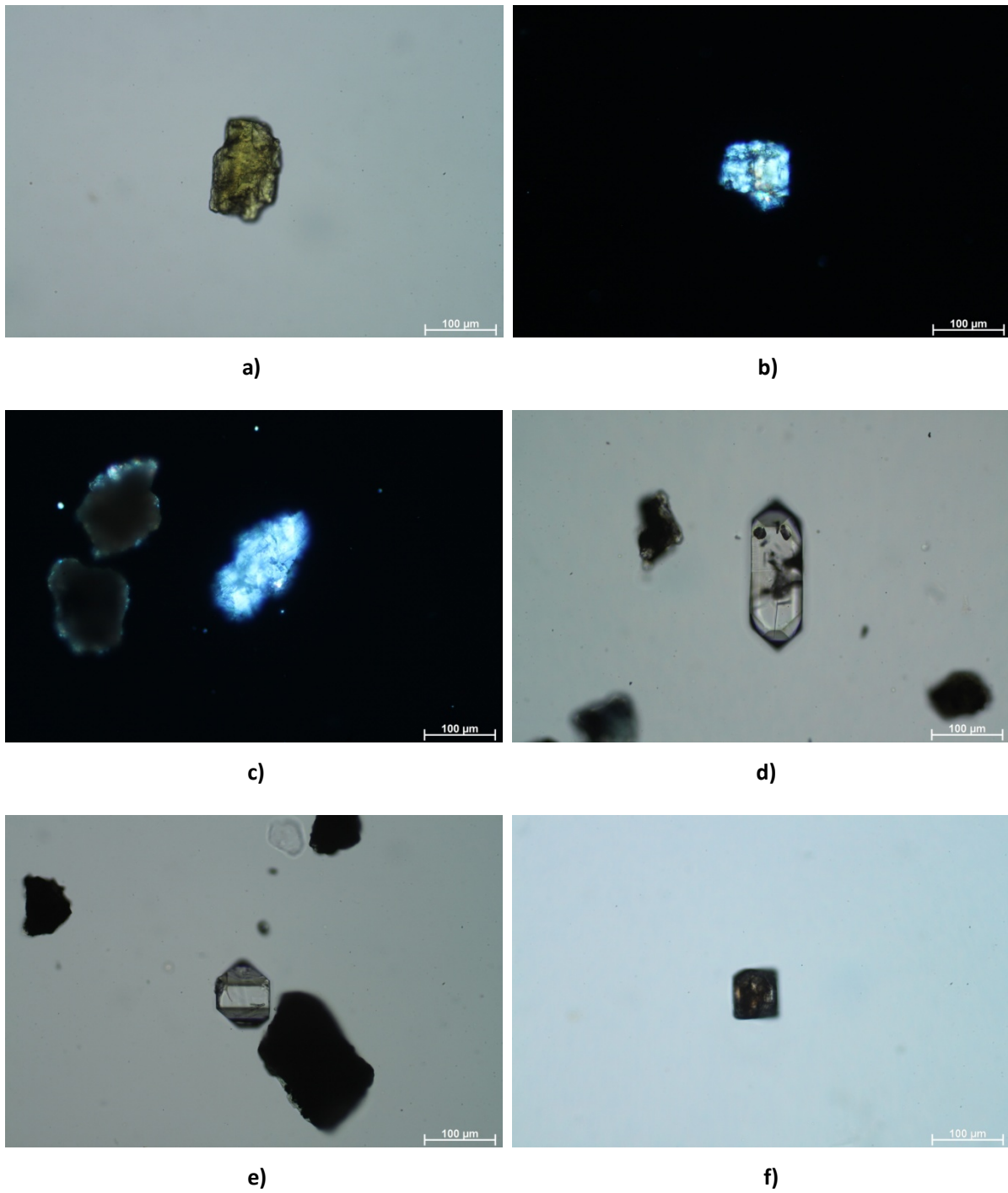
Maseni udio teških minerala (w (HM)) u frakcijskim uzorcima pješčenjaka iznosi 6,29 (uzorak PgB–2A), odnosno 2,80% (PgB–6A) (Tablica 1). Dakle, ove se vrijednosti odnose isključivo na maseni udio HM u promatranoj frakciji 63–125 µm (vrlo sitni pijesak).

Rezultati analize teških minerala (cHMA) prikazani su u tablici 2.

U uzorku PgB–2A, od ukupnog broja izbrojanih zrna (100%), 4% pripada skupini opâkih minerala, 4% mineralima serije biotita, 15% mineralima grupe klorita (zeleni, plavo-ljubičasti), dok su najzastupljenija zrna minerala iz skupine transparentnih nelističastih teških minerala (THM), čiji udio iznosi 77% (Tablica 2). U skupini transparentnih nelističastih teških minerala (THM), utvrđeno je 8 različitih mineralnih vrsta/skupina. Od ukupnog broja izbrojanih zrna u ovoj skupini (100%), daleko najzastupljenija su ona minerala skupine klinozoisit/epidot, čiji udio iznosi čak 54%. Slijede ih zrna minerala grupe granata, čiji udio iznosi 29% (bezbojni, ružičasti, zelenkasti, narančasti). Udio preostalih mineralnih vrsta/skupina pojedinačno ne prelazi 5%. Tako je udio titanita 5%, minerala grupe turmalina 4% (smeđi), minerala niza apatita 3%, cirkona 2% (bezbojni), rutila 2%, dok je udio Cr-nosivih spinela ("kromnih spinela") manji od 1% (Tablica 2). U ovome su uzorku 2 zrna bila neodrediva (<1%). Vrijednost ZTR indeksa iznosi 7% (Tablica 1). Pri detaljnom pregledu

Tablica 2: Sastav teških mineralnih zajednica u frakcijskim uzorcima pješčenjaka (uzorci PgB–2A i PgB–6A). Kratice i simboli: Bt – biotit; Chl – klorit; Dol – dolomit; Rt – rutil; Tur – turmalin; Zrn – cirkon; Ap – apatit; Grt – granat; Cr-spl – "kromni spinel" (Cr-nosivi spinel); Ttn – titanit; Czo/Ep – klinozoisit/epidot; n.i. – neidentificirana zrna; Tot. – ukupno (*Total*); + – <1%.

Uzorak	Teški minerali (HM) [%]						Transparentni nelističasti teški minerali (THM) [%]									
	Opâki	Bt	Chl	Dol (?)	THM	Tot.	Rt	Tur	Zrn	Ap	Grt	Cr-Spl	Ttn	Czo/Ep	n.i.	Tot.
PgB–2A	4	4	15		77	100	2	4	2	3	29	+	5	54	+	100
PgB–6A	1	42	37	+	20	100	2	14	6	36	16	24		1	+	100



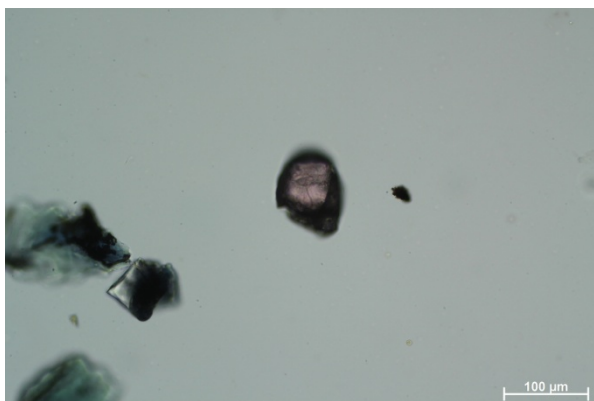
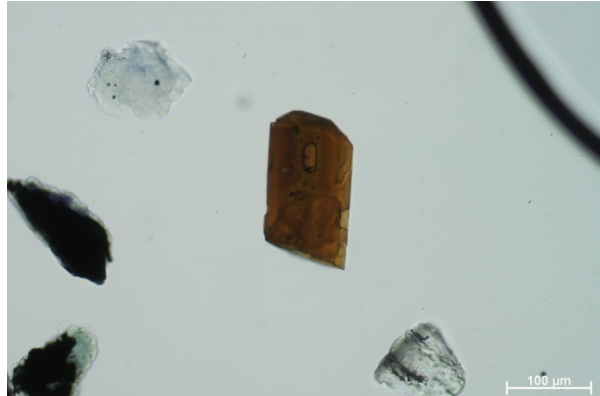
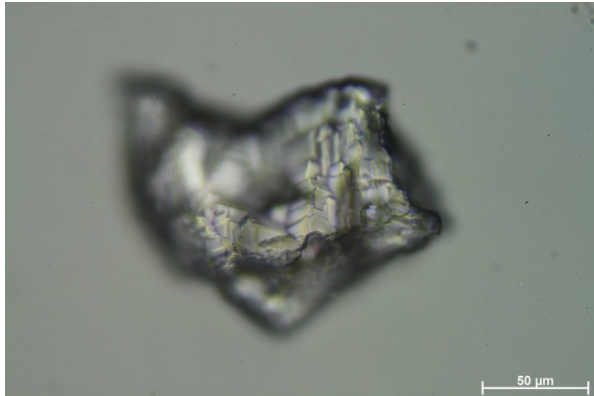
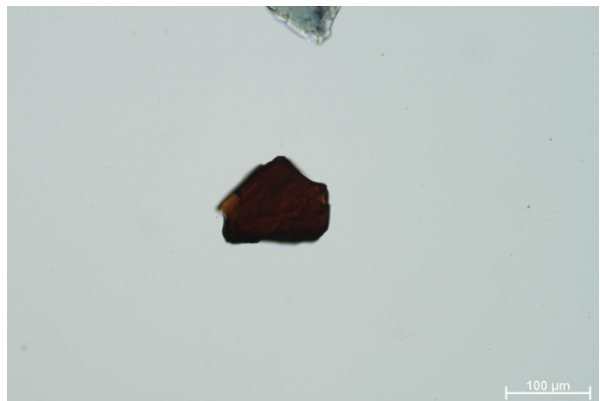
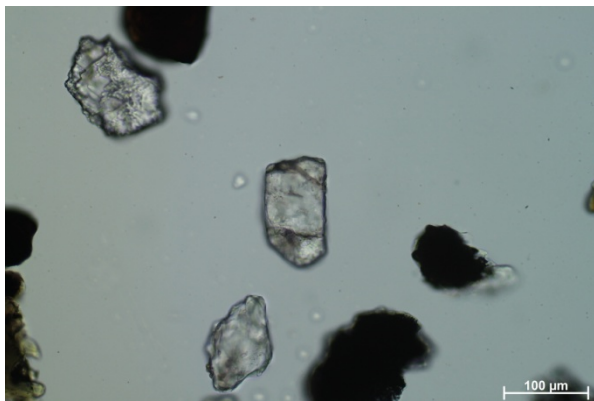
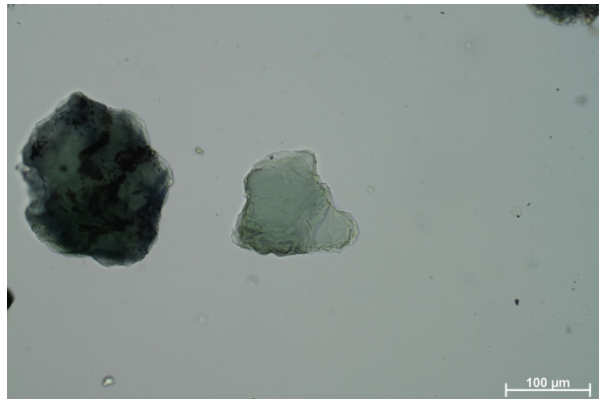
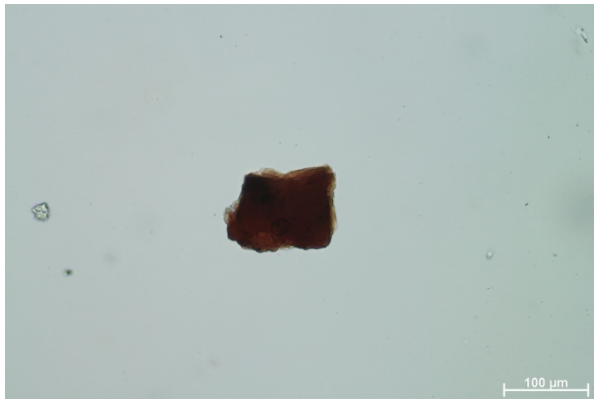
Slika 5.10: Neka od detritičnih zrna iz teške mineralne frakcije uzorka PgB-2A; **a)** epidot; **b)** klinzoisit (N+); **c)** anizotropni granat (N+); **d)** cirkon (1); **e)** cirkon (2); **f)** kasiterit (SnO_2).

preparata zabilježena su i pojedinačna zrna piemontita, kasiterita (SnO_2) (Sl. 5.10 f), a možda i brookita?. Neka od detritičnih zrna iz teške mineralne frakcije uzorka PgB–2A prikazana su na slici 5.10.

Od ukupnog broja izbrojanih zrna (100%) u uzorku PgB–6A, 1% pripada skupini opâkih minerala, 42% mineralima serije biotita, 37% mineralima grupe klorita (zeleni, plavo-ljubičasti), te svega 20% mineralima THM skupine. U ovome je uzorku određeno i jedno detritično zrno romboedrijskog karbonata, najvjerojatnije dolomita, odnosno minerala serije dolomit–ankerit (<1%) (Tablica 2). U skupini transparentnih nelističastih teških minerala (THM), utvrđeno je 7 različitih mineralnih vrsta/skupina. Od ukupnog broja izbrojanih zrna u ovoj skupini (100%), 36% pripada mineralima niza apatita, 24% Cr-nosivim spinelima, 16% mineralima grupe granata (bezbojni, ružičasti), 14% mineralima grupe turmalina (zeleni, smeđi), 6% cirkonu (bezbojni, žučkasti, ljubičasti), 2% rutilu, te svega 1% mineralima skupine klinozoisit/epidot (Tablica 2). U ovome je uzorku 1 zrno bilo neodredivo (<1%). Vrijednost ZTR indeksa iznosi 23% (Tablica 1). Pri detaljnom pregledu preparata zabilježeno je i nekoliko zrna titanita (nisu zahvaćena statističkom raspodjelom!). Neka od detritičnih zrna iz teške mineralne frakcije uzorka PgB–6A prikazana su na slici 5.11.

Slika 5.11: Neka od detritičnih zrna iz teške mineralne frakcije uzorka PgB–6A; s lijeva na desno, odozgo prema dolje: biotit; klorit (zeleni); apatit. Bezbojno zrno u gornjem lijevom kutu mikrofotografije je granat; "kromni spinel" (Cr-nosivi spinel); granat s na površini zrna razvijenim takozvanim "plohamo jetkanja" (*etch facets*). Ove zubolike "jetkane plohe" nastaju uslijed unutarstojnog otapanja zrna tijekom dijageneze, a karakteristične su za granate s većih dubina zalijeganja (*deep burial*) (MANGE & MAURER, 1992); smeđi turmalin; ljubičasti cirkon; rutil s polisintetskim sraslačkim lamelama. Vidljiva su dva sustava sraslačkih lamela, orijentirana dijagonalno u odnosu na plohe prizme (nisu vidljive). U preparatu su zabilježena i zrna koljenčastih (*knee-shaped*) sraslaca rutila.

▼▼▼



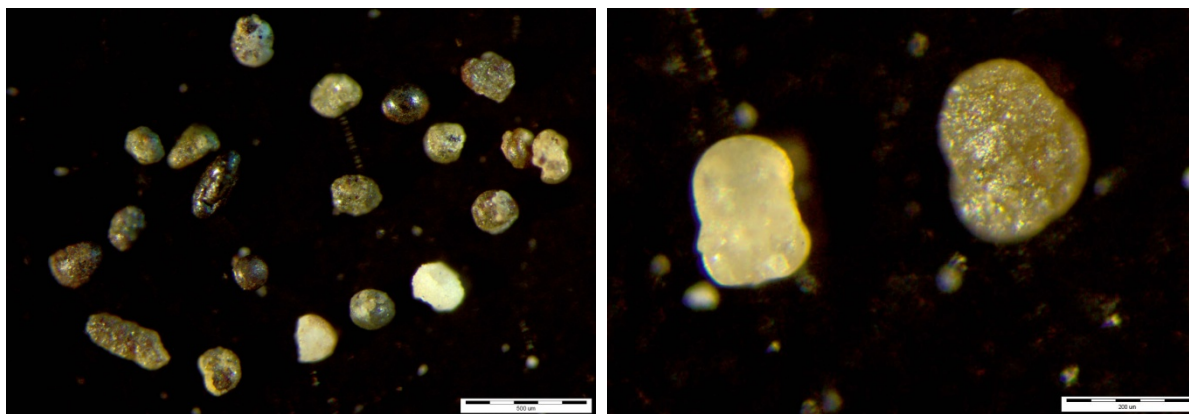
5.4. MIKROPALAEONTOLOŠKA ANALIZA

Preliminarna mikropaleontološka analiza pjeskovitih šejlova (uzorci PgB–2B i PgB–6B) dala je nažalost veoma oskudne, ali svejedno zanimljive rezultate. Naime, u uzorku šejla s područja Gornje Stupnice (PgB–6B) utvrđena je relativno loše očuvana fosilna fauna foraminifera i ostrakoda (Tablica 3; Sl. 5.12), dok analiza drugoga uzorka, onoga s područja Šamarice (PgB–2B), nažalost nije dala pozitivan rezultat (afosiliferan uzorak).

Uslijed deformiranosti, te česte fragmentacije fosilnih ostataka, ali i impregnacije piritom (FeS₂) (Sl. 5.12 a), mikrofosili iz uzorka PgB–6B bili su veoma teško odredivi, te ih se nije moglo odrediti na "nivou" vrste (*species*). Tako je, na primjer, fosilne ostatke foraminifera bilo moguće odrediti samo na "nivou" roda (*genus*), dok, zbog izuzetno loše

Tablica 3: Taksonomija (sistematika) i starost mikrofosila određenih iz uzorka PgB–6B. U tablici su navedene samo one taksonomske kategorije koje u sistematici foraminifera imaju veći značaj (po LOEBLICH & TAPPAN, 1988). Oznake: (p) – planktonske foraminifere; (b) – bentičke foraminifere.

	SUBORDO (podred)	FAMILIA (porodica)	GENUS (rod)	Starost
FORAMINIFERIDA (foraminifere)	GLOBIGERININA (p)			
		Truncorotaloididae	<i>Acarinina</i> sp.	Pc ₃ - E ₂
			<i>Morozovella</i> sp.	Pc ₂ - E ₂
		Catapsydracidae	<i>Subbotina</i> sp.	Pc ₁ - Ol ₁
		Globanomalinidae	<i>Globanomalina</i> sp.	Pc ₃ - Ol ₁
	TEXTULARIINA (b)			
		Bathysiphonidae	<i>Bathysiphon</i> sp.	(T ₃ - rec.)
	LAGENINA (b)			
	Vaginulinidae	<i>Lenticulina</i> sp.	(T ₃ - rec.)	
OSTRACODA (ostrakodi)				



a)

b)

Slika 5.12: Fosilna mikrofauna iz uzorka PgB–6B; **a)** zajednica planktonskih i bentičkih foraminifera. Uslijed oksidacije pirita (FeS_2), na pojedinim se jedinkama lijepo vide i različite interferencijske boje (plava, zelena, crvena, smeđa); **b)** jedinke planktonskih foraminifera *Subbotina* sp. (lijevo) i *Globanomalina* sp. (desno).

očuvanosti, fosilni ostatci ostrakoda uopće nisu mogli biti detaljnije taksonomski određeni (osim da se radi o ostacima ljušturica ostrakoda). Iz ovoga je uzorka uspješno određeno ukupno šest foraminiferskih rodova; četiri roda planktonskih (*Acarinina* sp., *Morozovella* sp., *Subbotina* sp. i *Globanomalina* sp.), te dva roda bentičkih foraminifera (*Bathysiphon* sp. i *Lenticulina* sp.) (Tablica 3).

6. RASPRAVA

6.1. STAROST SEDIMENATA

Temeljem rezultata mikropaleontološke analize (Tablica 3), kao i petrografske analize fosilnoga sadržaja u konglomeratima, jasno je da starost sedimenata nije moguće točno odrediti. No, bez obzira što u klastitima nisu određeni i provodni fosili, utvrđene fosilne zajednice ipak mogu pružiti određene informacije o starosti ovih sedimenata.

U šejlu s lokaliteta na području Gornje Stupnice (uzorak PgB–6B) utvrđena je fosilna zajednica planktonskih i bentičkih foraminifera, te ostrakoda (Tablica 3; Sl. 5.12), a koja podsjeća na onu karakterističnu za batijalne padinske okoliše (mlađeg) paleocena područja Tetisa (*Tethys*). To bi značilo da postoji određena vjerojatnost da je uzorak PgB–6B paleocenske, odnosno točnije gornjopaleocenske starosti (osobna komunikacija V. Premec–Fuček). Međutim, raniji su autori klastite s ovog lokaliteta, a temeljem foraminiferske zone *Acarinina bullbrooki*, kronostratigrafski odredili kao srednji eocen (JELASKA et al., 1970); uostalom kao i cijeli paleogenski kompleks na Banovini, koji po ovim autorima ima eocensku starost (E₂–E₃). No, već su BABIĆ & ZUPANIČ (1976) flišolike klastite na jednom susjednom lokalitetu (dolina potoka Stupnice), a temeljem planktonskih foraminifera iz familije globotruncanida, te vrste *Globorotalia pseudobulloides*, kronostratigrafski odredili kao gornji mastrihtij (K₂⁶), odnosno donji paleocen. Time je dokazano da taloženje klastita turbiditnog facijesa (fliša) započinje već krajem krede, ili najkasnije početkom paleocena, te da ovaj kompleks zahvaća bitno veći kronostratigrafski raspon od ranije utvrđenog. Na relativno nedavno objavljenom listu OGK RH 1:100.000 (Bosanski Novi), najveći dio paleogenskog kompleksa Banovine, kronostratigrafski gledano, pripada upravo paleocenu (ŠIKIĆ, 2014); uključujući i područje Gornje Stupnice, ali i područje Šamarice, s kojega je prikupljen drugi uzorak šejla (PgB–2B), a u čijem slučaju mikropaleontološka analiza nažalost nije dala pozitivan rezultat.

U matriksopotpornim konglomeratima s lokaliteta na području Gornje Bačuge (uzorci PgB–1A i PgB–1B) utvrđena je pak vidno alohtona fosilna zajednica crvenih algi (koralinaceja), "velikih" bentičkih foraminifera, mahovnjaka i mekušaca (Sl. 5.9), odnosno

tipična foramolska⁶ zajednica veoma karakteristična za plitkomorske (neritičke) okoliše (srednjeg) eocena područja Tetisa, a koja je u dublje dijelove bazena vjerojatno donesena s ruba plitkomorskog područja kao fosilni detritus, zajedno sa siliciklastičnim materijalom. Ovi konglomerati gotovo su sigurno eocenske, a najvjerojatnije srednjoeocenske starosti (osobna komunikacija V. Čosović). Iste zaključke glede starosti klastita s ovog lokaliteta donose i JELASKA et al. (1970).

⁶ **foramol** = **foraminiferida** + **mollusca** (uglavnom bentičke foraminifere i mekušci + koralinaceje, mahovnjaci, bodljikaši i ostrakodi).

6.2. SASTAV I PROVENIJENCIJA PALEOGENSKIH KLASTITA

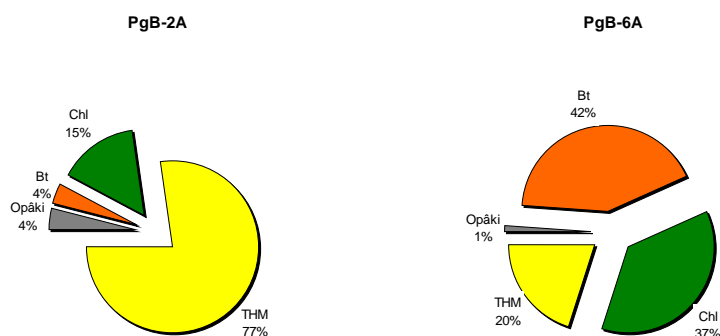
6.2.1. *Udio karbonata (carbonate content)*

Iz rezultata prikazanih u tablici 1 vidljivo je da postoji zamjetna razlika u masenim udjelima kalcij karbonata ($w(\text{CaCO}_3)$), odnosno udjelima kalcij karbonatne komponente među klastitima (pješčenjaci i šejlovi) s dva banijska lokaliteta (Šamarica vs. Gornja Stupnica).

Naime, udio CaCO_3 u klastitima s lokaliteta na području Gornje Stupnice, a koji se kreće u rasponu od ~18 do ~34%, znatno je viši od onoga u klastitima s lokaliteta na području Šamarice (~9–15%). Petrografska analiza pješčenjaka pokazala je da su detritična zrna karbonata zastupljenija u uzorku PgB–6A (Gornja Stupnica), ali da se u tom uzorku pojavljuju i litoklasti karbonatnih stijena (kristalinični i mikritni vapnenci), a koji pak potpuno izostaju u uzorku s lokaliteta na području Šamarice (PgB–2A). Pa iako su ovim istraživanjem, u tom smislu, obuhvaćeni klastiti sa samo dva banijska lokaliteta, dobiveni podatci slažu se s podacima ranijih autora, a koji su utvrdili da udio karbonata u pješčenjacima (a onda i ostalim klastitima) unutar paleogenskog kompleksa raste u smjeru juga i zapada, odnosno, generalno govoreći, prema jugozapadu (JELASKA et al., 1970). Tako na nešto zapadnije smještenom lokalitetu na području Trepče, kao rubnom području Banovine prema Kordunu, flišolike naslage paleocenske starosti (takozvani "paleocenski fliš") pokazuju još više vrijednosti; naime, udio kalcij karbonata u ovim klastitima kreće se u rasponu od 17 (u kalcitičnim šejlovima/laporima) do preko 60% (u "mikrobrečama") (BENIĆ et al., 1983). Zanimljiv je i podatak da se udio CaCO_3 u litičnim arenitima tog lokaliteta kreće u rasponu od 27 do čak 62% (BENIĆ et al., 1983).

6.2.2. *Udio listićastih teških minerala u pješčenjacima*

Iz rezultata analize teških minerala vidljivo je da među pješčenjacima (uzorci PgB–2A i PgB–6A) postoji velika razlika u udjelu listićastih teških minerala (u okviru teške mineralne zajednice) (Tablica 2; Sl. 6.1). Naime, u teškoj mineralnoj zajednici uzorka PgB–6A daleko najzastupljeniji su upravo minerali serije biotita i grupe klorita, dok su minerali THM skupine u potpunosti podređeni. To i nije toliko neuobičajena pojava, posebno u slučaju klorita, koji



Slika 6.1: Udjeli glavnih skupina teških minerala u frakcijskim uzorcima pješčenjaka (uzorci PgB–2A i PgB–6A), s jasno vidljivom razlikom u udjelu listićastih teških minerala. Kratice: Bt – biotit; Chl – klorit; THM – transparentni nelistićasti teški minerali. Kako je udio dolomita? u uzorku PgB–6A manji od 1%, on nije prikazan na dijagramu (vidi → Tablica 2). Po podacima iz tablice 2.

ponekad znaju dominirati teškom mineralnom frakcijom (MANGE & MAURER, 1992). Petrografska analiza pješčenjaka pokazala je da je udio filosilikata i u ukupnom detritusu uzorka PgB–6A iznimno visok (~9%) (što, doduše, uključuje i muskovit).

Biotiti su, uz muskovit, najrasprostranjeniji tinjci i najvažniji petrogeni filosilikati koji se pojavljuju u gotovo svim magmatskim i metamorfnim stijenama, ali su posebno karakteristični za granitoide i granitske pegmatite, te škriljavce i gnajseve (MANGE & MAURER, 1992). Slabo su otporni na kemijsko trošenje, pa njihova pojava u pješčenjacima može ukazivati na slabo kemijsko trošenje izvorišnih stijena (i detritusa tijekom transporta), odnosno prevladavanje mehaničkog nad kemijskim trošenjem (TIŠLJAR, 2004).

Kloriti su pak tipični minerali regionalno metamorfnih stijena niskog do srednjeg stupnja metamorfizma, a posebno su karakteristični za facijes zelenih škriljavaca (*greenschist* facijes; koji je ime i dobio po za klorite karakterističnoj boji) (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004). Međutim, kloriti se često pojavljuju i u hidrotermalno alteriranim magmatskim stijenama, gdje kao sekundarni minerali nastaju na račun primarnih feromagnezijskih (Fe–Mg) minerala, poput olivina, piroksena, amfibola i/ili tinjaca, posebno biotita (hidrotermalna kloritizacija) (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004). Često se nalaze i u hidrotermalnim žilama (TIŠLJAR, 2004). Za razliku od biotita, kloriti u sedimentnim stijenama mogu biti i autigeni (MANGE & MAURER, 1992).

Iz navedenog je jasno da biotiti i kloriti nisu dobri indikatori izvorišnih stijena (*source rocks*), ali da mogu biti indikatori nekih drugih provenijencijskih parametara; poput biotita,

koji bi mogao poslužiti kao reljefno-klimatski indikator, ukazujući na aridnu ili semiaridnu klimu u izvorišnom području (*source area*).

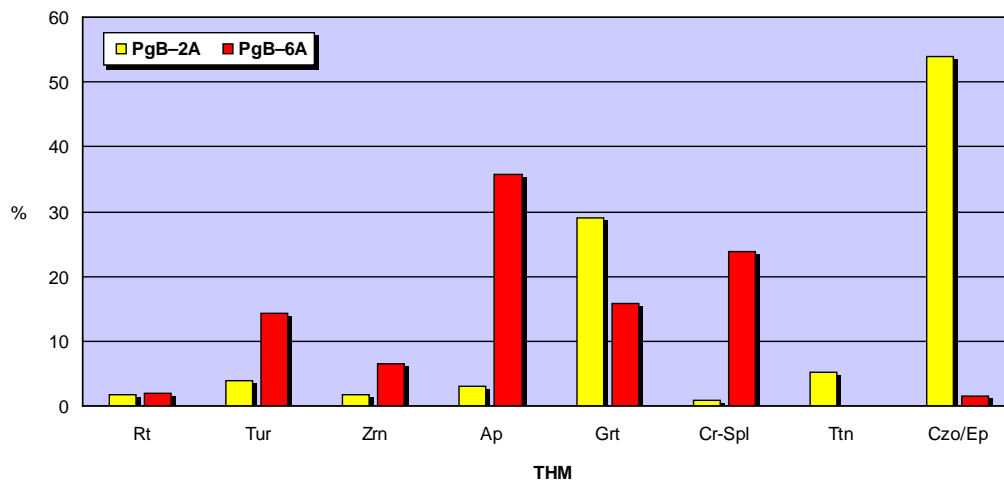
6.2.3. Sastav transparentnih nelističastih teških mineralnih zajednica u pješčenjacima

Razlika među pješčenjacima (uzorci PgB–2A i PgB–6A) vidljiva je i u slučaju sastava transparentnih nelističastih teških mineralnih zajednica (Tablica 2; Sl. 6.2).

Dok u uzorku PgB–2A u ovoj zajednici prevladavaju minerali skupine klinozoisit/epidot (>50%!), te minerali grupe granata, u zajednici uzorka PgB–6A prevladavaju minerali niza apatita, Cr-nosivi spinel ("kromni spinel"), granati, te minerali grupe turmalina (Sl. 6.2).

U uzorku PgB–2A dominantan mineral, epidot, pojavljuje se u mnogim paragenezama, no smatra se tipičnim kontaktno–metasomatskim i hidrotermalnim mineralom (SLOVENEK & BERMANEC, 2003). Uz klinozoisit, posebno je važan sastojak regionalno metamorfnih stijena niskog do srednjeg stupnja metamorfizma, odnosno stijena facijesa zelenih škriljavaca, te epidot-amfibolitnog facijesa (MANGE & MAURER, 1992). Klinozoisit se ponekad nalazi i u stijenama facijesa plavih škriljavaca (*blueschists*) (MANGE & MAURER, 1992). Epidot se pojavljuje i u kontaktno metamorfnim stijenama (hornfelsi), skarnovima, te hidrotermalnim žilama (MANGE & MAURER, 1992; SLOVENEK & BERMANEC, 2003). Nalazi se i u magmatskim stijenama, češće u bazičnijim varijetetima (kao i klinozoisit), ali se kao akcesorni mineral pojavljuje i u granitoidima, pegmatitima i aplitima (MANGE & MAURER, 1992; SLOVENEK & BERMANEC, 2003). Čest je i kao sekundarni mineral u bazičnim vulkanitima (MANGE & MAURER, 1992). Epidot i klinozoisit relativno su nestabilni u takozvanom "dijagenetskom okolišu" (*diagenetic environment*), tako da u klastitima s većih dubina zalijeganja (*deep burial*), a uslijed unutarstojnog otapanja zrna, obično izostaju (ili se nalazi tek pokoje zrno) (MANGE & MAURER, 1992) (Sl. 6.3).

Granati su velika i raznolika grupa, dominantno metamorfnih minerala (SLOVENEK & BERMANEC, 2003). U sedimentnim stijenama, kao detritična zrna, obično se pojavljuju almandin i spessartin (iz serije pirlaspita), te grossular i andradit (iz serije ugrandita), a među kojima je almandinski granat najčešći (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004). Almandin je tipični mineral regionalno metamorfnih stijena srednjeg do visokog stupnja metamorfizma nastalih metamorfozom pelitnih protolita (škriljavci i gnajsevi). Rjeđe se nalazi



Slika 6.2: Sastav transparentnih nelističastih teških mineralnih zajednica (THM) u frakcijskim uzorcima pješčenjaka (uzorci PgB-2A i PgB-6A). Kratice: Rt – rutil; Tur – turmalin; Zrn – cirkon; Ap – apatit; Grt – granat; Cr-spl – "kromni spinel" (Cr-nosivi spinel); Ttn – titanit; Czo/Ep – klinozoisit/epidot. Po podatcima iz tablice 2.

i u nekim granitoidima i riolitima, kao akcesoran mineral (SLOVENEK & BERMANEC, 2003). Spessartin je pak tipični mineral granitskih pegmatita, skarnova i nekih škriljavaca (SLOVENEK & BERMANEC, 2003). Ugranditi (Ca^{2+} -nosivi granati), grossular i andradit, tipični su minerali kontaktno metamorfnih stijena nastalih metamorfozom karbonatnih protolita (mramori) i skarnova, a rjeđe i regionalno metamorfnih stijena nastalih metamorfozom karbonata (kalcitni škriljavci) (MANGE & MAURER, 1992). Nažalost, granate je, u izbruscima i/ili rasutim preparatima, nemoguće razlikovati samo temeljem optičkih karakteristika (najčešće boje). Za točnu determinaciju na zrnima je potrebno provesti i kemijsku analizu (MANGE & MAURER, 1992). Otporni su na mehaničko i kemijsko trošenje, ali su relativno nestabilni u dijagenetskom okolišu na većim dubinama zalijeganja, što dovodi do otapanja zrna i nastanka za granate vrlo specifičnih tragova po površini zrna, od kojih su najzanimljivije i najspektakularnije zubolike takozvane "jetkane plohe" (*etch facets*) (MANGE & MAURER, 1992) (Sl. 6.3).

Za uzorak PgB-2A karakterističan je i titanit. To je vrlo rašireni akcesorni mineral intermedijalnih i kiselih intruzivnih magmatskih stijena, a posebno je karakterističan za alkalijske sijenite i granite, te njihove pegmatite i aplitite (MANGE & MAURER, 1992; SLOVENEK & BERMANEC, 2003; TIŠLJAR, 2004). Pojavljuje se i u nekim metamorfnim

stijenama, poput škrljavaca, gnajseva, amfibolita i mramora (MANGE & MAURER, 1992). Nalazi se i u niskotemperaturnim hidrotermalnim žilama, te u skarnovima (MANGE & MAURER, 1992). Znatno rjeđe, pojavljuje se i u nekim vulkanskim stijenama (MANGE & MAURER, 1992). Slabo je otporan na kemijsko trošenje, te, slično epidotu, relativno nestabilan u dijagenetskom okolišu, gdje se obično otapa već u ranim fazama dijageneze (MANGE & MAURER, 1992) (Sl. 6.3).

Minerali niza apatita, koji dominiraju THM zajednicom uzorka PgB–6A, akcesorni su minerali praktički svih vrsta magmatskih i metamornih stijena, a pojavljuju se i u hidrotermalnim žilama (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004), zbog čega ne predstavljaju dobre indikatore izvorišnih stijena. U sedimentnim stijenama mogu biti i autigeni (MANGE & MAURER, 1992). Međutim, njihov značaj leži u činjenici da su relativno otporni na mehaničko i kemijsko trošenje, ali što je još i važnije, vjerojatno najstabilniji minerali u dijagenetskom okolišu, zbog čega se obično s visokim udjelima nalaze u geološki starijim sedimentima, kao i onima s većih dubina zalijeganja (a što često ide ruku pod ruku) (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1999).

Nasuprot apatitima, kromni je spinel zasigurno ponajbolji indikator izvorišnih stijena od svih teških minerala određenih iz oba uzorka pješčenjaka. To je tipični akcesorni mineral ultrabazičnih/ultramafitnih magmatskih stijena, poput peridotita, kao i metamornih stijena vrlo niskog stupnja metamorfizma, a koje su nastale metamorfozom ultramafitnih protolita (serpentiniti) (MANGE & MAURER, 1992). K tome, kromni je spinel vrlo otporan na mehaničko i kemijsko trošenje, te vrlo stabilan u dijagenetskom okolišu (MANGE & MAURER, 1992).

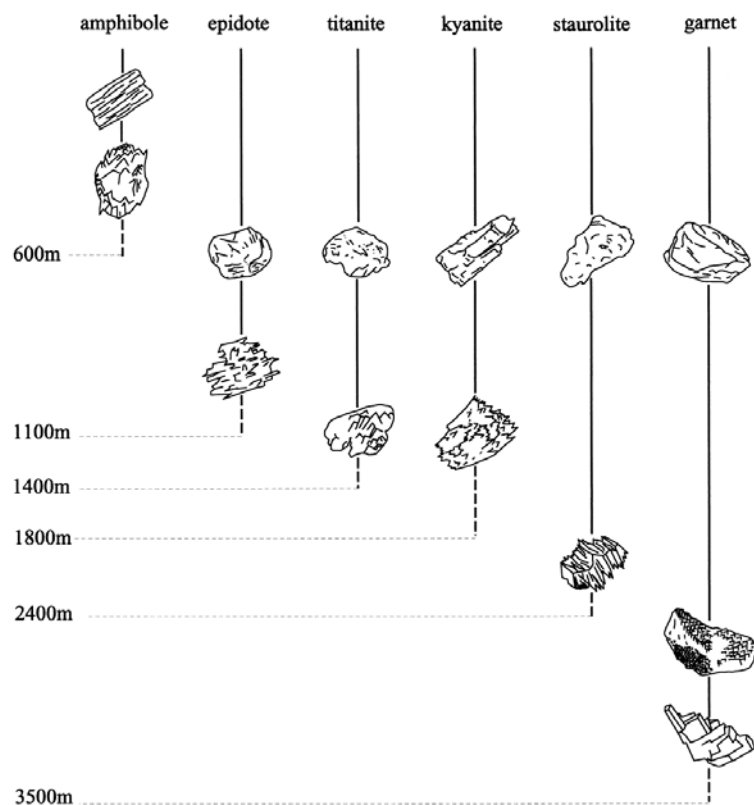
Cirkon, turmalin i rutil ultrastabilni su minerali, izuzetno otporni na mehaničko i kemijsko trošenje, te vrlo stabilni u dijagenetskom okolišu (MANGE & MAURER, 1992). Stoga ih je HUBERT (1962) upotrijebio kao kvantitativne pokazatelje mineraloške zrelosti zajednice teških minerala. Naime, mineraloška zrelost teške mineralne zajednice definirana je cirkon–turmalin–rutil indeksom (ZTRi); što je vrijednost tog indeksa viša, viša je i mineraloška zrelost zajednice.

Cirkon je jedan od najraširenijih akcesornih minerala u stijenama kontinentalne kore (različite magmatske i metamorfne stijene), ali je posebno karakterističan za kisele i intermedijalne magmatske stijene, poput granitoida i sijenitoida, granitskih i sijenitskih pegmatita, te njihovih efuzivnih ekvivalenata, posebno riolita (MANGE & MAURER, 1992; SLOVENEK & BERMANEC, 2003).

I turmalini su, kao i granati, vrlo kompleksna i raznolika grupa, dominantno pneumatolitskih minerala (SLOVENEK & BERMANEC, 2003). Pojavljuju se u granitoidima, granitskim pegmatitima, pneumatolitskim žilama, te u kontaktno i regionalno metamorfnim stijenama i grajzenima (MANGE & MAURER, 1992). Najčešći minerali grupe turmalina, dravit (Mg-nosivi), schorl (Fe-nosivi) i elbait (Li-nosivi), nalaze se u različitim stijenama, te potencijalno mogu biti dobri indikatori izvorišnih stijena. Schorl je karakterističan za granitoide, te neke škriljavce i gnajseve, elbait za granitske pegmatite i pneumatolitske žile (povezane s granitoidnim magmama), a dravit za neke škriljavce, metasomatske stijene (grajzene), te određene bazične magmatske stijene (MANGE & MAURER, 1992). Međutim, u izbruscima i rasutim preparatima, a bez provedene kemijske analize, nije moguće razlikovati detritična zrna jedne od druge vrste. Naime, kao i kod granata, boja minerala nije pouzdan indikator pripadnosti pojedinoj mineralnoj vrsti, iako se može reći da, generalno govoreći, s porastom udjela željeza (Fe^{2+}) turmalini poprimaju sve tamnije nijanse.

Rutil je pak vrlo rašireni akcesorni mineral metamorfnih stijena, a posebno je karakterističan za škriljavce, gnajseve i amfibolite, odnosno metamorfne stijene srednjeg do visokog stupnja metamorfizma (MANGE & MAURER, 1992). Istraživanja su pokazala da većina detritičnih rutila potječe upravo iz regionalno metamorfnih stijena visokog stupnja metamorfizma (MANGE & MAURER, 1992). Znatno rjeđe, pojavljuje se i u magmatskim stijenama, poput hornblendom bogatih intermedijalnih intruziva i nekih pegmatita, također kao akcesoran mineral (MANGE & MAURER, 1992). Najrezistentniji je od trojca cirkon–turmalin–rutil (MANGE & MAURER, 1992; TIŠLJAR, 2004).

Pa iako različite teške mineralne zajednice u prvome redu upućuju i na različitu provenijenciju, odnosno porijeklo detritusa, nekoliko je pokazatelja koji bi mogli ukazivati i na dijagenetsku modifikaciju izvorne teške mineralne zajednice u uzorku PgB–6A; odnosno na modifikaciju zajednice u dijagenetskom okolišu, a uslijed unutarstojnog otapanja (*intrastratal solution*) manje stabilnih minerala na većoj dubini zalijeganja (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1999). Na ovu pojavu ponajprije upućuje pojava takozvanih "facetiranih granata" (*faceted garnets*), s na površini zrna vrlo karakterističnim zubolikim "plohama jetkanja" (*etch facets*) (Sl. 5.11; lijevi stupac, treća odozgo), a za koje je dokazano da nastaju unutarstojnim otapanjem na većim dubinama zalijeganja (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1999) (Sl. 6.3). I zrna granata na kojima nisu zapažene "jetkane plohe" pokazuju brojne tragove intenzivnog otapanja na površini zrna (a zrna su i generalno manjih dimenzija nego ona u uzorku PgB–2A). Praktički potpuna odsutnost, u dijagenetskom okolišu većih dubina zalijeganja izrazilo



Slika 6.3: Distribucija nekih (manje stabilnih) teških minerala u odnosu na dubinu zalijeganja u gornjopaleocenskim pješčenjacima Sjevernog mora (po MORTON, 1984). Jasno se primjećuje smanjenje mineralne raznolikosti s porastom dubine zalijeganja (*burial depth*), a kao posljedice unutarstojnog otapanja zrna. Preuzeto iz MORTON & HALLSWORTH (1999).

nestabilnih minerala, poput minerala skupine klinozoisit/epidot ili titanita (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1999) (Sl. 6.3), također bi ovoj tezi mogla ići u prilog. Unutarstojno otapanje manje stabilnih minerala dovelo bi do relativnog obogaćenja na u dijagenetskom okolišu izuzetno stabilnih minerala, apatitu, te cirkonu, turmalinima i rutilu (MANGE & MAURER, 1992; MORTON & HALLSWORTH, 1999). U ovome kontekstu, posebno je zanimljiv "pik" na apatitu (Sl. 6.2), a koji se u dijagenetskom okolišu većih dubina zalijeganja smatra najstabilnijim mineralom (MORTON & HALLSWORTH, 1999). Ovu tezu mogli bi potvrđivati i kvantitativni podatci iz tablice 1. Naime, iako je udio teških minerala u frakcijskom uzorku uzorka PgB–6A bitno niži nego onaj u uzorku PgB–2A, vrijednost ZTR indeksa bitno je viša (23%), što ukazuje i na viši stupanj mineraloške zrelosti ove teške mineralne zajednice u usporedbi s onom u uzorku PgB–2A ($ZTR_i = 7\%$), a koja bi se jednim dijelom mogla pripisati i dijagenetskoj

modifikaciji teške mineralne zajednice. Nažalost, ove podatke nije moguće usporediti s rezultatima ranijih istraživanja, s obzirom da kvantitativni podatci ne postoje.

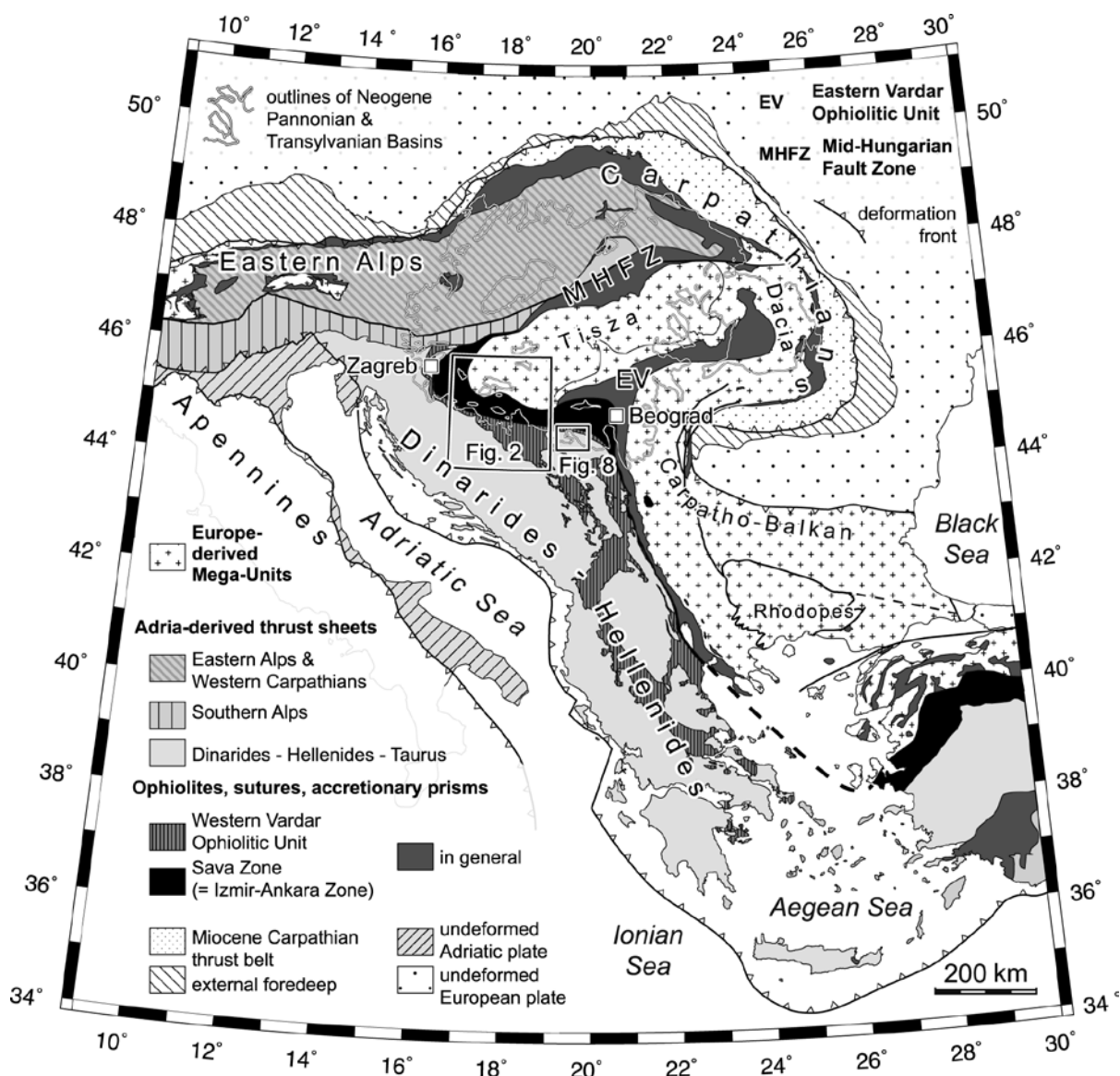
Međutim, razlika u udjelima Cr-nosivih spinela ("kromnih spinela") u teškim mineralnim zajednicama uzoraka PgB–2A i PgB–6A (Sl. 6.2), odnosno njegov izuzetno nizak udio u uzorku PgB–2A, ne može se objasniti eventualnom dijagenetskom modifikacijom (s obzirom da se radi o u dijagenetskom okolišu izuzetno stabilnom mineralu), a što je jasan pokazatelj da ovi pješčenjaci, barem u jednom svom dijelu, imaju i različite izvore.

6.2.4. Provenijencija

Generalno govoreći, može se reći da klastični materijal (detritus) koji izgrađuje paleogenske klastite područja Banovine najvećim dijelom potječe od trošenja različitih magmatskih i metamornih stijena, te samo manjim dijelom i od trošenja starijih sedimentnih stijena (klastiti i karbonati), o čemu pišu već i raniji autori (JELASKA et al., 1970; ŠEBEČIĆ, 1971; BABIĆ et al., 1976).

Dosadašnja istraživanja ovog, po svemu sudeći, velikog rubnog predgorskog bazena (*peripheral/flexural foreland basin*), čije se stijene u smjeru istoka pružaju sve do predjela sjeveroistočne Bosne (Majeвица, donji tok rijeke Drine) (JELASKA et al., 1970; JELASKA & BULIĆ, 1975; BABIĆ et al., 1976; JELASKA, 1978; BULIĆ et al., 1978), ukazuju da izvorišno područje detritusa ovih klastita u prvome redu treba tražiti u stijenama koje se nalaze sjeverno, odnosno sjeveroistočno od današnjeg rasprostiranja paleogenskih naslaga; na području Tisije (*Tisza Mega-Unit*), te posebno u okviru tektonske jedinice od izuzetnog regionalnog (pa i šireg) značaja, a koja je poznata pod nazivom "Sava zona" (*sensu* SCHMID et al., 2008), odnosno "Sava–Vardar zona" (*sensu* PAMIĆ, 2002) (Sl. 6.4). U radovima ranijih autora, izvorišno područje ovih klastita naziva se različitim imenima, poput "Panonski paleomasiv", "Panonska masa", ili "Panonsko–Transilvanski masiv" (vidi u JELASKA et al., 1970; BABIĆ et al., 1976; JELASKA, 1978), a što bi u modernoj reinterpetaciji odgovaralo stijenama Tisije.

Tisija je, kao i Dacija (*Dacia Mega-Unit*), jedna od mikroploča "europske provenijencije" (*Europe-derived*) duž južnoga ruba Europske, odnosno Euroazijske ploče, a koja je izgrađena od predmezozojske (?proterozojsko–paleozojske) podloge koja je pretrpjela predvariscički i sinvariscički metamorfizam, te permo–mezozojskog pokrova metamorfoziranog u niskom stupnju metamorfizma (USTASZEWSKI et al., 2010).



Slika 6.4: Glavne tektonske jedinice Alpa, Karpata, Dinarida i Helenida. Preuzeto iz USTASZEWSKI et al. (2010) (po SCHMID et al., 2008).

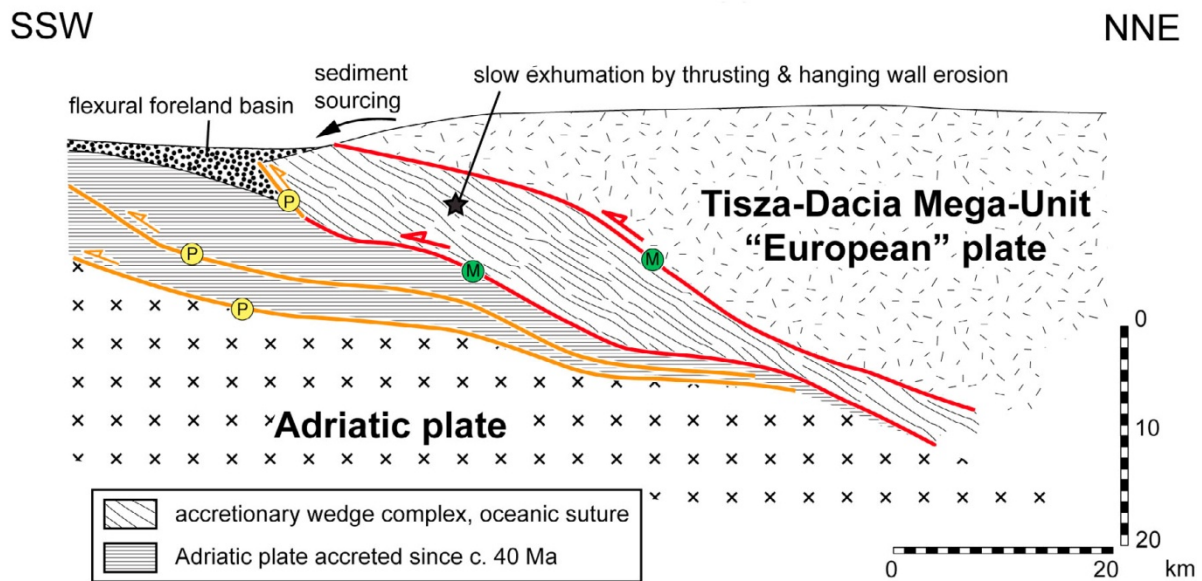
Sjeverozapadni krak Sava zone, koji se pruža od Beograda na istoku do Zagreba na zapadu, danas je u prosjeku 50-ak km široki "pojas" paralelan rijeci Savi (otuda i ime) (Sl. 6.4), a koji zapravo predstavlja suturu nastalu kontinentalnom kolizijom Jadranske mikroploče (*Adria*) i Tisije, do koje dolazi krajem krede, odnosno samim početkom paleogena (Sl. 6.5) (SCHMID et al., 2008; USTASZEWSKI et al., 2009; USTASZEWSKI et al., 2010). Ova je sutura izgrađena od gornjokrednih (točnije kampanijsko–mastrihtijskih): **a**) magmatskih stijena "oceanske provenijencije", većinom gabra/dolerita i bimodalnih vulkanita

(bazalti i rioliti)⁷, te kogenetskih pelagičkih vapnenaca; **b**) flišolikih klastita, vjerojatno dubokomorskog jarka (*trench sediments*); kao i **c**) metamorfita Barovljeve (*Barovian*) serije metamorfoziranih do zaključno amfibolitnog facijesa, a nastalih iz već spomenutih sedimentnih i vulkanskih protolita (različiti metasedimenti i metavulkaniti) (USTASZEWSKI et al., 2009; USTASZEWSKI et al., 2010). Iz navedenog je jasno da stijene Sava zone zapravo predstavljaju kasnokredni akrecijski klin (prizmu), odnosno tadašnji subdukcijski kompleks, čije su stijene pri kontinentalnoj koliziji, krajem krede i početkom paleogena, pretrpjele još i progresivni regionalni metamorfizam Barovljeve serije do amfibolitnog facijesa. Ove se stijene danas na površini pojavljuju samo na planinama sjeverne Bosne i istočne Hrvatske (sjeverni dio Kozare, Prosara, Motajica, Požeška i Moslavačka gora?), odnosno na svega nekoliko, poput "otoka" (*inselbergs*), međusobno odvojenih i udaljenih područja okruženih neogenskim i/ili kvartarnim sedimentima Panonskog bazena (Sl. 6.4) (SCHMID et al., 2008; USTASZEWSKI et al., 2009; USTASZEWSKI et al., 2010).

Međutim, kasnokredni vulkanizam bimodalnog tipa nije ograničen samo na Sava zonu. Ne treba zaboraviti da se s tisijske strane suture, u relativnoj blizini Sava zone, nalaze i produkti bimodalnog vulkanizma kontinentalnog tipa (takozvani "banatiti"), a koji su na površini otkriveni na sjevernim padinama Papuka, kao i u brojnim bušotinama sjeverno od Papuk–Psunj *inselberg*-a (pokriveno neogenom i kvartarom) (USTASZEWSKI et al., 2009; USTASZEWSKI et al., 2010). Ovaj kasnokredni (do ranopaleocenski) (~110–62 Ma) bimodalni magmatizam povezan je sa subdukcijom oceanskog dijela Adrije pod kontinentalni blok Tisije, te kao posljedicom toga, formiranjem kontinentalnog vulkanskog luka (*continental volcanic arc*) iznad subdukcijske zone na tisijskoj strani (USTASZEWSKI et al., 2009); a koja je prethodila kontinentalnoj koliziji (kraj krede/početak paleogena) (Sl. 6.5) (USTASZEWSKI et al., 2009; USTASZEWSKI et al., 2010).

Naime, veliki dio detritusa u pješčenjaku s lokaliteta na području Šamarice (uzorak PgB–2A) potječe od trošenja kiselih (do intermedijalnih?) intruzivnih magmatskih stijena, a na što upućuju brojni fragmenti "granitoida" (u najširem smislu toga pojma; vidi → 5.1.1.), a vjerojatno i monokristalina kvarcna zrna s istodobnim potamnjenjem, kao i zrna feldspata (posebno ona mikropertita). Jedan dio detritusa potječe i od trošenja bazičnih efuzivnih magmatskih stijena (fragmenti izmijenjenih bazalta), kao i metamorfnih stijena niskog do

⁷ Ovi kiseli i bazični vulkaniti najvjerojatnije predstavljaju produkte bimodalnog vulkanizma (intra)oceanskih otoka (*ocean islands* – OI; zapravo oceanske vruće točke – *hot spots*), a čija je vulkanska aktivnost po svemu sudeći bila ograničena samo na kampanij (~80–82 Ma) (USTASZEWSKI et al., 2009).



Slika 6.5: Shematski prikaz geotektonske situacije duž kontakta Adrije i Tisije od kasnog paleocena do ranog oligocena (59–30 Ma); s položajem **Sava zone (oceanic suture)**, rubnog predgorskog bazena (*flexural foreland basin*), te smjera donosa detritusa u bazen (*sediment sourcing*). M – mastrihtijaska sutura (70–65 Ma); P – srednjoeocenske do donjooligocenske navlake (*thrusts/"nappe"*) (40–30 Ma). Preuzeto iz USTASZEWSKI et al. (2010).

srednjeg stupnja metamorfizma (facijes zelenih škriljavaca i epidot-amfibolitni facijes), a možda i onih visokog stupnja (amfibolitni facijes), na što u prvome redu upućuje epidotom, klinozoisitom i granatima dominirana teška mineralna zajednica, a zatim i fragmenti mikrokvarcita i "pelitnih škriljavaca", a vjerojatno i monokristalina kvarcna zrna s valovitim potamnjem (iako se ovo obilježje kvarcnih zrna danas više ne smatra isključivom karakteristikom metamorfnih stijena u užem smislu te riječi). Manji dio detritusa potječe i od trošenja starijih sedimentnih stijena, na što upućuju fragmenti sitnozrnatih klastita, kao i u teškoj mineralnoj frakciji određena mala populacija zaobljenih zrna cirkona, a koja bi mogla upućivati na "recikliranje" (*recycling*) starijih klastita (MANGE & MAURER, 1992). Dakle, može se reći da su u izvorišnom području na površini prisutne i trošenju izložene bile kisele (do intermedijalne?) i bazične magmatske stijene, te metamorfiti niskog do visokog stupnja metamorfizma (do zaključno amfibolitnog facijesa) nastali iz kvarcnih i pelitnih protolita, a samo manjim dijelom i klastične sedimentne stijene. Ovakav sastav izvorišnog područja odgovarao bi stijenama Sava zone (i Tisije?), pa se može pretpostaviti da detritus ovog pješčenjaka uglavnom potječe od trošenja magmatskih i metamorfnih kompleksa, a manjim dijelom i pratećih sedimentnih stijena Sava zone (možda i Tisije).

Ipak, ovo je istraživanje pokazalo da izvorišno područje jednog dijela detritusa treba tražiti i u stijenama koje se nalaze južno, odnosno jugozapadno od današnjeg rasprostiranja paleogenskih naslaga; na području Adrije, posebno jedne njene tektonske jedinice poznatije i pod nazivom "Zapadnovardarski ofiolitni kompleks" (*Western Vardar Ophiolitic Unit*) (*sensu* SCHMID et al., 2008) (Sl. 6.4), a čije su stijene na pasivni kontinentalni rub Adrije najvjerojatnije obducirane još tijekom kasne jure (USTASZEWSKI et al., 2009). Zanimljivo je da BABIĆ et al. (1976) prvi spominju i "mezozojske eugeosinklinalne tvorevine" kao potencijalan izvor jednog dijela detritusa u ovim klastitima, a što bi u modernoj reinterpetaciji odgovaralo upravo stijenama Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa. Građa ofiolitno–sedimentnog kompleksa Banovine, kao dijela Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa, predstavljena je u jednom od prethodnih poglavlja (vidi → 2.).

Naime, jedan dio detritusa u pješčenjaku s lokaliteta na području Gornje Stupnice (uzorak PgB–6A) također potječe od trošenja kiselih (do intermedijalnih?) intruziva, a na što upućuju fragmenti "granitoida", kao i monokristalina kvarcna zrna s istodobnim potamnjenjem, te zrna feldspata. Jedan dio detritusa potječe i od trošenja metamorfnih stijena, uglavnom niskog stupnja metamorfizma (do zaključno facijesa zelenih škriljavaca?), na što upućuju fragmenti "pelitnih škriljavaca" nižeg stupnja metamorfizma, mikrokvarcita, a vjerojatno i monokristalina kvarcna zrna s valovitim potamnjenjem. Dio detritusa potječe i od trošenja starijih sedimentnih stijena, na što upućuju fragmenti sitnozrnatih klastita, vapnenaca, kao i povećane populacije zaobljenih zrna cirkona. Samo manji dio detritusa potječe i od trošenja bazičnih efuziva, a na što upućuju fragmenti izmijenjenih bazalta. No, pojava "kromnih spinela" u teškoj mineralnoj zajednici očito upućuje i na trošenje ultrabazičnih magmatskih stijena, odnosno ofiolitnih kompleksa koji sadrže i onaj "najniži", plašni sloj, a kojega izgrađuju peridotiti (uglavnom lherzoliti i harzburgiti). Međutim, u magmatskom kompleksu Sava zone, peridotiti na površini nisu prisutni (USTASZEWSKI et al., 2009), a pitanje je može li ih se očekivati i u potpovršinskim dijelovima (vidi u USTASZEWSKI et al., 2009; str. 109, sl. 4). Nasuprot tome, s druge strane suture, na Adrijskoj strani, a u okviru Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa, nalaze se veliki volumeni gornjojurskih ofiolita koji sadrže i velike mase peridotita (lherzolita i harzburgita) (Sl. 6.4). Dakle, može se reći da je izvorišno područje bilo izgrađeno od kiselih (do intermedijalnih?) i ultrabazičnih intruzivnih magmatskih stijena, metamorfnih stijena niskog stupnja metamorfizma (do zaključno facijesa zelenih škriljavaca) nastalih iz pelitnih i kvarcnih protolita, klastičnih i karbonatnih sedimentnih stijena, a manjim dijelom i od bazičnih efuziva. Stoga bi ovakav sastav izvorišnog područja odgovarao stijenama Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa, a

možda bi mogao ukazivati i na miješanu provenijenciju (*mixed provenance*) detritusa ovog pješčenjaka; gdje jedan dio (i to veći) detritusa dolazi s Adrijske strane (ofioliti, metamorfiti niskog stupnja metamorfizma, reciklirani sedimenti), a drugi dio iz stijena Sava zone i/ili Tisije (kiseli do intermedijalni intruzivi). U tome kontekstu, posebno je zanimljiva i pojava male populacije ljubičastih cirkona u teškoj mineralnoj frakciji, a koja bi možda mogla potjecati iz ?proterozojsko–paleozojskih stijena Tisije (MACKIE, 1923b; ZIMMERLE, 1972 :u MANGE & MAURER, 1992) (Sl. 5.11; lijevi stupac, dolje).

Što se provenijencije konglomerata tiče (uzorci PgB–1A i PgB–1B), petrografska analiza litoklasta u matriksu nedvojbeno je pokazala da najveći dio detritusa potječe od trošenja kiselih, bazičnih i intermedijalnih efuzivnih magmatskih stijena (vulkanita), na što upućuju brojni fragmenti riolitoida, bazaltoida i trahitoida. Jedan dio detritusa potječe i od trošenja kiselih do intermedijalnih intruziva, a na što upućuju fragmenti (mikro)granitoida i (mikro)sijenitoida. Dio detritusa potječe i od trošenja metamornih stijena niskog do visokog stupnja metamorizma (u rasponu od facijesa zelenih škriljavaca do amfibolitnog facijesa), na što upućuju fragmenti različitih "pelitnih i semipelitnih škriljavaca", kvarcita i mikrokvarcita, te granofelsa. Manji dio detritusa potječe i od trošenja starijih sedimentnih stijena, na što upućuju fragmenti grauvaka i sitnozrnatih klastita, te vapnenaca. Fragmenti dobro zaobljenog vulkanskog stakla (sada devitrificiranog) možda upućuju i na trošenje, možda s intraoceanskim bimodalnim vulkanizmom povezanih piroklastita, odnosno mogli bi predstavljati iz piroklastita "isprane" vitroklaste (*reworking*). Ovakav sastav izvorišnog područja, u kojemu susrećemo produkte bimodalnog vulkanizma, prateće intruzive i piroklastite, regionalno metamorfne stijene niskog do visokog stupnja metamorfizma (do zaključno amfibolitnog facijesa) nastale iz pelitnih, semipelitnih, kvarcnih i kvarcno-feldspatskih protolita, kao i klastične i karbonatne sedimentne stijene, u potpunosti bi odgovarao stijenama Sava zone, pa se s pravom može pretpostaviti da detritus konglomerata potječe upravo od trošenja stijena Sava zone. Čini se i da je udio produkata bimodalnog vulkanizma (fragmenti riolita i bazalta) u detritusu konglomerata još izraženiji nego u slučaju detritusa pješčenjaka s lokaliteta na području Šamarice (uzorak PgB–2A).

Ako gornjopaleocensku (uzorak PgB–6B) i srednjoeocenske (PgB–1A i PgB–1B) starosti analiziranih uzoraka uzememo kao vjerojatne (vidi → 6.1), te ako pretpostavimo da je starost uzorka PgB–2B, a sukladno terenskim opažanjima, negdje između tih starosti (možda gornji paleocen/donji eocen?), moglo bi se reći da između kasnog paleocena i ranog eocena, a vjerojatno već i tijekom samog kasnog paleocena, dolazi do promjene u položaju glavnog izvorišnog područja, odnosno do premještanja izvorišnog područja sa stijena

Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa (Adrija) prema stijenama Sava zone i Tisije (Sl. 6.5).

7. ZAKLJUČCI

Temeljem svega iznesenog, može se zaključiti sljedeće:

- 1) Istraživani klastiti Banovine paleogenske su starosti. Šejl s lokaliteta na području Gornje Stupnice najvjerojatnije gornjopaleocenske starosti, a konglomerati s lokaliteta na području Gornje Bačuge najvjerojatnije srednjoeocenske starosti. Šejl sa šamaričkog lokaliteta također bi mogao biti gornjopaleocenske (ili donjoeocenske?) starosti.
- 2) Pješčenjaci i šejlovi s dvaju banijskih lokaliteta, onoga na području Šamarice i onoga na području Gornje Stupnice, razlikuju se u udjelu karbonatne komponente (*carbonate content*). Izgleda da udio karbonatne komponente u klastitima raste u smjeru juga i zapada, odnosno, generalno govoreći, prema jugozapadu.
- 3) Klastični materijal (detritus) pješčenjaka s lokaliteta na području Gornje Stupnice najvjerojatnije potječe od trošenja stijena Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa (*Western Vardar Ophiolitic Unit*), odnosno s područja Adrije. Ili barem najvećim dijelom. Naime, moguće je da vrlo mali dio detritusa potječe i od trošenja stijena Sava zone i/ili Tisije (*mixed provenance*).
- 4) S druge strane, detritus pješčenjaka s lokaliteta na području Šamarice najvjerojatnije potječe od trošenja stijena Sava zone (*Sava Zone*) i Tisije (*Tisza Mega–Unit*).
- 5) Detritus konglomerata s lokaliteta na području Gornje Bačuge najvjerojatnije također potječe od trošenja stijena Sava zone. Čini se kako je udio produkata bimodalnog vulkanizma (fragmenti riolita i bazalta) još izraženiji nego u slučaju detritusu pješčenjaka sa šamaričkog lokaliteta.
- 6) Ako određene starosti uzoraka uzememo kao vjerojatne, moglo bi se reći da između kasnog paleocena i ranog eocena, a vjerojatno već i tijekom samog kasnog paleocena, dolazi do promjene u položaju glavnog izvorišnog područja ovog rubnog predgorskog bazena (*peripheral/flexural foreland basin*), odnosno do premještanja izvorišnog područja sa stijena Zapadnovardarskog ofiolitnog kompleksa (Adrija) prema stijenama Sava zone i Tisije.

8. LITERATURA

- BABIĆ, LJ. & ZUPANIĆ, J. (1976): Sedimenti i paleogeografija zone *Globotruncana calcarata* (gornja kreda) u Baniji i Kordunu (središnja Hrvatska).– Geol. vjesnik, 29, 49–73.
- BABIĆ, LJ., GUŠIĆ, I. & ZUPANIĆ, J. (1976): Grebenski paleocen u Baniji (središnja Hrvatska).– Geol. vjesnik, 29, 11–47.
- BENIĆ, J., BENČEK, Đ. & MAGDALENIĆ, Z. (1983): Paleocenski fliš i vapnenački nanoplankton u području sjeverno od Vrginmosta (Hrvatska).– Geol. vjesnik, 36, 21–25.
- BOROJEVIĆ ŠOŠTARIĆ, S., PALINKAŠ, L.A., STRMIĆ PALINKAŠ, S., BERMANEC, V., NEUBAUER, F., SPANGENBERG, J. & PROCHASKA, W. (2009): Origin of siderite mineralisation in Petrova and Trgovska Gora Mts., NW Dinarides.– Miner. Petrol., 97, 111–128.
- BOSELLINI, A. & GINSBURG, R.N. (1971): Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda.– J. Geol., 79, 669–682.
- BULIĆ, J., BAUER, V. & JELASKA, V. (1978): O paleocenskim naslagama sjeveroistočne Majevice.– Geol. vjesnik, 30/2, 453–458.
- DILL, H.G. (1998): A review of heavy minerals in clastic sediments with case studies from the alluvial-fan through the nearshore-marine environments.– Earth-Sci. Rev., 45, 103–132.
- HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT (2009a): Geološka karta Republike Hrvatske 1:300.000, Zagreb.
- HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT (2009b): Tumač Geološke karte Republike Hrvatske 1:300.000, Zagreb, 141 p.
- HUBERT, J.F. (1962): A zircon–tourmaline–rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones.– J. Sediment. Petrol., 32, 440–450.
- JELASKA, V. (1978): Stratigrafski i sedimentološki odnosi senonsko–paleogenskog fliša šireg područja Trebovca (sjeverna Bosna).– Geol. vjesnik, 30/1, 95–117.
- JELASKA, V., BULIĆ, J. & OREŠKI, E. (1970): Stratigrafski model eocenskog fliša Banije.– Geol. vjesnik, 23, 81–94.

- JELASKA, V. & BULIĆ, J. (1975): Paleogeografska razmatranja gornjokrednih i paleogenskih klastita sjeverne Bosne i njihovo moguće naftnogeološko značenje.– *Nafta*, 26/7–8, 371–385.
- KONTA, J. (1973): Kvantitativni sistem reziduálnih hornin, sedimentu a vulkanoklastických usazenin.– Univ. Karlova, Praha, 375 p.
- LOEBLICH, A.R.Jr. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification.– Van Nostrand Reinhold, New York, 970 p.
- MACKIE, W. (1923b): The source of the purple zircons in the sedimentary rocks of Scotland.– *Trans. Edinb. Geol. Society*, 11, 200–213.
- MANGE, M.A. & MAURER, H.F.W. (1992): *Heavy Minerals in Colour*.– Chapman & Hall, London, 151 p.
- MORTON, A.C. (1984): Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones of the North Sea Basin.– *Clay Miner.*, 19, 287–308.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C. (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones.– *Sediment. Geol.*, 90, 241–256.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones.– *Sediment. Geol.*, 124, 3–29.
- PALINKAŠ, L.A., BOROJEVIĆ ŠOŠTARIĆ, S. & STRMIĆ PALINKAŠ, S. (2008): Metallogeny of the Northwestern and Central Dinarides and Southern Tisia.– *Ore Geol. Rev.*, 34, 501–520.
- PAMIĆ, J. (2002): The Sava–Vardar Zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar Ocean.– *Eclogae Geol. Helv.*, 95, 99–113.
- PAMIĆ, J., GUŠIĆ, I. & JELASKA, V. (1998): Geodynamic evolution of the Central Dinarides.– *Tectonophysics*, 297, 251–268.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstone*.– Springer-Verlag, New York–Heidelberg–Berlin, 615 p.
- SCHMID, 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.
- SLOVENEK, D. & BERMANEC, V. (2003): *Sistematska mineralogija – mineralogija silikata*.– Udžbenici Sveučilišta u Zagrebu (*Manualia Universitatis studiorum Zagrabiensis*), 359 p.

- STUR, D. (1863): Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme im mittleren Theile Croatiens.– Jb. Geol. R. A., 13, 486–524, Wien.
- ŠEBEČIĆ, B. (1971): The granulometric and petrographic composition of the eocene deposits of Zrinska Gora and Kozara mountains.– Bull. sci. Cons. Acad. Yugosl., (A), 16/3–4, 79–81, Zagreb.
- ŠIKIĆ, K. (2014): Osnovna geološka karta Republike Hrvatske 1:100.000, List Bosanski Novi L33–105.– Hrvatski geološki institut, Zagreb.
- ŠPARICA, M., ŠIMUNIĆ, A. & GRIMANI, M. (1975): Kratki prikaz geoloških odnosa na području Banije.– Znanstveni savjet za naftu Jugosl. akad. znan. umjet. Vodič ekskurzije, 1–5, Zagreb.
- TIETZE, E. (1872): Das Gebirgsland südlich Glina in Croatien.– Jb. Geol. R. A., 22, 253–288, Wien.
- TIŠLJAR, J. (2001): Sedimentologija karbonata i evaporita.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, 375 p.
- TIŠLJAR, J. (2004): Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina.– Institut za geološka istraživanja, Zagreb, 426 p.
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S.M., LUGOVIĆ, B., SCHUSTER, R., SCHALTEGGER, U., BERNOULLI, D., HOTTINGER, L., KOUNOV, A., FÜGENSCHUH, B. & SCHEFER S. (2009): Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates.– Lithos, 108, 106–125.
- USTASZEWSKI, K., KOUNOV, A., SCHMID, S.M., SCHALTEGGER, U., KRENN, E., FRANK, W. & FÜGENSCHUH, B. (2010): Evolution of the Adria–Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent–continent collision to back-arc extension.– Tectonics, 29 (6).
- VERNON, R.H. (2004): A Practical Guide to Rock Microstructure.– Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 594 p.
- WELTJE, G.J. & von EYNATTEN, H. (2004): Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook.– Sediment. Geol., 171, 1–11.
- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete?.– Geol. Rundschau, 61, 116–139.