

Geol. vjesnik	29	287—321	2 tabele i 2 sl. u tekstu, 7 tabli	Zagreb, 1976
---------------	----	---------	---------------------------------------	--------------

552.54:551.73(161.13/14.45)

JOSIP TISLJAR

**RANODIJAGENETSKA I KASNODIJAGENETSKA
DOLOMITIZACIJA I DEDOLOMITIZACIJA
U KREDNIM KARBONATNIM SEDIMENTIMA
ZAPADNE I JUŽNE ISTRE (HRVATSKA, JUGOSLAVIJA)**

Istraženi su i opisani procesi ranodijagenetske i kasnodijagenetske dolomitizacije i procesi dedolomitizacije (rekalcitizacije) dolomita u krednim naslagama zapadne i južne Istre. Ranodijagenetski dolomit s pukotinama sušenja, laminacijama, stromatolitima, intraklastima i fekalnim peletima nastao je na supralitoralalu («supratidal environments»). Dolazi samo u srednjem nivou naslaga valendis-otriva. Kasnodijagenetski dolomiti, rasprostranjeni u svim katovima donje krede, nastali su dolomitizacijom iz kalcilutitnih, peletnih, onkolitnih, stromatolitnih, intraklastičnih i biokalkarenitnih vapnenaca.

Na velikom prostranstvu dolomiti su dedolomitizacijom različitog itenziteta pretvoreni u kriptokristalaste do mikrokristalaste kalcitne stijene, koje su zatim nakon djelomične ili potpune prekrystalizacije prešle u mikro do makrokristalaste vapnenice.

UVOD

Opsežnim petrološkim i sedimentološkim istraživanjima jurskih i krednih sedimenata Istre vršenim u vremenu od 1972. do 1976. došlo se do niza interesantnih rezultata o dolomitizaciji i dedolomitizaciji, koji će biti prikazani u ovom radu. Rezultati istraživanja odnose se na relativno veliko područje zapadne i južne Istre: sa sjeveroistoka omeđeno potezom Savudrija—Buje—Pazin, sa istoka linijom Pazin—Barban—Raški kanal. Ovaj rad prikazuje samo problematiku dolomitizacije i dedolomitizacije, koja je istražena u naslagama starosti valendis-otriva do zaključno cenomana, a kompletni rezultati istraživanja s težištem na petrološkim, sedimentološkim i facijelnim karakteristikama bit će sintetizirani u jednom

drugom radu. Jedan dio ispitivanja, vezan uz problematiku rano i kasnodijagenetske dolomitizacije u kamenolomu »Fantazija« kraj Rovinja, već je objavljen (Füchtbauer & Tišljar, 1975).

Kao osnova za petrološka i sedimentološka istraživanja na terenu poslužili su listovi Trst, Rovinj i Pula Osnovne geološke karte SFRJ M 1:100 000 i geološka karta južne Istre koju je objavio Polšak (1965b).

Laboratorijska istraživanja izvršena su pretežno u Zavodu za mineralogiju, petrologiju i ekonomsku geologiju Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu, a dijelom i u Geološkom institutu Ruhr-Univerziteta u Bochumu.

Pri izradi ovog rada korištena je terminologija i sistematika Füchtbauera (1974), iako je, gdje je to god bilo moguće, upotrebljena Folkova (1959) klasifikacija karbonatnih stijena.

Ugodna mi je dužnost zahvaliti se prof. dr Vladimiru Majeru na poticaju, korisnim diskusijama i kritičkim primjedbama, te prof. dr Hansu Füchtbaueru na savjetima i izboru metodike istraživanja. Zahvaljujem se nadalje Savjetu za naučni rad SRH, koji je financirao dio istraživanja, Zavodu za mineralogiju, petrologiju i ekonomsku geologiju RGN fakulteta u Zagrebu i Geološkom institutu Ruhr-Univerziteta u Bochumu na korištenju njihovih laboratorija, opreme i materijalnih sredstava.

PREGLED GEOLOŠKE GRAĐE ZAPADNE I JUŽNE ISTRE

Istarski poluotok izgrađen je od jurskih, krednih i tercijarnih sedimenata. U zapadnom i južnom dijelu dolaze samo jurski i kredni sedimenti, pretežno vapnenci i dolomiti. Sjeverni, a najvećim dijelom i istočni, dio ovog poluotoka pokriven je paleogenskim flišnim sedimentima u kojima dominiraju pješčenjaci, lapori i vapnenci (Polšak, 1971).

Najstarije otkrivene naslage u Istri, prema Polšaku (1965a), pripadaju malmu i to kimeridžu. Na ove sedimente, nakon kratkotrajne emerzije, bez izrazite kutne diskordance, obilježene samo tanjim prosljocima breča, lapora i manjim ležištima boksita, u kontinuiranom slijedu sedimentacije nastavljaju se donjokredni, a na njih i gornjokredni sedimenti, koji u južnoj Istri na poluotoku Mrlera završavaju vapnencima santon-kampana. Ukupna debljina ovog jurskog i krednog slijeda doseže 3.500 metara.

U centralnom, sjevernom i istočnom dijelu Istre ove su naslage pokrivene paleogenskim flišnim sedimentima.

Koncem senona, laramijskim orogenetskim pokretima jurski i kredni sedimenti deformirani su u prostranu, blagu antiklinalu u čija se jezgra nalazi u području između Rovinja i Poreča. U kopnenom

dijelu Istre sačuvan je samo čeonii dio ove tektonske jedinice, dok je ona prema jugoistoku najvećim dijelom pokrivena morem. Pružanje njene osi proteže se od sjeveroistoka prema jugozapadu (Polšak, 1965b). Maksimalni nagibi slojeva na krilima antiklinale iznose od 10 do 20°, ali su mjestimično zbog blage valovitosti i potpuno horizontalni. U zapadnoj Istri naslage imaju općenito nešto blaže nagibe, oko 10°, a u južnoj Istri ti su nagibi strmiji, prosječno oko 20°.

Kopnena faza u Istri trajala je do početka eocena, kada sa sjeveroistoka nastupa transgresija (Polšak, 1965b). Početkom tercijara u izoliranim se bazenima talože slatkovodne i brakične naslage sa ugljenom (»liburnische Stufe« — Stache, 1889), koje na jako karstificiranoj krednoj podlozi leže izrazito diskordantno, ali bez većih kutnih razlika. Polšak (1965b) pretpostavlja da je velika transgresija početkom eocena najvjerojatnije zahvatila cijelu zapadnoistarsku antiklinalu sa izrazitom marinskom sedimentacijom foraminiferskih vapnenaca i fliša, slično kao u »Pazinskom bazenu«. Međutim, zbog denudacije u emerzionoj fazi od oligocena do danas, ove se naslage nisu sačuvale.

Do konačne i potpune emerzije u Istri dolazi koncem eocena ili početkom oligocena (Polšak, 1965b).

METODIKA ISTRAŽIVANJA

Terenska istraživanja i uzorkovanje jurskih i krednih sedimenata zapadne i južne Istre vršeni su na tri profila, postavljena približno okomito na slojevitost:

- prvi profil u pravcu jug—sjever, ukupne dužine cca 41 km, počinje sjeverno od Poreča i pruža se obalnom linijom Tarska vala—Novigrad—Umag—Savudrija. Njime su obuhvaćene naslage portlanda, valendis-otriva, barem-apta, alba i cenomana;
- drugi profil, od zapada prema istoku, proteže se od Rovinja, preko Rovinjskog sela, Kanfanara, Žminja do Sutivanca na zapadnoj padini doline Raše. Ukupna dužina mu iznosi cca 34 km, a zahvaća sedimente portlanda, valendis-otriva, barem-apta, alba, cenomana i turona;
- treći, najpotpuniji profil, prati kontinuirani slijed naslaga u rasponu od portlanda do santori-kampana. Postavljen je duž obale od Rovinja preko rta Barbariga, Peroja, Fažane do Pule, te od Pule preko Medulina do rta Mrlera. Dužina tog profila iznosi 55 km.

Osim na ovim profilima, istraživanja i uzorkovanje sedimenata vršena su u svim aktivnim i napuštenim kamenolomima na istra-

živanom području, te u mnogobrojnim usjecima i zasjecima cesta i padina većih vrtača, gdje je bilo moguće praćenje lateralnih i vertikalnih promjena litološkog sastava.

Prije pokrivanja pokrovnim stakalcem, izbrusci su obojeni po metodi E v a m y j a & S h e r m a n a (1962) uz nadopune Dicksona (1966): djelovanjem kisele otopine Alizarin-crvenog S i kalijumfericijanida kalcit se oboji crveno, Fe-kalcit sa više od 1% FeCO₃ ljubičasto-plavo, ankerit plavozeleno, a dolomit ostaje neobojen.

Kvantitativni odnosi kalcita i dolomita u stijenama određeni su kemijski, gravimetrijskom metodom.

Sadržaji netopivih ostataka u dolomitima i dolimitičnim vapnencima određeni su otapanjem karbonata u 0,5 n otopini CH₂ClCOOH ili 8—10% otopini CH₃COOH (K o n t a, 1968). Mineralni sastav netopivih ostataka istražen je rendgenski rendgengoniometrom Philips.

Suvišak Ca u rešetki dolomita određen je rendgenski po metodi Goldsmith & al. (1961). Rendgengoniometar Philips, 1/2^o na min., CuK_α-radijacija, kvarc d₍₁₀₁₎ = 3,343 Å kao standard.

Stupanj uredenosti rešetke dolomita određen je rendgenski mjerenjem odnosa intenziteta refleksa (221) kod 2θ = 35,3^o i (101) kod 2θ = 37,3^o, koji su direktno ovisni o izmjeni Ca i Mg slojeva u smjeru osi c kristalne rešetke dolomita (Goldsmith & Graf, 1958).

Organski ugljik, vezan u stijeni pretežno na bitumen, određen je volumetrijski u tzv. »Ströhlein«-aparaturi (zagrijavanje na 1250°C uz CuO kao katalizator i apsorpciju CO₂ sa KOH). Porozitet pojedinih uzoraka dolomita određen je sa CCl₄ (Müller, 1964).

LITOSTRATIGRAFSKI PREGLED

Jurske i kredne naslage zapadne i južne Istre predstavljene su plitkovodnim autohtonim karbonatnim stijenama taloženim u području prostranog karbonatnog praga unutar kojeg nalazimo sve sredine od supralitorala (»supratidal«), litorala (»intertidal«), lagune i stražnjeg dijela grebena (»backreefa«) do grebena.

Portland

Naslage portlanda zastupljene su vapnencima, a samo vrlo rijetko se pojavljuju i proslojci, ulošci i leće breča, lapora i glina. Među vapnencima dominiraju kalcilutiti bogati horizontalnim stilolitima, intraspariti i onkoliti,* koji se u pravilu ritmički izmjenjuju. Deb-

* Termin onkolit podrazumijeva stijenu koja je pretežno izgrađena od onkoida (Füchtbauer, 1974).

Ijina sekvenca kalcilutit-intrasparit-onkolit varira od 80 do 220 cm. Dolomita u ovom katu nema. Mjestimično se nalaze samo više ili manje dolomitizirani onkolitni vapnenci u kojima prosječni sadržaj dolomita iznosi od 1—4%.

Valendis-otriv

Sedimenti ovog kata su u litološkom pogledu posebno interesantni zbog velike rasprostranjenosti dolomita u izmjeni sa vapnencima, kao i izmjene ranodijagenetskog i kasnodijagenetskog dolomita.

Donji dio ovog kata sastavljen je iz makrokristalastog dolomita, a u podređenim količinama i vapnenaca koji su jače ili slabije dolomitizirani. Vapnenci su zastupljeni kalcilutitima, pelsparitima, pelmikritima, intrasparitima i onkolitima. Srednji nivo karakterizira izmjena oko 40—80 cm debelih slojeva makrokristalastog kasnodijagenetskog i kriptokristalastog ranodijagenetskog dolomita (Füchtbauer & Tišljar, 1975).

U gornjem nivou naslaga valendis-otriva prevladavaju vapnenci, a dolomiti se nalaze rjeđe. Pripadaju istom kasnodijagenetskom tipu kao i u donjem i srednjem nivou i često su u površinskim dijelovima dedolomitizirani. Uz obilje kalcilutita, koji sadrži ostrakode, zelene alge (*Dasycladaceae* i *Codiaceae*), *Favreina*-pelete, onkoide i miliolide, ovaj nivo karakteriziraju još i intraklastični, stromatolitni i peletni vapnenci. Česti su i ritmički ciklusi sedimentacije: kalcilutit-intrasparit-onkolit.

Barem-apt

Sedimenti barem-apta kontinuirano se nastavljaju na vapnence otriva. To su dobro uslojeni kalcilutiti, foraminiferski i algalni biospariti. U središnjem dijelu barem-apta karakteristične su izmjene, često cikličke, foraminiferskog biosparita, kalcilutita, stromatolita, pelsparita i algalnog biosparita. Stromatolitni slojevi debljine 10—60 cm pojavljuju se prosječno na svakih 1 do 3 metra. Na izdancima se lističavo ili crijepoliko troše. Na njih se obično taloži tanak sloj peletnog vapnenca ili algalnog biosparita. U ovakvom slijedu naslaga pojavljuju se ulošci, nepravilna tijela i leće kasnodijagenetskog dolomita.

Najmlađe naslage ovog kata pokazuju stanovite facijelne diferencijacije. Dok u južnom i istočnom dijelu pojasa dominiraju kalcilutiti i onkoliti koji se ritmički zmjenjuju, dotle u sjevernom dijelu, u području južno od Tara, Kaštelira i Višnjana, onkolita nema, kalcilutiti su relativno rijetki, a dominiraju intraspariti i algalni biospariti.

Dolomitizacija vapnenaca je nešto jačeg intenziteta jedino u sjevernom dijelu periklinalnog pojasa (područje Cervara i Sv. Marine).

Alb

Naslage alba zastupljene su odlično uslojenim, povremeno čak i tankopločastim, vapnencima. U odnosu na sedimente barem-apta ovdje dolazi daleko više dolomita, a na velikom prostranstvu u južnoj Istri javlja se i kvarcni sediment (saldame). U pojedinim horizontima mjestimično se još pojavljuju i tanji slojevi vapnenačkih i dolomitnih breča, te proslojci glina i lapora.

Među albskim vapnencima prevladavaju kalcilutiti, kalkareniti i intraspariti. Mnogo manje su rasprostranjeni algalni biospariti i peletni vapnenci, a samo rijetko nalaze se i gastropodni i rudistni »coquiniti« (»ljušturci« — Grubić & Obradović, 1975). Za razliku od vapnenaca barem-apta u albskom katu nema stromatolita niti onkolita, a i peletni vapnenci su daleko rjeđi.

U donjem dijelu, na vapnence barem-apta, slijede kalcilutiti u izmjeni sa kalkarenitima u kojima se mjestimično nalaze tanji proslojci peletnih vapnenaca (Tarska vala), breča (Peroj) i lapora (Tarska vala).

U srednjem nivou albske serije dominiraju tanko uslojeni, nerijetko i tankopločasti, intraspariti i kalcilutiti, koji su lokalno na velikim prostranstvima kasnodijagenetskom dolomitizacijom prešli u masivne dolomite kristalinične strukture (Tarska vala, Fažana, Galijana).

U južnoj Istri u okolici Pule pretežu tankopločasti kalcilutiti i intraspariti u kojima mjestimično dolaze 10—20 cm debeli ulošci lapora.

Gornji dio albskih naslaga izgrađuju kalcilutiti i intraspariti. Uz njih u pojedinim partijama dolaze i 20—60 cm debeli slojevi foraminiferskih i algalnih biosparita. U završnim naslagama alba, u tzv. »horizontu klastičnih karbonatnih naslaga« (Polšak, 1965b), koje su ograničene samo na istočni i jugoistočni dio terena, dolaze dolomiti, dolomitične i vapnenačke breče, te dobro uslojeni i tankopločasti kalcilutiti i intraspariti, uglavnom intenzivno kasnodijagenetski dolomitizirani.

Cenoman

Osnovna karakteristika cenomanskih naslaga je pojava brojnih rudistnih zadruga. Pored kalcilutita, koji predstavlja osnovni tip vapnenca, ovdje dominiraju rudistni biostromalni, »coquina« i »coquinit« vapnenci.

Dolomita nema, barem ne u površinskim dijelovima, ali je dolomitizacija i ovdje bila znatnog intenziteta. Naime, djelomično dolomitizirani kalcilutiti, ili potpuno dolomitizirane partije, dedolomitizacijom su ponovno pretvoreni u čiste kalcitne stijene (vidi poglavlje o dedolomitizaciji).

Turon, konijak i santon-kampan izgrađuju isključivo samo vapnenci: kalcilutiti, biospariti, rudistni biostromalni, »coquina« i »coquinit« vapnenci.

Dolomiti, kao i znakovi dolomitizacije, nisu nigdje pronađeni.

RANODIJAGENETSKI DOLOMITI

Kao ranodijagenetski shvaćeni su svi dolomiti nastali ranodijagenetskom dolomitizacijom još nevezanog sedimenta (Füchtbauer, 1974), odnosno dolomiti nastali istovremeno ili neposredno nakon taloženja sedimenta (»penecontemporary dolomite« — Illing, Wells & Taylor, 1965).

Ranodijagenetski dolomiti su unutar čitavog krednog kompleksa Istre ograničeni samo na valendis-otriv, točnije samo na njegov srednji dio, koji je karakteriziran izmjenom tamnih slojeva kasnodijagenetskog i svijetlih slojeva ranodijagenetskog dolomita. Najbolji izdanak ovakve izmjene dvaju genetskih tipova dolomita predstavlja kamenolom »Fantazija«, cca 2 km istočno od Rovinja, koji je eksploatiralo poduzeće »Kamen« iz Pazina. Glatko piljeni zidovi kamenoloma otkrivaju samo oko 10 metara ovih naslaga (Tabla I, sl. 1), ali prema saopćenju poduzeća »Kamen« rezultati bušenja pokazuju da i daljnjih 15 metara u dubinu dolazi isti facijes.

Sedimentološke, petrološke i genetske karakteristike dolomita kamenoloma »Fantazija« detaljno su istražene i već publicirane (Füchtbauer & Tašljari, 1975).

Izmjena slojeva dvaju genetski različitih tipova dolomita dolazi i duž cijelog srednjeg nivoa periklinalnog pojasa ovog kata. To dakle, nije lokalni fenomen ograničen samo na jedno usko područje, već je ta pojava karakteristična za jedan cijeli nivo naslaga valendis-otrieva. Ostali lokaliteti na kojima je konstatirana takva izmjena su: Obala u uvali Kuvi (jugoistočno od Rovinja), jugoistočno područje grada Rovinja, sjeverna obala Limskog kanala, područje sela Ladrovići (cesta Poreč—Baderna) i Vranići (cesta Poreč—Višnjan), te oko Picala sjeverno od Poreča.

Ranodijagenetski dolomiti su guste, sitnozrnate stijene svijetlo-sive do sivo-bijele boje, plitkoškolkastog loma i glatkog preloma. Pojavljuju se isključivo samo u slojevima debljine od 20 do 80 cm u izmjeni sa tamnim slojevima kasnodijagenetskog dolomita. Dok tamni slojevi ne pokazuju nikakvu internu teksturu u svijetlim

slojevima ranodijagenetskih dolomita prevladava laminacija i fina slojevitost (Tabla I, sl. 1). Stromatolitne lamine imaju karakterističnu valovitost i povijanje. Fina je slojevitost uvjetovana cca 0,5 do 12 mm debelim slojčićima koji su u pravilu isprekidani brojnim sitnim pukotinama isušivanja, nastalim zbog brze dehidratacije i očvršćavanja karbonatnog taloga.

Stromatolitne lamine i fina slojevitost obično dolaze ili u bazi ili pri vrhu pojedinog sloja (Tabla I, sl. 1). Gornji dijelovi takvih slojeva ispresijecani su brojnim pukotinama sušenja, sada ispunjenim krupnozrnatom dolomitom krovinskog kasnodijagenetskog dolomitnog sloja. Poligonalan raspored pukotina sušenja naročito se lijepo zamjećuje na horizontalnom rezu pri eksploataciji kamenih blokova (Tabla I, sl. 3). U svojim gornjim, obično proširenim dijelovima, pukotine su osim krupnozrnatom dolomitom ispunjene i fragmentima i intraklastima materijala iz istog sloja u koje se nalaze, što upućuje na njegovu eroziju. Erozija ovih brzo očvršnutih slojeva je sigurno i uzrok pojave breča, koje se mjestimično u vidu manjih leća nalaze uložene između svijetlih i tamnih slojeva. Uglati fragmenti tih breča, dimenzija od nekoliko milimetara do par centimetara, pripadaju ranodijagenetskom dolomitu iz podine, a cement je uglavnom identičan s kasnodijagenetskim dolomitom u krovini.

Svijetli slojevi ranodijagenetskog dolomita su vrlo često u vidu tragova utiskivanja (»load cast«) utisnuti u podinske tamne slojeve (Tabla I, sl. 2). Pri tome u tamnom sloju ispod »utisnutog dijela« vidimo plastične deformacije, a u svijetlom sloju iznad utisnutog dijela lomove i prekide laminirane teksture i urušavanja »dlomljenih dijelova u unutrašnjost utisnutog dijela.

Razlika između tamnih kasnodijagenetskih dolomita i svijetlih ranodijagenetskih dolomita u strukturnom pogledu još je jače izražena.

Dok su kasnodijagenetski dolomiti isključivo makrokristalaste stijene šećeraste strukture, ranodijagenetski dolomiti su kriptokristalaste stijene sa srednjim promjerom dolomitnih kristala oko 8 do 10 mikrona. Osim toga bitna komponenta ovih dolomita su kriptokristalasti intraklasti i peleti, te stromatolitne lamine (Tabla II, sl. 1 i 2). Rjeđe se u njima nalaze i potpuno dolomitizirane ljušturice ostrakoda, dasikladaceje, te onkoidi, a u jednom sloju i fragmenti bodljikaša (Tabela 1).

Peleti pripadaju fekalnim peletima, koji su se za vrijeme olujnih valova i ekstremno visokih plima taložili na supralitoralu, tj. u području iznad srednjeg nivoa plime (»supratidal«). Nerijetko su peleti zgnječeni u kriptokristalastu masu i tada ih je gotovo nemoguće razlikovati od ostalog kriptokristalastog dolomita. Intraklasti imaju potpuno identičnu internu strukturu kao i kriptokri-

stalasti dolomit, iz kog su i nastali njegovim razaranjem. Razlika između peleta i intraklasta nije uvijek jasna, tako da je u tim slučajevima najbolje primijeniti termin »peloid« (McKee & Gutschick, 1969).

Valovite i povijene stromatolitne lamine, naročito u slojevima 6, 10 i 13 (Tabela 1), pripadaju modro-zelenim algama tipa *Schizotrix*. Česta pojava u ovim dolomitima su i tzv. tekstura ptičjeg oka (»birdseye structure« — Shinn, 1968).

Ranodijagenetski dolomiti su izvanredno čiste dolomitne stijene. Ne sadrže kalcit, a netopivi ostatak im varira od 0,03 do 0,18%. Mineralni sastav netopivog ostatka je vrlo jednoličan: bitni mineral je ilit, u manjim količinama dolaze klorit, sepiolit i montmorilonit, a samo vrlo rijetko i male količine kvarca.

U rešetki ovih dolomita postoji relativno velik višak Ca od onog koji odgovara stehiometrijskom sastavu. Taj se iznos kreće od 52,1 do 55,8 molarnih % CaCO_3 , odnosno dolomiti sadrže 47,9 do 44,2 molarna % MgCO_3 , tako da pripadaju tipičnim »protodolomitima« (Goldsmith & Graf, 1958).

Rezultate istraživanja Ca-suviška u ovim dolomitima prikazuju tabela 1 i slika 1.

Stupanj uređenosti njihove rešetke viši je od onog kod kasnodijagenetskih dolomita. Varira između 0,5 i 0,81 (slika 1), što je još uvijek niže od stupnja uređenosti rešetke kakav imaju dolomiti iz evaporitnog okoliša (Füchtbauer & Goldschmidt, 1965). Kod idealno uređene rešetke ta vrijednost se približava jedinici.

Rezultati kemijske analize ne pokazuju značajnije razlike od kasnodijagenetskih dolomita (Tabela 7, uzorak 1 i 2).

KASNODIJAGENETSKI DOLOMITI

Kao kasnodijagenetski shvaćeni su svi dolomiti nastali dolomitizacijom (potiskivanjem kalcita dolomitom) u već očvrstnutim vapnencima uz prisutnost pornih otopina (Füchtbauer, 1974).

Kasnodijagenetski dolomiti u velikim se količinama pojavljuju u valendis-otrivu i albu. U portlandu i cenomanu ih nema, barem ne na površini, a u naslagama barem-apta dolaze samo u sjevernom dijelu periklinalnog pojasa.

U valendis-otrivu kasnodijagenetski dolomiti pretežu nad vapnencima. U bazalnom dijelu naslaga, naročito u sjevernom dijelu terena, oni su uz male količine vapnenca praktički jedini petrografski član. Zajedno sa ranodijagenetskim dolomitima oni izgrađuju cijeli srednji nivo ovog kata. U gornjem nivou, međutim, prevladavaju vapnenci. Dolomiti su nešto češći samo u sjevernom i sjeveroistočnom dijelu pojasa gdje je cijeli slijed jurskih i krednih naslaga op-

Tabela 1. Teksturane, strukturne i mineraloške karakteristike tamnih kasnodijagenetskih i svijetlih ranodijagenetskih dolomita kamenoloma »Fantazija« (dopunjeno prema: Führtbauer & Tišljar, 1975)

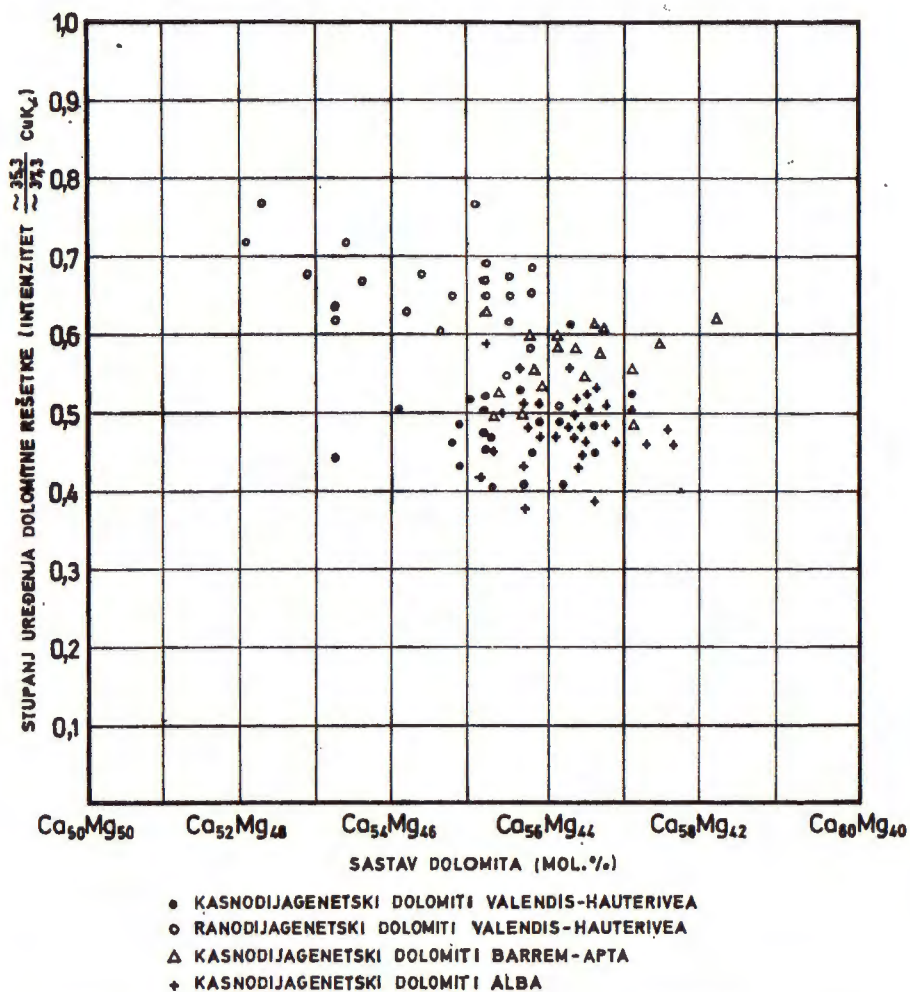
Broj sloja od dna prema vrhu	Boja i debljina sloja u cm ¹	Teksturane karakteristike ²	Dimenzije dolomitnih kristala u mikronima	Organski i anorganski sastojci ³	Ca-suvišak u rešetci (mol. % CaCO ₃)	Stupanj uređenosti rešetke	% netopivog ostatka	Mineralni sastav netopivog ostatka
17	sv. siva, 200	lam., def.	5—15	Intrakl.	54,9	0,66	0,10	ilit, klorit, montmorilonit
16	t. siva, 3—20	—	120—200	—	55,2	0,47	0,23	ilit, klorit
15	sv. siva, 80	lam., p. suš.	12	—	54,9	0,65	0,18	ilit, klorit, sepiolit
14	t. siva, 35	—	100—140	—	54,8	0,47	0,25	ilit, klorit
13	sv. siva, 70	lam., def.	10	Strom., Intrakl.	55,2	0,68	0,09	ilit, klorit
12	t. siva, 40	—	100—150	—	53,2	0,45	0,31	ilit, klorit
11b	siva, 20	lam., p. suš.	10	Int., pel., das.	55,8	0,69	0,08	ilit, klorit, montmorilonit
11a	sv. siva, 30	lam., def. p. suš.	10	Itrakl., ostr., das.	55,8	0,69	0,10	ilit, klorit, montmorilonit
10	siva, 20	lam., p. suš.	10	Intrakl., strom., ostr.	55,8	0,59	0,11	ilit, klorit, sepiolit
9	t. siva, 60	—	150	—	55,2	0,46	0,23	ilit, klorit, montmorilonit, kvare
8	sv. siva, 45	lam., def. p. suš.	8—15	Intrakl., pel.	55,5	0,55	0,10	ilit, sepiolit, klorit

7	t. siva, 45	—	60—100	—	55,2	0,53	0,25	ilit, klorit
6	sv. siva, 12	lam., p. suš.	5—25	Strom., pel., intrakl., onk.	55,5	0,55	0,09	ilit, klorit
5	sv. siva, 35	lam.	8—18	Intrakl.	55,8	0,66	0,11	ilit, klorit
4	t. siva, 15	l. cast	10—40	tr. buš.	54,9	0,49	0,20	ilit, klorit
3	sv. siva, 25	lam., p. suš.	7—60	Intrakl.	55,5	0,67	0,03	ilit, klorit
2	siva, 30	p. suš.	70	—	55,5	0,62	0,13	ilit, klorit
1	t. siva, 170	—	150	—	54,2	0,51	0,20	ilit, klorit

¹ sv. siva = svijetlo siva; t. siva = tamno siva; podcrtani sloj pripada kasnodijagenetskom dolomitu.

² lam. = laminacija; def. = deformacija finoslojevitosti; l. cast = trag utiskivanja (»load casts«).

³ Intrakl. = intraklasti; Strom. = stromatoliti; Pel. = fekalni pelati; Ostr. = ostrakodi; Onk = onkoide; das = Dasycladaceae; tr. buš. = tragovi bušenja organizama.



Slika 1: Odnos suviška Ca i stupnja uređenosti rešetke ranodijagenetskih i kasnodijagenetskih krednih dolomita Istre

Text-fig. 1: Relation between Ca-excess and ordering degree of Istria early-diagenetic and late-diagenetic dolomites

Tabela 2. Rezultati kemijskih analiza dolomita i dedolomita

U postocima (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gub. žarenjem	47,44	46,96	46,89	47,04	46,98	43,36	43,99	43,59	43,40
CaO	31,47	32,74	28,34	29,98	30,09	55,48	54,39	48,38	55,02
MgO	20,68	19,99	20,64	20,71	20,88	0,30	0,94	5,75	0,25
R ₂ O ₃ — netop.	0,13	0,16	2,42	1,88	1,78	0,09	0,12	0,75	1,01
SiO ₂	0,10	0,05	0,11	0,07	0,05	0,07	0,06	0,20	tr.
R ₂ O ₃ — top.	0,09	0,17	1,38	0,10	0,11	0,45	0,41	1,28	0,12
H ₂ O—	0,29	0,07	0,25	0,20	0,13	0,26	0,11	0,24	0,18
	100,16	100,14	100,03	99,98	100,12	100,01	100,02	100,19	99,98

1. Ranodijagenetski dolomit kamenolom »Fantazija«, uzorak Fa-8 (valendis-otriv).
2. Kasnodijagenetski dolomit kamenolom »Fantazija«, uzorak Fa-7 (valendis-otriv).
3. Kasnodijagenetski dolomit područja Červara, uzorak Červ.-27a (barem-apt).
4. Kasnodijagenetski dolomit kamenolom »Tarska Vala«, uzorak TV-11 (alb).
5. Kasnodijagenetski dolomit područja Galižana, uzorak Galiž.-5 (alb).
6. »Dedolomit« područja Rovinjskog Sela, uzorak RS-1 (valendis-otriv).
7. »Dedolomit« područja Valtide, uzorak Valt-11 (valendis-otriv).
8. Dedolomitizirani dolomit područja Sv. Marine, uzorak SVM-2 (barem-apt).
9. »Dedolomit« područja Pinezica, uzorak Pin-7b (alb).

ćenito jače dolomitiziran nego u ostalim područjima. U srednjem nivou ovi dolomiti su dobro uslojeni i na prosječno svakih 40 do 80 cm izmjenjuju se sa već opisanim ranodijagenetskim dolomitima (Tabela 1, sl. 1).

U donjem i gornjem nivou dolomiti se pojavljuju u debelim bancima ili lećama i nepravilnim tijelima unutar vapnenaca. Granice prema vapnencima su im često postepene, potpuno nepravilne i neovisne o slojnim plohama vapnenaca. Zbog specifičnog trošenja na površini često tvore oble, glatke gromade i monolite koji strše iz jako karstificiranih vapnenaca ili iz terra rosse (npr. uz cestu Poreč—Višnjan između sela Vranići i Kukci).

U donjem nivou su pretežno svijetlosive, u srednjem nivou tamnosive a u gornjem nivou bjeličaste i sivkaste boje.

U pravilu nikada ne pokazuju internu teksturu, osim rijetkih tamnih šlira i traka bogatih bitumenom. U srednjem nivou naslaga, gdje se ovi dolomiti izmjenjuju sa ranodijagenetskim dolomitima,

karakteristična pojava je neravna površina i nejednolika debljina jednog te istog sloja (Tabla I, sl. 1). Završetak takvog sloja često sadrži pukotine sušenja ili je djelomično erodiran. Osim toga u ovim slojevima dolaze brojni tragovi utiskivanja (»load casts«), kojih u svijetlim slojevima nikada nema (Tabla I, sl. 3).

Osnovna strukturna karakteristika ovih dolomita je makrokristalasta šećerasta struktura, koju izgrađuju hipidiomorfni, rjeđe i idiomorfni dolomitni romboedri dimenzija 0,1 do 0,6 mm. Romboedri sadrže mnogo smeđastih uklopaka veličine oko 2 mikrona, koji su unutar romboedra obično zonarno raspoređeni (Tabla II, sl. 3). Bojenjem mikroskopskih izbrusaka, rendgenskim i kemijskim analizama ustanovljeno je da to nisu relikti kalcita, kako se to u prvi mah vjerovalo, već da su to uklopki organske materije, uglavnom bitumena, a vjerojatno i minerala glina. Bilo kakve druge organske ili anorganske strukture u ovim dolomitima nisu očuvane.

Kasnodijagenetski dolomiti kamenoloma »Fantazija«, a i na nekim drugim lokalitetima, su čiste dolomitne stijene bez kalcita. Međutim, oni većinom sadrže promjenljivu količinu kalcita zavisno o intenzitetu dolomitizacije i dedolomitizacije.

Netopivi ostatak im varira između 0,20 i 0,25%, a izgrađuju ga ilit, klorit i organska materija. Odnos intenziteta bazalnih refleksa ilita prema kloritu oscilira u granicama od 1,5 do 25.

Sadržaj organskog ugljika najčešće varira između 0,02 i 0,03% od ukupnog sastava stijene.

U rešetki ovih dolomita postoji veliki suvišak Ca. Sastav im varira od $Ca_{53,2}$ do $Ca_{57,1}$ tako da su to prema tome tipični »protodolomiti«.

Stupanj uređenja njihove rešetke je vrlo nizak, u pravilu ne prelazi vrijednost 0,6 (slika 1).

Kemijskom analizom dobiveni rezultati za CaO i MgO pokazuju nešto povišenu količinu CaO, koja je uglavnom vezana upravo na Ca-suvišak, a samo manjim dijelom i na kalcit (Tabela 2, uzorak 2).

Najvažnije teksturne i strukturne karakteristike, kao i sastav kasnodijagenetskih i ranodijagenetskih dolomita, sa profila kame-noloma »Fantazija«, prikazuje tabela 1.

Osim čistih dolomita, u naslagama valendis-otriva kasnodijagenetska dolomitizacija se vrlo često očituje i u djelomičnoj dolomitizaciji svih tipova vapnenaca, tako da postoje svi međusobni prelazi od vapnenca u dolomit. Najčešće se, međutim, kasnodijagenetska dolomitizacija svodi u tim vapnencima na pojavu mnogobrojnih nepravilno razasutih krupnih dolomitnih romboedara (Tabla II, sl. 4). Ti romboedri su obično potpuno kalcitizirani, tako da se dolomit ni rendgenski ni kemijski ne može registrirati.

Izrazite primjere kasnodijagenetske dolomitizacije nalazimo vrlo često u stromatolitima, kalcilititima i pelmikritima (Tabla III, sl. 1—3).

U barem-aptskim naslagama konstatirana je samo kasnodijagenetska dolomitizacija i kasnodijagenetski dolomiti. U ukupnoj petrografskoj građi ovog kata dolomiti učestvuju u vrlo maloj količini. Ograničeni su samo na sjeverni dio terena oko Červara, Sv. Marine, južno od Kaštelira i Tara. Ovdje se oni pojavljuju u vidu manjih masa, nepravilnih tijela, proslojaka i leća. Već makroskopski je na mnogim izdancima moguće uočiti da njihove granice prema vapnencima nisu oštre niti konkordantne. Dolomitna leća ili tijelo potpuno je nepravilnih kontura, ne prati slojevitost niti u lateralnom niti u vertikalnom smjeru (Tabla IV, sl. 1).

Za razliku od vapnenaca, obojenih pretežno žućkastosivo i sivkasto, boja dolomita je uglavnom tamnosiva, a ponekad i zelenkastosiva.

Struktura im je šećerasta, makro do mikrokristalasto-zrnata. Karakteriziraju je hipidiomorfni do alotriomorfni dolomitni kristali dimenzija pretežno oko 0,07 do 0,18 mm.

Dolomitni kristali sadrže mnogo sitnih uklopaka organske materije (bitumena) veličine oko 2—3 mikrona. Zonarni raspored ovih uklopaka vrlo je čest, ali na pojedinim lokalitetima nije uvijek prisutan.

U čistim dolomitima, dakle tamo gdje je dolomitizacija bila potpuna, nisu očuvane nikakve organske ili anorganske strukturne karakteristike. Sve organske i anorganske strukturne karakteristike vapnenaca uništene su dolomitizacijom.

Pregledom većeg broja izbrusaka sa vertikalnih i horizontalnih profila oko izdanaka dolomita lijepo se mogu zapaziti postepeni prelazi od vapnenca u dolomit. Količina dolomita, generalno uzevši, opada što se više udaljavamo od dolomitnog tijela ili leće. U ovakovim izbruscima jasno je uočljiva i selektivna dolomitizacija, kako s obzirom na tip vapnenca tako i u odnosu na njegovu strukturu i građu, što je izvanredno jasno došlo do izražaja pri bojenju izbrusaka. Dolomitizacija je u pravilu najintenzivnija u stromatolitima i kalcilititima, a najmanjeg je intenziteta u foraminiferskim biosparitima. Unutar istog tipa vapnenca najjače su dolomitizirane partije bogate mikritom, da bi intenzitet dolomitizacije opadao od kriptokristalastih peleta i intraklasta, preko skeleta zelenih algi do ljušturica foraminifera i sparikalciškog cementa. U dolomitničnim vapnencima, naročito njihovim površinskim dijelovima, dolomitni romboedri su gotovo potpuno kalcitizirani (vidi poglavlje o dedolomitizaciji).

Dolomiti sadrže oko 1,7% netopivog ostatka, koji prema rendgenskim istraživanjima sadrži kvarc, montmorilonit, ilit, klorit te tragove bemitita.

Karakteristika i ovih dolomita je visok suvišak Ca u njegovoj rešetki i nizak stupanj njene uređenosti (slika 1). To su »protodolomiti« sastava $Ca_{55,1-58,2}$ i $Mg_{44,0-41,8}$.

Kemijska analiza reprezentativnog uzorka »čistog« dolomita iz okolice Červara pokazuje da ovaj dolomit sadrži 20,64% MgO, odnosno 95,94% $MgCa(CO_3)_2$ (tabela 2, uzorak br. 3).

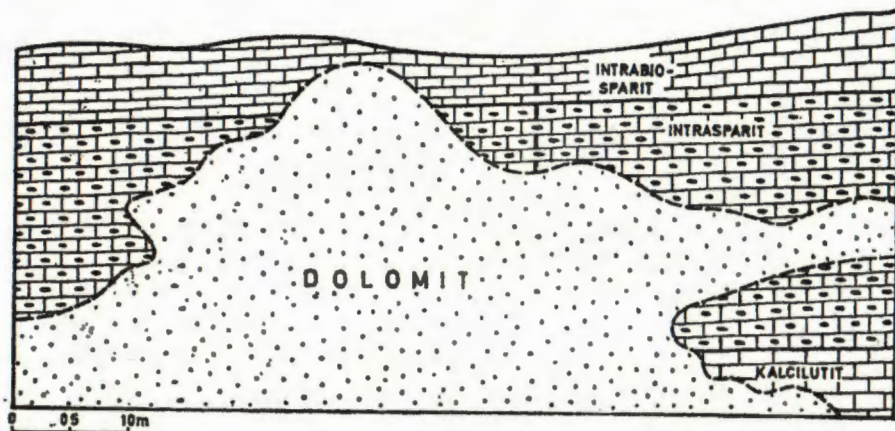
U naslagama alba kasnodijagenetska dolomitizacija je jako rasprostranjena. Na velikim prostranstvima dolomit je praktički gotovo jedini petrografski član (područje Galizane, Fažane i Pinezića). Znatne količine dolomita dolaze zajedno sa vapnencima u brojnim aktivnim i napuštenim kamenolomima u Tarskoj vali i u području između rijeke Mirne i Novigrada. U istočnom dijelu terena, na profilu Kanfanar—Žminj i u Limskoj Dragi, dolomiti nisu nigdje pronađeni. U ovom dijelu terena oni se pojavljuju tek u tzv. »horizontu klastičnih karbonatnih naslaga«.

Najljepše i najpogodnije izdanke za proučavanje dolomitizacije nalazimo u kamenolomima Tarske vale, koji su locirani u nekoliko nivoa albskih naslaga tako da ih otkrivaju više desetaka metara po vertikali i nekoliko stotina metara po pružanju. Osnovna karakteristika dolomita u tim kamenolomima je velika nepravilnost njihovih granica prema vapnencima. U istom sloju, kako po horizontali tako i po vertikali, odnos kalcita i dolomita jako varira. Čisti dolomiti se ovdje uglavnom javljaju kao manje leće i mase, koje obično lateralno i vertikalno postepeno prelaze u vapnence (Tabla IV, sl. 2). Pri tome se najčešće mijenja tekstura i boja stijene. Premda su vapnenci odlično uslojeni, često i finolaminirani, kod dolomitizacije ova se teksturna obilježja u najvećem broju primjera gotovo potpuno gube. Dok je boja vapnenaca uglavnom siva, žućkastosiva ili blijedožuta, dotle su dolomiti tamnosive ili zelenkastosive boje. Na taj način u kamenolomu se već po boji može zamjetiti oblik dolomitnog tijela ili leće.

Tamnija boja dolomita posljedica je »processa samočišćenja« dolomita pri kasnodijagenetskoj dolomitizaciji. Iako je količina bitumena u nedolomitiziranom vapnencu i u dolomitu nastalom iz njege ista, zbog vrlo fine disperzije bitumena i malih dimenzija kristala kalcita utjecaj bitumena na boju vapnenaca je manji. Kod dolomita je pak pri dolomitizaciji došlo do koncentracije bitumena unutar relativno velikih kristala, kao posljedice samočišćenja, tako da je utjecaj bitumena na boju stijene ovdje mnogostruko veći.

U području oko Galizane i Fažane, zbog konfiguracije terena, odnosi vapnenac—dolomit ne mogu se tako jasno pratiti. Ipak, ustanovljeno je da se ovdje radi o vrlo velikim dolomitnim masama,

lećama i tijelima, a da je od dolomitizacije ostalo pošteđeno relativno vrlo malo vapnenca. Odnosi vapnenac—dolomit mogli su biti dobro istraženi u malom napuštenom kamenolomu kod zapadnog ulaza u Galižanu. Kako to prikazuje slika 2, konture dolomitnog tijela se ne podudaraju sa slojevitošću vapnenaca i ne prate njihovu strukturu i sastav. Detaljnim uzorkovanjem ovog profila konstatiran je više ili manje postepen prelaz od vapnenaca u dolomit, pri čemu se struktura dolomita ne mijenja pri dolomitizaciji



Slika 2: Shematski prikaz kasnodijagenetske dolomitizacije i oblika dolomitnog tijela u vapnencima alba. — Napušteni kamenolom kod sela Galižana

Text-fig. 2: Schematic drawing of late-diagenetic dolomitization and the dolomite body shape in Albian limestones. Old quarry at the Galižana village

različitih tipova vapnenaca. Kod dolomitičnih vapnenaca idiomorfni dolomitni romboedri potpuno su kalcitizirani. Jača ili slabija kalcitizacija primjećena je također i u pojedinim izbruscima »čistih« dolomita.

Struktura albskih dolomita nije uniformna već se mijenja od lokaliteta do lokaliteta, naročito u pogledu dimenzije dolomitnih kristala. Izuzetak predstavljaju samo dolomiti područja Galižane i Fažane, koji su krupnokristalasto-zrnate stijene šećeraste strukture. Dimenzije hipidiomorfnih romboedara su dobro ujednačene, prevladavaju kristali veličine oko 0,16 mm, koji u pravilu sadrže brojne uklopke bitumena. Dolomiti sa ostalih lokaliteta pokazuju veliku varijabilnost dimenzija kristala. U Tarskoj vali, npr., u istoj dolomitnoj leći, pa čak i istom izbrusku, veličine kristala variraju od 0,03 do 0,25 mm. Pri tome kristali istih ili približnih dimenzija do-

laze u gnijezdima ili zonama. Ovakva je struktura bez sumnje djelom posljedica rekristalizacije (Tabla V, sl. 1), ali isto tako i posljedica dviju faza dolomitizacije. U prvoj fazi relativno brze kasnodijagenetske dolomitizacije uz pojačanu difuziju i koncentraciju Mg^{2+} iona u otopini stvarano je mnogo dolomitnih kristalizacijskih klica, pa su dimenzije dolomitnih kristala male — 0,03 do 0,08 mm. Pošto ovom fazom u pravilu nije dolomitiziran sav vapnenac, kako to pokazuju brojni relikti vapnenca u dolomitu (Tabla V, sl. 2), drugom fazom dolomitizacije vrši se dolomitizacija preostalih nedolomitiziranih relikata vapnenaca. Druga faza dolomitizacije odigravala se vjerojatno uz prisutnost pornih otopina s manjom koncentracijom Mg^{2+} iona, dakle sporije, što je dovelo do formiranja manjeg broja kristalizacijskih klica, a time i do nastanka većih dolomitnih kristala. Na brojnim izbruscima mogu se pratiti svi stupnjevi dolomitizacije preostalih relikata vapnenaca do njihove potpune dolomitizacije. Identična pojava konstatirana je i kod dolomita valendis-otriva (poglavlje o genezi dolomita).

Vrlo važnu ulogu u reguliranju brzine dolomitizacije neosporno je igrala i količina bitumena u stijeni, na što ukazuje intenzitet i veličina dolomitnih kristala. U partijama bogatim bitumenom dolomitizacija je obično nepotpuna, dok je u partijama siromašnim ili bez bitumena vapnenac potpuno dolomitiziran.

Dolomitizacija je i ovdje, slično kao i kod stijena barem-apta, selektivna s obzirom na tip vapnenaca i njihov sastav. Najintenzivnije su dolomitizirani kalcilutiti, koji ne sadrže bitumena, zatim pelmikriti, pa intramikriti i intraspariti, a dolomitizacija je najslabija u foraminiferskim biosparitima i biokalciruditima.

S obzirom pak na sastav vapnenca, najintenzivnije su dolomitizirani dijelovi bogati mikritnim matriksom, a najslabije ljušturice foraminifera i fragmenti molusaka (Tabla V, sl. 3).

Albski dolomiti sadrže od 0,3 do 1,2% netopivog ostatka slijedećeg mineralnog sastava: ilit, klorit i montmorilonit, te tragovi getita.

Kao i prethodno opisani kasnodijagenetski dolomiti, i ovo su tipični »protodolomiti« sastava $Ca_{55,2-57,8}$ i $Mg_{44,8-42,2}$ (Slika 1). Uređenost njihove rešetke, također je niska, stupanj uređenosti varira od 0,38—0,59 (Slika 1).

Količina organskog ugljika, vezanog uglavnom na bitumen, vrlo je promjenljiva. Kod najčišćih uzoraka iznosi 0,01%, a kod uzoraka najbogatijih bitumenom 0,06%.

Rezultate kemijskih analiza reprezentativnih uzoraka dolomita iz Tarske vale i Galizane prikazuje tabela 2.

GENEZA DOLOMITA

Polšak & Šikić (1963) navode da se u valendis-otrivu mogu razlikovati dva potpuno različita tipa dolomita: »zrnati i pseudooolitični dolomit«. Po njima »zrnati je dolomit nastao dolomitizacijskom zamjenom u vapnenom mulju u fazi dijageneze, kada je koncentracija Mg-soli bila dovoljno velika. Zbog naglog zamjenjivanja u početnom stadiju dolazilo je do uklapanja vapneno-glino-vite supstance, tako da dolomitna zrna imaju zamućenu jezgru. U fazi polaganije dolomitizacije kristalizirao je bistri dolomit u istoj optičkoj orijentaciji«. Za »pseudooolitični dolomit« smatraju da je primaran, a »pseudooolitična struktura je posljedica prekrystalizacije tokom dijageneze«. Oni pretpostavljaju »da su za stvaranje primarnih dolomita postojali lagunarni uvjeti sedimentacije s aridnom klimom i slabim dotokom vode«.

U valendis-otrivu zaista su izdvojena dva genetska tipa dolomita: ranodijagenetski i kasnodijagenetski.

Ranodijagenetski dolomiti, koji se unutar cijelog krednog područja Istre pojavljuju samo u valendis-otrivu, točnije u njegovom srednjem dijelu, taloženi su u području iznad srednjeg nivoa plime, tj. u supralitoralalu (»supratidal« — F ü c h t b a u e r & T i š l j a r, 1975). Dokaz njihovog ranodijagenetskog postanka je potpuno očuvanje primarnih teksturnih i strukturnih karakteristika, a na supralitoralni ambijent ukazuju pukotine isušivanja i laminacije izazvane rastom livada modro-zelenih algi tipa *Schizotrix*. Njihovo taloženje iznad nivoa plime i oseke (»supratidal«) potvrđeno je i pojavom tzv. tekstura ptičje oka kao posljedice povećanja poroziteta pri ranodijagenetskoj dolomitizaciji aragonitnog i kalcitnog taloga po principu »težina za težinu« (Shinn, 1968). Dimenzije dolomitnih kristala, koje u pravilu ne prelaze 15 mikrona, tipične su za ranodijagenetsku dolomitizaciju koja se u recentnim sedimentima (Bonaire, Florida Key, Perzijski zaljev, Bermuda) danas odvija pretežno na supralitoralalu (Illing, 1965; Shinn & al., 1965; Matter, 1967; Hsü & Siegenthaler, 1969; Laporte, 1969; Shinn, 1973). Uvjetima ranodijagenetske dolomitizacije u potpunosti odgovara i pojava sepiolita i montmorilonita u ovim dolomitima, jer oni ukazuju na sredinu bogatu magnezijem, a siromašnu aluminijem.

Strukturne i teksturne karakteristike (dimenzije kristala manje od 15 mikrona, fekalni peleti, intraklasti, odlomci mikritiziranih i dolomitiziranih ljuštura, stromatoliti, pukotine sušenja i teksture ptičjeg oka) potpuno su analogne recentnim supralitoralnim dolomitima koje su na Andros otoku, Bahama, opisali Bosellini & Hardie (1973). Oni su dokazali da se stromatolitne lamine talože samo za vrijeme olujnih vjetrova, kada valovi vlaže supralitoralno

područje i ovamo bacaju sediment istaložen u laguni. Većina ovih lamina brzo je dehidratacijom i očvršćavanjem pretvorena u dolomitne kore nalik na one kakove je *Shinn* (1968) pronašao na Sugarloaf Key, južna Florida.

Prema tome, većina taloga, koji je bio ranodijagenetski dolomitiziran, nastao je u laguni, a u supralitoralno područje naplavljanje je samo povremeno, prilikom ekstremno visokih plima ili za vrijeme oluja. Ovo posljednje potvrđuje i pojava fekalnih peleta, onkoida i odlomaka dazikladacea u ranodijagenetskim dolomitima. Intraklasti su djelomično nastali redepozicijom erodiranih i razlomljenih dolomitnih kora nakon preplavlivanja supralitorala, a dijelom i razaranjem brzo očvršnutih kora u litoralu (»intertidal«) i laguni, odakle su zajedno s fekalnim peletima bili izbačeni iznad plimatskog nivoa i vrlo brzo, najčešće već i istovremeno, dolomitizirani. Formiranje pukotina sušenja uslijed dehidratacije taloga u supralitoralnom području iznad srednjeg nivoa plime nesumnjivo je također igralo važnu ulogu pri postanku intraklasta.

Relativno visok suvišak Ca u rešetki ovih dolomita i nizak stupanj njene uređenosti isključuje mogućnost postanka ovih dolomita u evaporitnom okolišu. Naime, tzv. »evaporitni dolomiti« imaju stehiometrijski sastav, ili su vrlo blizu tom sastavu, sa stupnjem uređenja rešetke oko 1 (*Füchtbauer & Goldschmidt*, 1965). Kada još uzmemo u obzir opadanje Ca-suviška, do kog dolazi tokom dijagenetskih procesa, onda ove dolomite možemo usporediti s recentnim dolomitima vlažnog okoliša Floride i Bahame, ali nikako ne i suhog okoliša Bonaira i Perzijskog zaljeva. Da oni nisu nastali u evaporitnom okolišu dokazuje i to, što nigdje nisu pronađeni tragovi anhidrita, gipsa i Na- ili K-soli, usprkos brojnih rendgenskih analiza i pomnih mikroskopskih pregleda velikog broja izbrusaka.

Dakle, klimatske prilike u Istri tokom valendis-otriva odgovalale bi klimi kakva danas vlada na Floridi.

Uslijed vrlo brzog očvršćavanja ovih slojeva u uvjetima kakvi vladaju na supralitoralu, dolazilo je ponekad do njihovog razaranja u breče, te do njihovog utiskivanja u još nevezane kalcitne i aragonitne taloge u podini, tj. u današnje kasnodijagenetske dolomite (Tabla I, sl. 3). Naime, izmjena tamnih slojeva kasnodijagenetskog dolomita i svijetlih slojeva ranodijagenetskih dolomita, koja je izvanredno lijepo otvorena u kamenolomu »Fantazija« (Tabla I, sl. 1), posljedica je izmjene lagunarne do litoralne sedimentacije kalcitlita, pelmikrita, intramikrita, onkolita i stromatolita, koji su zatim kasnodijagenetski dolomitizirani, i ranodijagenetski dolomitizirani aragonitnih i kalcitnih taloga na supralitoralno području (*Füchtbauer & Tišljar*, 1975).

Tamni slojevi, tj. današnji kasnodijagenetski dolomiti, imaju identične strukturne, teksturne i mineraloške karakteristike sa

kasnodijagenetskim dolomitima iz donjeg i gornjeg nivoa naslaga. Dimenzije njihovih kristala, zonarna raspoređenost uklopaka bitumena, nedostatak bilo kakvih teksturnih karakteristika, suvišak Ca i stupanj uređenja njihove rešetke ne pokazuju nikakve razlike u odnosu na dolomite gornjeg i donjeg nivoa. Nema sumnje da su ovi dolomiti isto tako nastali kasnodijagenetskom dolomitizacijom lagunarnih i litoralnih vapnenaca. Ovi lagunarni i litoralni (»inter-tidal«) sedimenti dulje su vremena ostali mekani nego supralitoralni dolomiti, o čemu nam svjedoče »tragovi utiskivanja« u njima. »Tragovi utiskivanja« su se razvili samo na onim mjestima gdje površina tamnih slojeva nije bila očvršnuta, kako to pokazuju plastične deformacije u tamnom sloju ispod »utisnutog dijela« (Tabla I, sl. 3). Relativno kasno očvršćivanje ovih sedimenata zbog erozije i plastičnih deformacija razlog je raznolike debljine i neravne površine jednog te istog sloja (Tabla I, sl. 1).

Slične cikluse supralitoralnih i litoralnih (»supratidal« i »sub-tidal«) sedimenata opisao je i Lucia (1972) u donjem permu zapadnog Texasa. Za oba ova geografski i vremenski udaljena nališta karakterističan je identičan sastav i petrografski sklop stijena, što je posljedica jednakih uvjeta koji su vladali pri njihovom postanku.

Za objašnjenje kako je došlo do ritmičke izmjene tamnih slojeva nastalih kasnodijagenetskom dolomitizacijom iz lagunarnih taloga sa ranodijagenetskim supralitoralnim dolomitima, pretpostavljaju se slijedeće tri mogućnosti:

- 1 — Zbog izmjene perioda tektonskog spuštanja i tektonskog mirovanja. Tamni slojevi reprezentirali bi period spuštanja i lagunarne sedimentacije, a svijetli slojevi ranodijagenetskih dolomita period mirovanja sa supralitoralnom sedimentacijom za vrijeme oluja.
- 2 — Zbog periodičkih oscilacija nivoa mora, uz istovremeno kontinuirano spuštanje dna i vrlo brzu sedimentaciju. Kod podizanja morskog nivoa stvarale bi se lagune i deponirali lagunarni talozi, a pri spuštanju razine mora na tom istom mjestu nastajali bi supralitoralni talozi. Ovakav model za formiranje ritmičkih sedimenata predložio je Bosselini (1967) kod rješavanja geneze ritmičkih sedimenata venecijanskih Predalpa. Periodičke oscilacije nivoa mora usko su povezane sa velikim transgresijama i regresijama svjetskih mora, koje su se odigravale koncem jure i početkom krede, a Rona (1973) misli da su uzrokovane periodičkim aktivnim uzdizanjima oceanskih grebena. Sličnu ovisnost transgresija epikontinentalnih mora od uzdizanja oceanskih grebena u Sjevernoj Americi ustanovio je Johnson (1971).

- 3 — Zbog kontinuiranog spuštanja dna i brze sedimentacije, kao što su to ustanovili Bosselini & Hardie (1973) na recentnim sedimentima Velikog Bahama Banka. Uslijed kontinuiranog spuštanja morskog dna talože se klinasta sedimentna tijela, pri čemu zbog vrlo brze sedimentacije u njihovim gornjim dijelovima uslijed ispunjavanja bazena dolazi do formiranja supralitoralnih sedimenata. Kada se kontinuiranim spuštanjem bazen ponovno produbi i uspostavi dovoljna dubina vode za lagunarnu sedimentaciju, započinje novi ciklus sedimentacije.

Koji od ova tri načina je u Istri pri formiranju opisanih ciklusa imao dominantnu ulogu, nije moguće sigurno utvrditi. Čini se ipak da bi drugi i treći način mogli biti vjerojatniji, što ujedno znači da za cikličku i ritmičku sedimentaciju u Istri nisu bila nužno potrebna lokalna tektonska gibanja (Füchtbauer & Tišljar, 1975).

Proces ranodijagenetske dolomitizacije odvija se, kako to pokazuju mnogobrojni recentni primjeri (Bonaire, Florida Key, Bahama, Sebka, Kara-Bugaz itd.), ili na supralitoralnom području ili submarinski u lagunama, kao posljedica povišenja Mg/Ca molarnog odnosa i/ili povišenja temperature (Teodorovich, 1961; Defeyes & al., 1964 i 1965; Shinn, 1964; Friedman, 1964; Illing & Wells, 1964; Shinn & al., 1965).

Do povišenja Mg/Ca molarnog odnosa dolazi zbog isparavanja morske vode u zatvorenim lagunama, kao i lokvama, jezercima i porama sedimenata na supralitoralnom području, gdje je morska voda zaostala nakon povremenih preplavlivanja i zapljuskivanja za vrijeme oluja (Sebka, Bonaire, Florida Key).

Za ranodijagenetsku dolomitizaciju naročito je značajno isparavanje morske vode u porama nevezanih taloga na supralitoralnom području (tzv. »capillary concentration« — Friedman & Sanders, 1967).

Zbog ovisnosti od intenziteta isparavanja morske vode sadržane u porama supralitoralnih sedimenata, dolomit se u početku stvara samo na površini sedimenta. Daljnjim isparavanjem vode u dubljim dijelovima taloga i njegovim intenzivnijim isušivanjem dolomitizacija se progresivno sve više širi u dubinu. Proces dolomitizacije se prekida ili nakon što je sva morska voda sadržana u porama taloga isparila ili nakon što je potrošen sav njezin magnezij, te uvijek neposredno nakon ponovnog preplavlivanja ili vlaženja supralitorala morskom vodom pri ekstremno visokim plimama ili valovima. Ovo, u pravilu samo povremeno i kratkotrajno, preplavlivanje ili važenje, omogućava, međutim, ponovno novu fazu dolomitizacije.

U prilog ovakovog modela ranodijagenetske dolomitizacije valendis-otrivskih supralitoralnih taloga u Istri govori izmjena slojeva ranodijagenetskih i kasnodijagenetskih dolomita. Naime, u slučaju dolomitizacije taloga pod utjecajem morske vode koja iz lagune kroz te taloge otječe u more (*»seepage refluxion«* — *Deffeyes & al.*, 1965) došlo bi do istovremene kompletne dolomitizacije i supralitoralnih a i lagunarnih taloga u njihovoj podlozi. Ranodijagenetska dolomitizacija se je očigledno odvijala samo u onom dijelu taloga koji je bio iznad srednjeg nivoa plime, dok su talozi ispod plimatskog nivoa (*»subtidal«*) tokom rane dijagenoze ostali nedolomitizirani.

Do povišenja Mg/Ca molarnog odnosa u lagunama može doći i zbog izlučivanja gipsa i anhidrita (Kara Bugaz). Druga mogućnost povišenja tog odnosa je porast koncentracije CO_3^{2-} iona. Već i najmanje povišenje koncentracije CO_3^{2-} iona, kako to proizlazi iz konstante produkata topivosti, mora snižavati koncentraciju Ca^{2+} iona.

Prema *Lippmanu* (1973), najznačajniji procesi koji u toku rane dijagenoze dovode do povišenja koncentracije CO_3^{2-} iona, a time i do povišenja Mg/Ca mol. odnosa, su oksidacija organske materije i bakterije koje reduciraju sulfate. Isti autor je izračunao da je dovoljna oksidacija samo 13 grama organskog ugljika ili 32 grama ugljikohidrata da bi uz prisutnost morske vode nastalo 100 grama dolomita. Povišenje temperature, s druge pak strane, ubrzava reakciju aragonit (kalcit) \rightarrow dolomit i pomiče ravnotežu reakcije na niže molarne odnose Mg/Ca (*Udowski*, 1967; *Engelhardt*, 1973).

Lowering (1969) je eksperimentalno dokazao da je za dolomitizaciju pri temperaturi od 0° C potreban Mg/Ca mol. odnos oko 16, a kod temperature od 25°C dolomitizacija se odvija već kod Mg/Ca mol. odnosa oko 5 (morska voda = 5,26).

Smatra se da bi najniža temperatura kod koje je moguća ranodijagenetska dolomitizacija trebala iznositi oko 30°C, a optimalni bi Mg/Ca mol. odnos bio između 10 i 40 (Florida Key = 40; Bahama oko 30; Sebkha oko 11 pri temp. 35°C; Bonaire oko 30; Kara Bugaz cca 35).

Kasnodijagenetski dolomiti valendis-otriva su, kako je to već naprijed napomenuto, nastali dolomitizacijom kalcilituta, pelsparita, pelmikrita, intrasparita, onkolita i stromatolita. Osim čistih kasnodijagenetskih dolomita, kasnodijagenetski su djelomično dolomitizirane i velike mase vapnenaca. Dolomitizacija se u tim vapnencima najčešće očituje u sadržaju velikog broja krupnih, 0,1 do 0,6 mm velikih, dolomitnih romboedara koji su pretežno potpuno kalcitizirani (Tabla II, sl. 4). Njihova je dolomitizacija ponekad toliko intenzivna da od vapnenaca preostaju još samo pojedini relikti

na kojima je još moguće odrediti strukturu ovih vapnenaca (Tabla III, sl. 1—3). Oko nedolomitiziranih relikata vapnenaca obično dolaze bistri i krupni kristali dolomita, ili su takvi relikti pretvoreni u krupnozrnati dolomit, koji se od ostalog dolomita razlikuje po bistrijim i krupnijim kristalima. Na taj način oni tvore gnijezda koja nalikuju na intraklaste ili dolomitizirane skelete (gornja trećina sl. 2 na tab. III). Međutim, ovdje se ne radi o intraklastima već o jednoj drugoj, kasnijoj fazi dolomitizacije preostalih relikata vapnenaca, koja se, slično kao i kod stijena barem-apta, odvija vjerojatno subrecentno, a najvjerojatnije još i danas.

Kasnodijagenetski dolomiti barem-apta nastali su dolomitizacijom kalcilutita, stromatolita, pelsparita, pelmikrita i intrasparita, a kasnodijagenetski dolomiti alba dolomitizacijom kalcilutita, pelmikrita, intramikrita, intrasparita i foraminiferskih biosparita.

Da se je proces dolomitizacije svih ovih vapnenaca odvijao pod utjecajem pornih otopina nakon njihovog potpunog očvršćavanja, tj. tokom kasne dijageneze, ukazuju ove činjenice:

1 — Dimenzije dolomitnih kristala u dolomitima i dolomitnih romboedara u dolomitičnim vapnencima potpuno su identične. Osim toga, relativno veliki dolomitni kristali (0,03 do 0,6 mm) tipično su obilježje kasnodijagenetske dolomitizacije (F ü c h t b a u e r, 1974).

2 — U dolomitima i dolomitiziranim partijama vapnenaca nisu očuvane nikakve anorganske ili organske strukturne karakteristike. Sve organske komponente vapnenaca su pri dolomitizaciji potpuno uništene i pretvorene u dolomit homogene šećeraste strukture, za razliku od ranodijagenetskih dolomita, gdje su strukturne i teksturne karakteristike minuciozno očuvane (F ü c h t b a u e r, 1974).

3 — Granice između dolomita i vapnenaca obično nisu oštre, vapnenci lateralno i vertikalno prelaze u dolomit, a dolomitna tijela, uglavnom u formi velikih leća ili masa, zahvaćaju više slojeve ili dijelova tih slojeva i općenito nisu konkordantno uložena u vapnenice.

4 — Strukturne karakteristike i mineralni sastav, kao i kernizam dolomita, konstantni su na velikim područjima, kako lateralno tako i vertikalno. Struktura dolomita se ne mijenja pri dolomitizaciji različitih strukturnih i genetskih tipova vapnenaca, što U s d o w s k i (1967) smatra osnovnim obilježjem kasnodijagenetske dolomitizacije.

5 — Visoki Ca-suvišak u rešetki dolomita i nizak stupanj njene uređenosti (slika 1) posljedica je polagane dolomitizacije uz prisutnost otopina sa niskim Mg/Ca molarnim odnosom (F ü c h t b a u e r & G o l d s c h m i d t, 1965).

6 — Zonarni raspored uklopaka bitumena i gline unutar dolomitnih romboedara, kao posljedica samočišćenja tokom vrlo sporog procesa kasnodijagenetske dolomitizacije.

Za kasnodijagenetsku dolomitizaciju vapnenaca, prema eksperimentima i proračunima *U s d o w s k o g* (1967), dovoljna je vrlo mala koncentracija Mg-iona u pornim otopinama i nešto povišena temperatura. Osim toga, kod ove dolomitizacije vrlo važan faktor je i vrijeme, jer se kasnodijagenetska dolomitizacija odvija vrlo polagano kroz cijele geološke epohe, tako da se kemijska ravnoteža može uspostaviti i u slabije koncentriranim otopinama, što naravno u laboratorijskim uvjetima nije moguće kontrolirati. Prema istom autoru, za kasnodijagenetsku dolomitizaciju dovoljna je koncentracija od samo 0,01 mol magnezija na 1.000 mola vode, pri čemu molarni odnos Mg/Ca mora kod temperature od 50°C iznositi najmanje 0,37, kod 80°C najmanje 0,22, a kod 120°C najmanje 0,16. Morska voda, npr., sadrži 1 mol Mg i 0,18 mola Ca i ima molarni odnos Mg/Ca = 5,26. Međutim, morska voda kod kasnodijagenetske dolomitizacije u obzir dolazi samo iznimno, kada je ostala izolirana u porama vapnenaca. Prema rezultatima analiza ogromnog broja pornih voda iz karbonatnih sedimenata, koje je vršio *U s d o w s k i* (1967), kod 76% svih pornih otopina molarni odnos Mg/Ca se kreće između 0,33 i 1,5. To ujedno znači, da u 76% od svih slučajeva kada porna voda nailazi na vapnenca, postoji dovoljna koncentracija Mg-iona za proces kasnodijagenetske dolomitizacije. Prema *E n g e l h a r d t u* (1973) za ovu dolomitizaciju molarni odnos Mg/Ca trebao bi biti oko 2, a *M ü l l e r & F i s c h b e c k* (1974) su protodolomit eksperimentalno dobili na sobnoj temperaturi već kod Mg/Ca mol. odnosa oko 1, što bi približno odgovaralo proračunima *U s d o w s k o g*.

Kako se kasnodijagenetska dolomitizacija odvija uz prisutnost pornih otopina s niskim koncentracijama Mg-iona, razumljivo je da se pri tom stvara relativno malo kristalizacijskih zametaka i da su zbog toga kasnodijagenetski dolomiti relativno krupnozrnate stijene. S druge pak strane to znači, da je za ovu dolomitizaciju neophodno potreban vrlo veliki dotok Mg-iona. U vapnencu čiji je porozitet 30% i u kome su sve pore ispunjene morskom vodom, pri potpunoj predaji magnezija iz morske vode sadržane u porama može se dolomitizirati samo 0,15% tog vapnenca (*F ü c h t b a u e r*, 1973). Magnezij se prema tome mora osigurati jakom difuzijom Mg-iona iz drugih horizonata ili snažnom cirkulacijom pornih otopina. Da je potrebna i jaka cirkulacija pornih otopina, dokazuju mnogobrojni primjeri dolomitizacije uz pukotine i prsline, kao i izotopska istraživanja *D e g e n s a & E p s t e i n a* (1964).

Da bi se kasnodijagenetski dolomitizirao 1 m³ vapnenca potrebno je 35.100 m³ vode temperature 80°C i molarnog odnosa Mg/Ca = 0,25 uz koncentraciju Mg-iona od 0,1 mol na 1.000 mola vode, a takva se difuzija ili protok može ostvariti samo tokom cijelih geoloških epoha (*U s d o w s k i*, 1967).

Porijeklo magnezija u pornim otopinama još je uvijek sporno. Vrlo je mala vjerojatnost da bi za kasnodijagenetsku dolomitizaciju izvor magnezija mogao biti Mg-kalcit organskog ili anorganskog porijekla, kao što to može biti slučaj kod ranodijagenetske dolomitizacije. Mg-kalcit svoj magnezij gubi vrlo brzo nakon sedimentacije pri transformaciji u kalcit. K a h l e (1965) smatra da bi izvor magnezija mogli biti primarno absorbirani Mg-ioni na glinenim mineralima, koji se u pornoj vodi zamjenjuju sa Na- i Ca-ionima. E n g e l h a r d t (1973) pretpostavlja da bi porne vode najvećim dijelom mogle predstavljati kompakcijske vode koje struje kroz debele naslage sedimentata i da bi se difuzija magnezija mogla uglavnom vršiti preko njih.

Vrlo značajan faktor pri dijagenetskim procesima dolomitizacije je primarni mineralni sastav vapnenaca. Prvenstveno se dolomitiziraju sedimenti izgrađeni iz aragonita i Mg-kalcita, a tek onda oni iz kalcita. Dokaz tome je činjenica da se nikada zajedno u istoj stijeni ili sedimentu ne nalaze aragonit i dolomit. Postojan je metastabilnog aragonita, prema tome, preferira dolomitizaciju (E n g e l h a r d t, 1973).

Pored mineralnog sastava, važnu ulogu pri dolomitizaciji igraju i dimenzije aragonitnih, Mg-kalcitnih i kalcitnih kristala i čestica koje izgrađuju karbonatni sediment. Ovdje se misli na tzv. »efekt topivosti kristala s obzirom na njihove dimenzije«. Manji kristali su topiviji od većih kristala, jer na njihovim površinama djeluje procentualno daleko veća slobodna energija nego na površinama većih kristala, pa se i dolomitizacija lakše odvija u sitnokristalnim sedimentima (F ü c h t b a u e r, 1974). Osim toga, dimenzije kristala i partikula direktno utječu na intenzitet difuzije otopina, što također igra vidnu ulogu pri kasnodijagenetskoj dolomitizaciji. Količina gline koju sadrži vapnenac izgleda da je također važan faktor pri dolomitizaciji. Općenito uzevši, intenzitet dolomitizacije opada sa porastom količine netopivog ostatka u vapnencima.

Kada razmotrimo sve ove navedene faktore, tada donekle možemo objasniti selektivnu dolomitizaciju u Istri s obzirom na stratigrafsku pripadnost, tip vapnenca i njegovu građu.

Dolomitizacija je najintenzivnija u naslagama valendis-otriva i alba, koje izgrađuju kalcilutiti, stromatoliti, onkoliti, intramikriti, pelspariti i pelmikriti, dakle vapnenci izgrađeni iz kriptokristalstog karbonatnog mulja ili taloga u kome su primarni minerali bili aragont i Mg-kalcit.

Razloge slabog intenziteta dolomitizacije vapnenaca portlanda, među ostalim, svakako treba tražiti u povećanoj količini minerala glina. U tim vapnencima netopivi ostaci variraju od 1,5 do 40%.

U cenomanu dolomitizacija je ograničena samo na kalcilutite, dok rudistni biostromalni, »coquina« i »coquinit« vapnenci uopće nisu dolomitizirani. Ljušture rudista su naime izgrađene od krupnozrnastog prizmatičnog ili lameloznog kalcita.

Isti je slučaj i sa rudistnim biostromalnim, »coquina« i »coquinit« vapnencima turona, konijaka i santon-kampana.

DEDOLOMITIZACIJA

Dedolomitizacija, proces potiskivanja dolomita kalcitom, kao i proces selektivnog otapanja dolomitnih romboedara u vapnencima i njihovog ispunjavanja kalcitom (Engelhardt, 1973), vrlo je česta i raširena pojava u dolomitima i dolomitiziranim vapnencima jurskih i krednih naslaga zapadne i južne Istre.

Već je kod opisa kasnodijagenetskih dolomita i djelomične kasnodijagenetske dolomitizacije krednih vapnenaca spomenuto da su mnogobrojni dolomitni romboedri nejednoliko razasuti po vapnencima, kao i dolomitni kristali u dolomitima, vrlo često potpuno dedolomitizirani, odnosno kalcitizirani. Ova je pojava naročito intenzivna u površinskim, karstificiranim slojevima. Dolomitni romboedri su ovdje djelomično ili, što je češće, potpuno ispunjeni kriptokristalastim kalcitom. Od dolomitnih romboedara uglavnom ne preostaje ništa drugo osim njihovih kontura, tako da se ni rendgenski, a ni kemijski, dolomit ne može registrirati (Tabla II, sl. 4).

Dedolomitizacija je široko rasprostranjena i u kalcilutitima cenomana. Iako dolomiti u ovim naslagama nisu nigdje utvrđeni, kasnodijagenetska dolomitizacija je i ovdje morala imati znatan intenzitet. Gotovo da i ne postoji uzorak kalcilutita (ovo se odnosi na područje Daila—Umag) koji nije bio jače ili slabije dolomitiziran, ali isto tako nema uzorka u kome je taj dolomit očuvan od kalcitizacije. Intenzitet dolomitizacije se može pratiti od pojedinačnih idiomorfni dolomitnih romboedara dimenzija 0,16 do 0,25 mm do potpuno dolomitiziranih partija, u kojima je prije kalcitizacije odnos kalcit/dolomit narastao do vrijednosti 20:80, dakle do dolomita. Dolomitni romboedri, bilo da su pojedinačno razasuti u kalcilutitu bilo u intenzivno dolomitiziranim partijama, potpuno su kalcitizirani u kripto do mikrokristalaste kalcitne agregate s dimenzijama kalcitnih kristalića od 0,005 do 0,010 mm (Tabla VI, sl. 1a, 1b i 2).

Dedolomitizacijom, stijena na taj način poprima mrljastu »rekristalizacijsku« strukturu, u kojoj se razlikuju guste, tamne kalcilutitske partije, koje nisu bile dolomitizirane, i partije koje imaju »rekristalizacijsku« strukturu nastalu dedolomitizacijom dolomitiziranih partija kalcilutita (Tabla VI, sl. 2). Jedini dokaz da su ove

stijene bile dolomitizirane su nakon kalcitizacije više ili manje jasno očuvane konture dolomitnih romboedara. Međutim, nerijetko su konture dolomitnih romboedara, naročito u potpuno dolomitiziranim partijama, nakon kalcitizacije uništene prekrizacijom kriptokristalastog kalcita nastalog dedolomitizacijom (Tabla VI, sl. 2).

Osim dedolomitizacije pojedinačnih krupnih dolomitnih romboedara ili dolomitiziranih partija u vapnencima, dedolomitizaciji podliježu i čisti dolomiti, koji su na taj način pretvoreni u krupnozrnate vapnence s »rekristalizacijskom« ili »grumuloznom« strukturom. Ova pojava je konstatirana na svim lokalitetima gdje se pojavljuju kasnodijagenetski dolomiti, ali je ograničena samo na njihov površinski dio. U kamenolomima Tarske vale (alb) dedolomitizacija je konstatirana u slojevima koji se nalaze 10 do 12 metara ispod površine zemlje. U slojevima koji leže dublje proces dedolomitizacije nije primjećen. Naročito velike površine vapnenci nastali dedolomitizacijom (»dedolomiti«), zauzimaju oko Nove Vasi, Limskog kanala, Rovinjskog sela i Valtide u valendis-otrivu, rta Šilok, Červara i Sv. Marine u naslagama barem-apta, te Tarske vale, Galizane, Pinezića i Šljivara u naslagama alba.

Proces dedolomitizacije ovih dolomita objašnjen je na slijedeći način:

Kod kasnodijagenetske dolomitizacije vapnenaca nastao je dodatni porozitet, koji teoretski kod zamjene kalcita dolomitom iznosi 12,9%. S tom vrijednošću podudaraju se i rezultati dobiveni ispitivanjem poroziteta na petnaestak uzoraka kasnodijagenetskih dolomita. Uz dva izuzetka (dolomiti kamenoloma »Fantazija«) gdje je porozitet niži, kod svih ostalih uzoraka porozitet se kreće između 8 i 13%. Ovaj sekundarni porozitet omogućio je intenzivnu cirkulaciju površinskih voda (uglavnom oborinskih), koje su na svom putu vrlo brzo bile zasićene sa Ca-hidrokarbonatom. Prva faza kalcitizacije dolomita, kako to prikazuje sl. 3 na tabli VI, predstavljena je izlučivanjem krupnozrnatog kalcitnog cementa u porama između dolomitnih kristala. Zbog vrlo niskog Mg/Ca molarog odnosa, tj. niske koncentracije Mg-iona i visoke koncentracije Ca-iona u takvim otopinama, nakon cementacije pora dolazi do kalcitizacije samih dolomitnih romboedara. Kalcitizacija u vidu kriptokristalastih kalcitnih nakupina koje potiskuju dolomit (Tabla VI, sl. 4) počinje u centru romboedra ili je pretežno unutar romboedara zonnarno raspoređena, što se kod obojenih izbrusaka izvanredno jasno zapaža (Tabla VII, sl. 1).

Objašnjenje za ovakvu zonnarno raspoređenu kalcitizaciju svakako treba tražiti u defektima dolomitne rešetke. Svi ovi dolomiti su tipični »protodolomiti« (slika 1), tj. dolomiti sa suviškom Ca u rešetki. Taj suvišak Ca u rešetki predstavlja potencijalne klice

kalcitizacije. Kako je količina ugrađenog suviška kalcija u dolomitnu rešetku direktno ovisna o temperaturi i koncentraciji Mg-iona u otopini koja vrši kasnodijagenetsku dolomitizaciju (Füchtbauer & Goldschmidt, 1965), taj suvišak unutar romboedara obično nije ravnomjerno raspoređen, jer ni koncentracija a niti temperatura kod ovog dugotrajnog procesa sigurno nisu bile konstantne. Periodička kolebanja temperature i koncentracije otopina rezultirale su prema tome zonarnom ugradnjom suviška Ca u rešetku dolomita. Tamo gdje je taj suvišak Ca bio veći, brže i intenzivnije je dolazilo do kalcitizacije dolomita, i obratno.

Proces dedolomitizacije, odnosno kalcitizacije dolomita, obično u našim stijenama napreduje i dalje, tako da od dolomitnih romboedara preostanu još samo konture (Tabla VII, sl. 2), a da stijena više uopće ne sadrži dolomit ili ga sadrži tako malo da ga mikroskopski, reidgenski, pa čak ni kemijski nije moguće sigurno registrirati (vidi tabela 2, uzorci 6 i 9).

Paralelno sa procesom dedolomitizacije, odnosno kalcitizacije, odvija se još jedan dijagenetski proces većeg ili manjeg intenziteta — proces prekrystalizacije na taj način nastalog kriptokristalastog kalcita. Prekrystalizacijom takvog kriptokristalastog kalcita kasnodijagenetski dolomit se pretvara u krupnokristalasti vapnenac. Na fotografijama 2, 3 i 4 na tabli VII lijepo se mogu zamijetiti romboedri markirani samo kriptokristalastim kalcitom, a i dijelovi takvih romboedara koji su već djelomično prekrystalizirali u krupnozrnati kalcit. Prekrystalizacija obično započinje od krupnokristalastog kalcitnog cementa koji se prije dedolomitizacije izlučio u porama između romboedara. Konačni produkt dedolomitizacije i prekrystalizacije kriptokristalastog kalcita nastalog dedolomitizacijom je krupnozrnati vapnenac »grumulozne« ili »rekrystalizacijske« strukture (Tabla VII, sl. 3 i 4). Ta »grumulozna« struktura izgleda kao da je nastala prekrystalizacijom nekog kalcilutita sa još zaostalim neprekrystaliziranim »reliktima«. Međutim, kako je to gore objašnjeno i praćeno od početka procesa, ovdje se sigurno ne radi o prekrystalizaciji kalcilutita, već su »grumulozna« i »rekrystalizacijska« struktura vapnenaca posljedica kalcitizacije i prekrystalizacije krupnozrnatih kasnodijagenetskih dolomita.

Ukoliko je prekrystalizacija potpuno uništila konture romboedara, porijeklo ovakovog krupnozrnastog vapnenca, bez studija na terenu i velikog broja izbrusaka, nije moguće utvrditi i najčešće se ni ne pomišlja da bi ishodišna stijena mogla biti dolomit.

Kao što je već napomenuto, dedolomitizacija je razlog što u kalcilutitima cenomana dolomitizacija ranije nije bila konstatirana.

Rezultate kemijskih analiza uzoraka ovakvih vapnenaca nastalih dedolomitizacijom iz kasnodijagenetskih dolomita (uzorak Rov. selo 1 i Valtida 11, sl. 2 i 3 na tabli VII; uzorak Sv. Marina 2 i Pinezići 7B, sl. 4 na tabli VII) prikazuje tabela 2.

Dedolomitizacija je nađena kod velikog broja dolomitnih masiva različite geološke starosti i u svjetskoj literaturi dobro opisana. Tatarski (1949) je istražujući procese dedolomitizacije dolomitnih stijena SSSR-a utvrdio da je to samo površinski fenomen, budući da uzorci istih slojeva iz bušotina ne pokazuju nikakve tragove dedolomitizacije. Prema istraživanjima Langa (1964) i Bauscha (1965), u gornjojurskim dolomitima južne Njemačke, »dedolomiti«, tj. krupnozrnati vapnenci nastali dedolomitizacijom, zauzimaju velika prostranstva. Friedman & Sanders (1967) i Fuchtbauer & Müller (1970) dedolomitizaciju isto tako smatraju površinskim procesom. Fritz (1966) je ustanovio osiromašenje izotopa kisika O^{18} i ugljika C^{13} u »dedolomitima« u odnosu na dolomite i primarne vapnence, te je na temelju toga zaključio da su dedolomitizaciju izazvale descendente površinske vode.

Dedolomitizaciju je eksperimentalno istraživao De Groot (1967) i utvrdio da se ona odvija samo u uvjetima sličnim onim koji vladaju na površini zemlje. U laboratorijskim uvjetima on je dedolomitizaciju izazvao samo kad su bila ispunjena slijedeća tri uvjeta:

- 1 — velika brzina strujanja vode radi odstranjivanja Mg-iona i na taj način održavanja vrlo niskog Mg/Ca mol. odnosa;
- 2 — niski parcijalni tlak CO_2 , sličan onom na površini zemlje i
- 3 — temperatura niža od $50^{\circ}C$.

Sva ova tri uvjeta zadovoljena su samo u naslagama bliskim površini zemlje. To naročito vrijedi za treći i prvi uvjet, tj. za temperaturu i veliku brzinu strujanja, odnosno protoka vode radi otklanjanja Mg-iona.

Dedolomitizacija se obično ubraja u kasnodijagenetske procese (Udowski, 1967; Chafetz, 1972), iako Fuchtbauer (1974) ne isključuje, sudeći prema dedolomitizaciji nekih ranodijagenetskih dolomitnih intraklasta, mogućnost i ranodijagenetske dedolomitizacije.

Ovakva shvaćanja dedolomitizacije u potpunosti se podudaraju s rezultatima istraživanja dedolomitizacijskih procesa u Istri. Naime, dedolomitizacija je konstatirana samo u površinskim dijelovima dolomitnih naslaga, ili pak samo u površinskom dijelu jednog sloja, odnosno u onom njegovom dijelu koji je izbio na površinu. U dijelovima koji su bili pokriveni i kamenolomskim radovima naknadno otkriveni, dedolomitizacija je konstatirana najdublje do desetak metara ispod površine zemlje.

Što se tiče dedolomitizacije istarskih dolomita i dolomitičnih vapnena, nema sumnje da se tu radi o kasnodijagenetskom procesu, jer su dedolomitizaciji podlegli kasnodijagenetski dolomiti.

Ovdje bi se, međutim, moglo postaviti pitanje, s obzirom da je to proces ograničen samo na površinske naslage, nije li možda dedolomitizacija samo proces kemijskog trošenja dolomita. Sigurno je, međutim, da je tokom krede, a i u postkrednom razdoblju, dolazilo do višestrukih migracija Ca i Mg iona golemih razmjera, i da bi bilo veoma vrijedno ispitati geokemijske bilance tih i nekih drugih elemenata u toku sedimentacije, dijagenese i epigenese radi proširenja saznanja o promjenama kemijskog sastava površinskih dijelova litosfere.

Primljeno 20. 03. 1976.

Zavod za mineralogiju, petrologiju
i ekonomsku geologiju,
Rudarsko-geološko-naftni fakultet,
Pierottieva 6, 41000 Zagreb

LITERATURA

- Bausch, W. M. (1965): Dedolomitisierung und Recalcitisierung in fränkischen Malrnkalken. — N. Jb. Miner., *...*, 3, 75—82.
- Bosellini, A. (1967): La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). — Boll. Soc. Geol. Ital., 86, 133—169.
- Bosellini, A. & Hardie, L. A. (1973): Depositional theme of a marginal marine evaporite. — Sedimentology, 20, 5—27.
- Chafetz, S. H. (1972): Surface Diagenesis of Limestone. — J. Sediment. Petrol., 42/2, 325—329.
- Deffeyes, K. S., Lucia, F. J. & Weyl, P. K. (1964): Dolomitization: Observations on the Island of Bonaire, Netherlands Antilles. — Science, 143, 678—679.
- Deffeyes, K. S., Lucia, F. J. & Weyl, P. K. (1965): Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. — In: Dolomitization and limestone diagenesis. SEMP Spec. Publ. 13, 71—88.
- Degens, E. T. & Epstein, S. (1964): Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. — Geochem. Cosmochem., Acta, 28, 23—44.
- De Groot, K. (1967): Experimental dedolomitization. — J. Sediment. Petrol., 37, 1216—1220.
- Dickson, J. A. D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — J. Sediment. Petrol., 36, 491.
- Evamy, B. D. & Sherman, D. J. (1962): The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones. — Proc. Geol. Soc. London, p. 102.
- Engelhardt, W. v. (1973): Bildung von Sedimenten. Sediment-Petrologie, Teil III. — Schweizerbart., Stuttgart, 378 str.
- Friedman, G. M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. — J. Sediment. Petrol., 34, 777—813.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. (1967): Origin and occurrence of dolostones. — In: Chilingar, Bissell & Fairbridge (Edit.): Carbonate Rocks, Developments in Sedimentology 9A, Elsevier, 267—348.

- Fritz, P. (1966): Zur Genese von Dolomit und zuckerkörnigem Kalk im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Mikroskopische Untersuchungen und Isotopenanalysen. — Arb. Geol. Pal. Inst. T. H., Stuttgart, N. F., 50, 104.
- Füchtbauer, H. (1973): Neuere Entwicklung und Ergebnisse auf dem Gebiet der Sedimentpetrographie. — Fortsch. Miner., 50, 188—204.
- Füchtbauer, H. (1974): Sediments and sedimentary rocks. — Sedimentary Petrology II, Schweizerbart., Stuttgart, 464 str.
- Füchtbauer, H. & Goldschmidt, H. (1965): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rdsch., 55, 29—40.
- Füchtbauer, H. & Müller, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie Teil II. — Schweizerbart., Stuttgart, 726 str.
- Füchtbauer, H. & Tišljarić, J. (1975): Peritidal cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Yugoslavia). — Sediment. Geol., 14, 219—233.
- Goldsmith, J. R. & Graf, D. L. (1958): Structural and compositional variations in some natural dolomites. — J. Geol., 66, 678—693.
- Goldsmith, J. R., Graf, D. L. & Heard, H. C. (1961): Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates. — Am. Mineralogist, 46, 453—457.
- Grubić, A. & Obradović, J. (1975): Sedimentologija. — Građ. knjiga, Beograd, 331 str.
- Hsü, K. & Siegenthaler, Ch. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement by evaporation and their bearing on dolomite problem. — Sedimentology, 12, 11—25.
- Illing, L. V. & Wells, A. J. (1964): Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 48, 532 (Abstr.).
- Illing, L. V., Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. (1965): Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. — In: Dolomitization and limestone diagenesis. — SEPM Spec. Publ., 13, 89—111.
- Johnson, J. G. (1971): Timing and coordination of orogenic, epirogenic and eustatic events. — Geol. Soc. Am. Bull., 82, 3263—3298.
- Konta, J. (1968): Petrologie cementáfských surovin Slovenska ve vztahu k termické stabilitetě granulí. — Sbornik geol. věd, tehnol.-geoch. řada (TG), 8, 7—91.
- Lang, H. B. (1964): Dolomit und zuckerkörniger Kalk im Weissen Jura der mittleren Schwäbischen Alb (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 120, 253—299.
- Laporte, L. F. (1969): Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg group (Lower Devonian) of New York State. — In: Depositional Environments in Carbonate Rocks. — Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 14, 98—119.
- Lippmann, F. (1973): Sedimentary carbonate minerals. — Springer, Berlin—Heidelberg—New York, 228 str.
- Lowering, T. S. (1969): The origin of hydrothermal and low temperature dolomite. — Econ. Geol., 64, 743—754.
- Lucia, F. J. (1972): Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. — Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 16, 160—191.
- Matter, A. (1967): Tidal flat deposits in the Ordovician of Western Maryland. — J. Sediment. Petrol., 37, 601—609.

- McKee, E. D. & Gutschik, R. C. (1969): History of Redwall Limestone of northern Arizona. — *Geol. Soc. Am. Mem.*, 114, 1—726.
- Müller, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. Sediment-Petrologie, Teil I, Schweizerbart., Stuttgart, 302 str.
- Müller, G. & Fischbeck, R. (1974): Protodolomite formation via carbonate gels obtained by freeze-drying bicarbonate solutions with a Mg/Ca ratio ≥ 1 ; A possible natural mechanism. — *Naturwiss.*, (u tisku).
- Polšak, A. (1965a): Stratigrafija jurskih i krednih naslaga srednje Istre. — *Geol. vjesnik*, 18/1, 167—189.
- Polšak, A. (1965b): Geologija južne Istre s osobitim obzirom na biostratigrafiju gornjokrednih naslaga. — *Geol. vjesnik*, 18/2, 415—510.
- Polšak, A. (1971): Über laramische Strukturen von Istrien und Lička Plješevica. — I Simpozijum o orogenetskim fazama u prostoru Alpske Evrope, Beograd, 41—44.
- Polšak, A. & Šikić, D. (1963): Osnovna geološka karta SFRJ: Tumač lista Rovinj — 107 M 1:100 000. — *Arhiv Instituta za geološka istraživanja* 181/1963.
- Rona, R. A. (1973): Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustacy inferred from the central North Atlantic. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2851—2871.
- Shinn, E. A. (1964): Recent dolomite, Sugarloaf Key. — In: *Guidebook for Geol. Soc. Am. Field Trip No 1*, 62—67.
- Shinn, E. A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. — *J. Sediment. Petrol.*, 38, 215—223.
- Shinn, E. A. (1973): Carbonate coastal accretion in an area of long-shore transport NE Qatar, Persian Gulf. — In: *The Persian Gulf*, 179—191, Springer Verlag, New York.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N. & Lloyd, R. M. (1965): Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. — In: *Dolomitization and limestone diagenesis. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 13, 89—111.
- Tatarski, V. B. (1949): Nalazi stijena u kojima je dolomit potisnut kalcitom (ruski). — *Dokladi Akad. Nauk SSSR-a*, 69, 849—851.
- Teodorovich, G. I. (1961): On the origin of sedimentary dolomites. — *Inter. Geol. Rev.*, 3, 373—381.
- Uzdowski, H. E. (1967): Die Genese von Dolomit in Sedimenten. *Miner. Petrogr. Einzeldarst.*, 4, Springer, Berlin etc., 95 str.

J. TIŠLJAR

EARLY-DIAGENETIC AND LATE-DIAGENETIC DOLOMITIZATION AND DEDOLOMITIZATION IN THE CRETACEOUS SEDIMENTS OF WEST AND SOUTH ISTRIA (CROATIA, YUGOSLAVIA)

Most of the Istrian Peninsula is covered by Jurassic and Cretaceous carbonate rocks. In the western and southern parts of Istria these sediments form a continuous sequence from the Upper Jurassic (Kimmeridgian) to the Upper Cretaceous (Santonian-Campanian). The total thickness of the sequence

exceeds 3500 metres. The sediments were slightly deformed into a SW—NE striking anticline by the Laramian orogeny. The maximum dip of the anticline limbs is approximately 10—15, but in some places the strata are often horizontal.

The Upper Jurassic to Upper Cretaceous sediments of the western and southern parts of Istria are mainly composed of shallow marine carbonates. These rocks were deposited on the carbonate bank where supratidal, intertidal, subtidal, lagoonal, backreef and reef environments were present. Deposition of calcilutites, intrasparites, intramicrites, pelsparites, pelmicrites, stromatolites, oncolites and foraminiferal and algal biocalcarenes (biosparites) was dominant in the Lower Cretaceous, while the Upper Cretaceous sedimentation was characterized by calcilutites, rudist biostromal, coquina and coquinite limestones.

Dolomites and dolomitic limestones are a very important petrographic factor within some Lower Cretaceous units. The two dolomite types: early-diagenetic and late-diagenetic are determined.

Early-diagenetic dolomites are restricted to the middle level of Valangian-Hauterivian sediments, where they occur in 40 to 80 cm thick and in alternation with late-diagenetic dolomites (Pl. I, fig. 1). Presumably, the early-diagenetic dolomites were formed in the supratidal realm what is indicated by the desiccation cracks, lamination which may in part be due to blue-green algal mats formed by *Schizothrix*, and intraclasts and fecal pellets (Plate II, fig. 1). These dolomites consist of $Ca_{52,1-55,8}$ mol. % of $CaCO_3$ and $Mg_{47,9-44,2}$ mol. % of $MgCO_3$. The ordering degree of lattice varies between 0,55 and 0,81 (Text-fig. 1). The dolomites of such composition indicate a humid climate similar to that of the Florida Keys (USA).

The dark layers alternating with the light ones of the early-diagenetic dolomites (Plate I, Fig. 1) correspond to the late-diagenetic dolomites which originated by dolomitization of lagoonal or intratidal sediments (Fichtbauer & Tišljar, 1975).

The late-diagenetic dolomites, in addition to more or less dolomitized limestones are distributed at all stages of the Lower Cretaceous. They were formed by the late-dolomitization of calcilutites, oncolites, stromatolites, intramicrites, intrasparites, pelmicrites, pelsparites and foraminiferal and algal biocalcarenes (biosparites). Their late-diagenetic origin is suggested by the following features: relatively large scale dolomite crystals of 0,03 to 0,6 mm (Plate II, Figs. 3, 4); complete dolomitization of all organic and inorganic compounds of limestone; irregular features of dolomite lenses and bodies (Text-fig. 2 and figs. 1 and 2 on the Plate IV); gradual transitions of limestone to dolomite and undolomitized relicts of limestone in dolomites (Figs. 1, 2 and 3 on the Plate III; Fig. 2 on the Plate V); unalteration of structures and composition of dolomites in the large areas during the dolomitization of different structural and genetic limestone types as well as the high Ca-excess and low-degree of lattice ordering of these dolomites. These are protodolomites of $Ca_{53,2-58,2}$ and $Mg_{46,8-41,8}$ composition.

In the large area these late-diagenetic dolomites, as well as dolomitized limestones, are dedolomitized and transformed into microcrystalline limestones of «recrystalline» texture (Fig. 1, 2, 3 and 4 on the Plate VII). Dedolomitization is the reason why the dolomites have not been previously found in Cenomanian sediments since the late-diagenetic dolomite was completely calcitized (Fig. 1 and 2 on the Plate VI).

The dedolomitization process is connected to the upper portions of the surface reaching a maximum depth of 10 to 12 metres. Here, intensive circulation of rain-water occurred, with a low Mg/Ca moles ratio and rapid

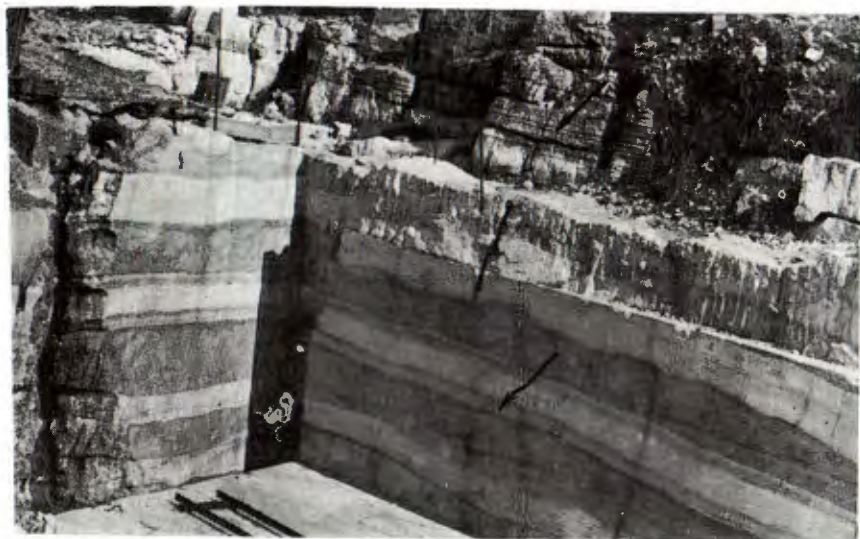
remove of Mg^{2+} -ions. Zonal calcitization of dolomite rhombohedrons (Fig. 4, Plate VI and Fig. 1 and 2, Plate VII) is explained by the zonal distribution of Ca-excess in the rhombohedrons. Calcitization occurred more rapidly where the Ca-excess was higher and vice versa. Dedolomites occur in almost all localities of dolomites and dolomitized limestones, as well as in the Valanginian-Hauterivian, Barremian-Aptian, Albian and Cenomanian.

Received 20 March 1976

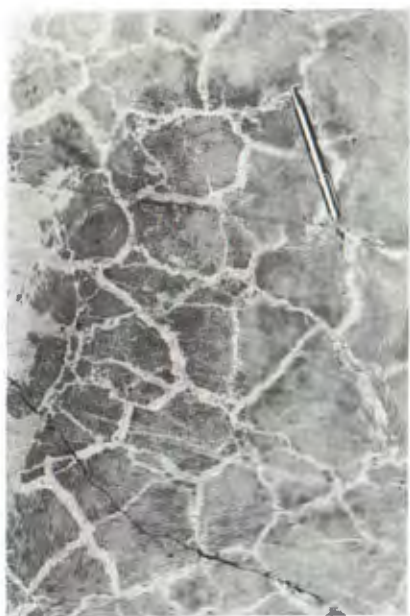
*Institute for mineralogy, petrology
& economic geology,
Faculty of mining, geology
& oil-engineering,
Pierottijeva 6, 41000 Zagreb*

TABLA — PLATE I

- 1 Izmjena slojeva kasnodijagenetskog (tamno) i ranodijagenetskog (svijetlo) dolomita. Stromatolitne lamine u svijetlom sloju (strelice). Kamenolom »Fantazija«. Valendis-otriv.
Alternations of late-diagenetic (dark layers) and early-diagenetic dolomites (light layers). Stromatolitic laminae in light layers (arrows). Quarry »Fantazija« near Rovinj. Valangian-hauterivian.
- 2 Pukotine sušenja — detalj. Subhorizontalni presjek kroz gornju površinu svijetlog sloja s pukotinama sušenja. Kamenolom »Fantazija«. Valendis-otriv.
Dessication cracks — detail. Subhorizontal section through upper surface of the light layer with dessication cracks. »Fantazija« quarry. Valangian-Hauterivian.
- 3 Trag utiskivanja u tamnom sloju. Plastične deformacije u tamnom sloju i lomovi u svijetlom sloju iznad utisnutog odjela (strelice). Pukotine sušenja na površini svijetlog sloja (P). Kamenolom »Fantazija«, širina fotografije ca 1,8 metara. Valendis-otriv.
Load cast in dark layer. Plastic deformations in the dark layer and fractures in the light layer over the load cast. Dessication cracks on the surface of the light layer (arrows). »Fantazija« quarry. Photography width cca 1,8 metres. Valangian-Hauterivian.



1



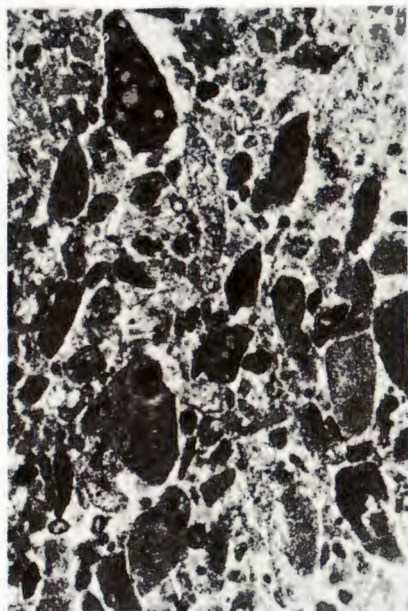
2



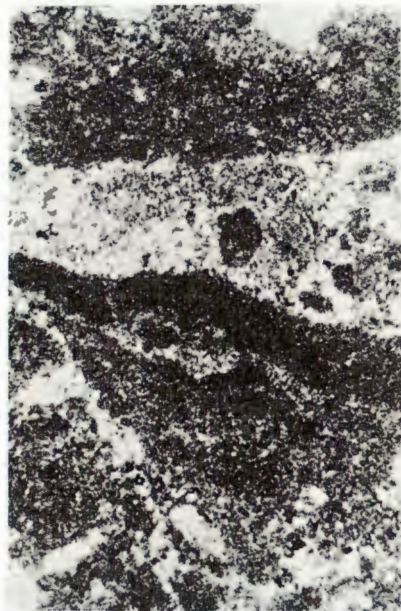
3

TABLA — PLATE II

- 1 Ranodijagenetski intradolomit. Loše zaobljeni i sortirani intraklasti i »peloidi« u mikrokristalastom dolomitnom cementu. Kamenolom »Fantazija« (Fa-17), izbrusak br. 145. Nikoli +, pov. 16,5 ×. Valendis-otriv.
Early-diagenetic intradolomite. Poorly rounded and sorted intraclasts and pelloids in microcrystalline dolomite cement. »Fantazija« quarry (Fa-17), thin section no. 145. Nicols +, magn. 16,5 ×. Valangian-Hauterivian.
- 2 Ranodijagenetski stromatolitni dolomit. Kamenolom »Fantazija« (Fa-19), izbrusak br. 147. Nikoli +, pov. 16,5 ×. Valendis-otriv.
Early-diagenetic stromatolitic dolomite. »Fantazija« quarry (Fa-19), thin section no. 147. Nicols +, magn. 16,5 ×. Valangian-Hauterivian.
- 3 Makrokristalasti kasnodijagenetski dolomit. Zonarni raspored uklopaka bitumena unutar romboedara. Rt Muntrav (Munt-9), izbrusak br. 114. Nikoli +, pov. 33 ×. Valendis-otriv.
MacrocrySTALLINE late-diagenetic dolomite. Zonal distribution of bitumen particles within the rhombohedrons. Muntrav Cape (Munt-9), thin section no. 114. Nicols +, magn. 33 ×. Valangian-Hauterivian.
- 4 Kalcilitut sa potpuno kalcitiziranim dolomitnim romboedrima. Sadržaj dolomita 0,82%. Rovinjsko selo (RS-19), izbrusak br. 180. Nikoli //, pov. 33 ×. Valendis-otriv.
Calcilutites with fully calcitized dolomite rhombohedrons. Dolomite content 0,82%. Rovinjsko selo (RS-19), thin section no 180. Nicols //, magn. 33 ×. Valangian-Hauterivian.



1



2



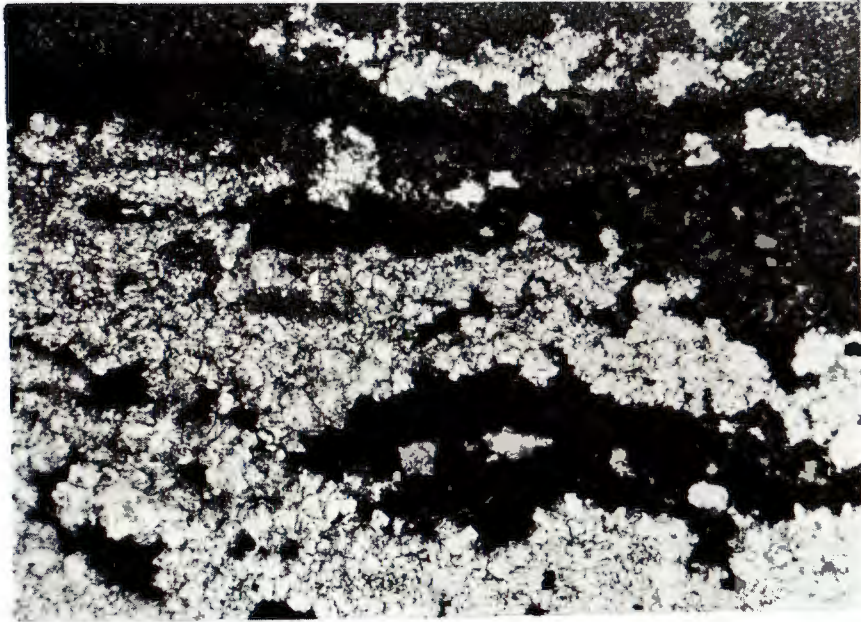
3



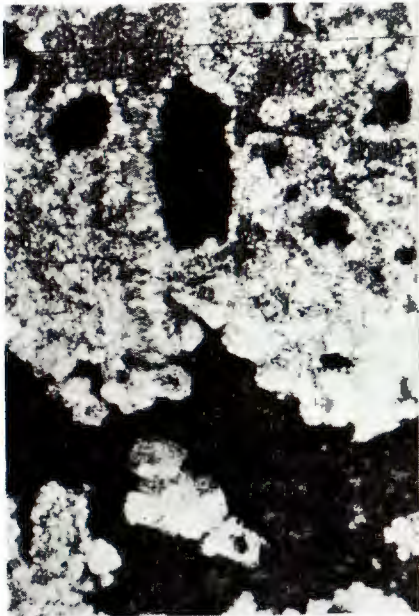
4

TABLA — PLATE III

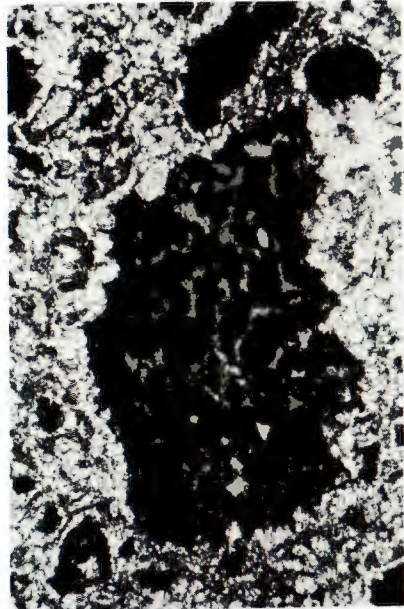
- 1 Kasnodijagenetska dolomitizacija stromatolita. Vranići (Vr-7), izbrusak br. 255; Nikoli //, pov. 18,5 ×. Valendis-otriv.
Late-diagenetic dolomitization of stromatolites. Vranići (Vr-7), thin section no. 255, Nicols //, magn. 18,5 ×. Valangian-Hauterivian.
- 2 Kasnodijagenetska dolomitizacija kalculutita. Druga faza dolomitizacije nedolomitiziranih relikata kalculutita (krupni svijetli kristali). Vranići (Vr-5), izbrusak br. 253; Nikoli //, pov. 16,5 ×. Valendis-otriv.
Late-diagenetic calcilutites dolomitization. The second phase undolornitized relicts calcilutites dolomitization (large light crystals). Vranići (Vr-5), thin section no. 253, Nicols //, magn. 16,5 ×. Valangian-Hauterivian.
- 3 Kasnodijagenetska dolomitizacija pelmikrita. Vranići (Vr-6), izbrusak br. 254; Nikoli //, pov. 16,5 ×. Valendis-otriv.
Late-diagenetic pelimicrites dolomitization. Vranići (Vr-6), thin section no. 254, nicols //, magn. 16,5 ×. Valangian-Hauterivian.



1



2



3

TABLA — PLATE IV

- 1 Nepravilna leća kasnodijagenetskog dolomita (D) u stromatolitu (S). Obala na rtu Šilok. Umanjeno 9,4 ×. Barrem-apt (granice izvučene tušem).
Irregular lenses of late-diagenetic dolomite (D) in the stromatolites (S). Sea-shore on the Cape Šilok. Reduc. 9,4 ×. Barremian-Aptian.
- 2 Kasnodijagenetska dolomitizacija u kamenolomu »Tarska vala«. Umanjeno 115 ×. Alb (granice izvučene tušem).
Late-diagenetic dolomitization in the »Tarska vala« quarry. Reduc. 115 ×. Albanian.



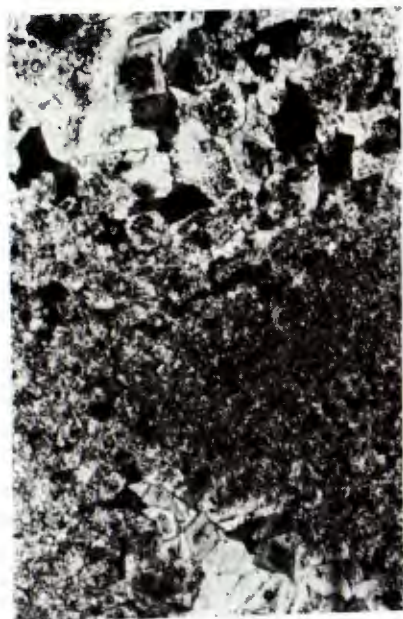
1



2

TABLA — PLATE V

- 1 Prekristalizacija kasnodijagenetskog dolomita. Šljivari (Šljiv-7A), izbrusak br. 628; Nikoli +, pov. 33 ×. Alb.
Recrystallization of the late-diagenetic dolomite. Šljivari (Šljiv-7A), thin section no. 628, Nicols +, magn. 33 ×. Albanian.
- 2 Nedolomitizirani relikti kalcilutita u dolomitu (tamno) i njihova dolomitizacija u drugoj fazi (strelice). Kamenolom »Tarska vala« (TV-105), izbrusak 504; Nikoli //, pov. 33 ×. Alb.
Calcilutites undolomitized relicts in the dolomites (dark) and their dolomitization in the second phase (arrows). The »Tarska vala« quarry (TV-105), thin section 504, Nicols //, magn. 33 ×. Albanian.
- 3 Selektivna kasnodijagenetska dolomitizacija. Od dolomitizacije očuvani samo krupni fragmenti ljuštura molusaka (M) i foraminifera (F). Kamenolom »Mirna« (Mir-8), izbrusak 534; Nikoli +, pov. 38 ×. Alb.
Selective late-diagenetic dolomitization. Only large fragments of molluscs (M) and foraminifera shells (F) are preserved from the dolomitization. The »Mirna« quarry (Mir-8), thin section 534, Nicols +, magn. 38 ×. Albanian.



1



2



3

TABLA — PLATE VI

- 1 Dedolomitizacija dolomitičnog kalcilutita. Sadržaj dolomita 0,51%. A) potpuno dolomitizirani pojedinačni dolomitni romboedri; B) potpuno kalcitizirane dolomitne partije u kalcilutitu. Rt Lovrečica (Lov-4), izbrusak br. 732. Nikoli //, pov. 33 ×. Cenoman.

Dolomitic calcilutites dedolomitization. Dolomite content 0,51%. A) fully dolomitized dolomite rhombohedrons; B) fully calcitized dolomite parties in the calcilutite Cape Lovrečica (Lov-4), thin section no. 732, Nicols //, magn. 33 ×. Cenomanian.

- 2 »Rekristalizacijska« struktura vapnenca kao posljedica prekristalizacije dedolomitiziranog dolomitičnog vapnenca. Sadržaj dolomita 0,48%. Rt Lovrečica (Lov-5), izbrusak br. 733. Nikoli //, pov. 33 ×. Cenoman.

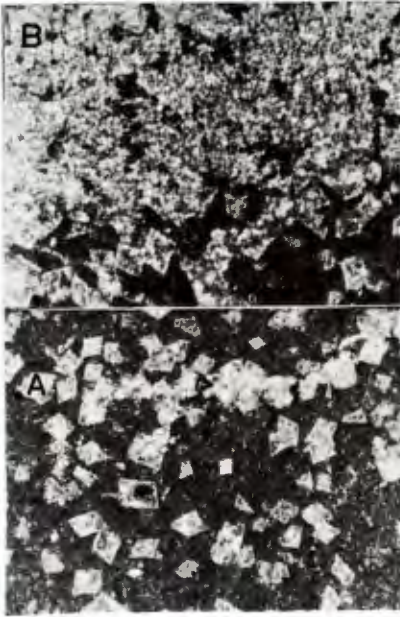
»Recrystallized« structure of the limestone as a consequence of the dedolomitized dolomitic limestone recrystallization. Dolomite content 0,48%. Cape Lovrečica (Lov-5), thin section no. 733. Nicols //, magn. 33 ×. Cenomanian.

- 3 Kasnodijagenetski dolomit sa kalcitnim cementom izlučenim u međuprostorima dol. romboedara. Sadržaj kalcita 7,8%. Rovinjsko selo (RS-17), izbrusak br. 178; nikoli //, pov. 33 ×. Valendis-otriv.

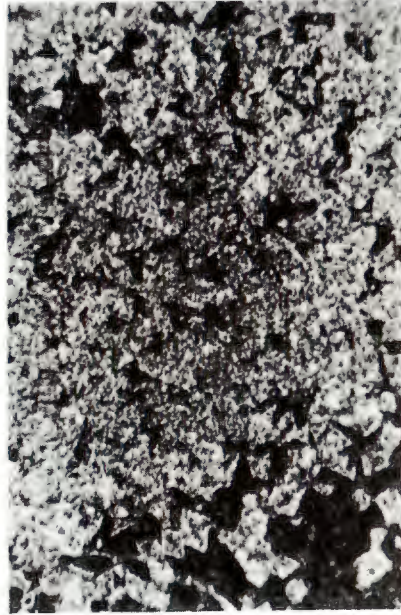
Late-diagenetic dolomite with calcite cement extracted in the interspace of dolomite rhombohedrons. Calcite content 7,8%. Rovinjsko selo (RS-17), thin section no. 178, Nicols //, magn. 33 ×. Valangian-Hauterivian.

- 4 Dedolomit. Zonarna kalcitizacija dol. romboedara kriptokristalastim kalcitom (tamno). Pore između romboedara ispunjene krupnokristalastim kalcitnim cementom (C). Sadržaj dolomita 21,3%. Limski kanal (LK-9). Izbrusak br. 159; nikoli //, pov. 74 ×. Valendis-otriv.

Dedolomite. Zonal calcitization of dolomite rhombohedrons with cryptocrystalline calcite (dark). The pores between the rhombohedrons are filled with the macrocrystalline calcite cement (C). Dolomite content 21,3%. The Lim channel (LK-9), thin section no. 159, Nicols //, magn. 74 ×. Valangian-Hauterivian.



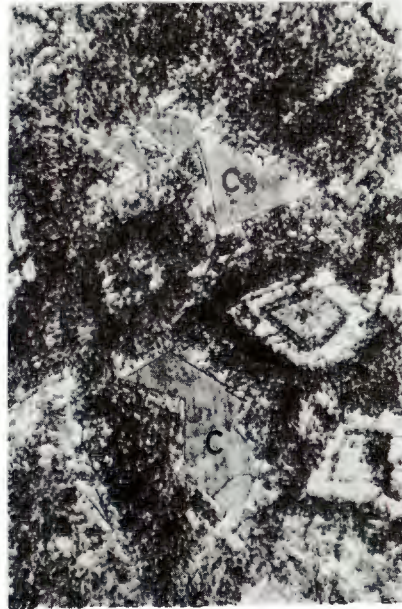
1



2



3



4

TABLA — PLATE VII

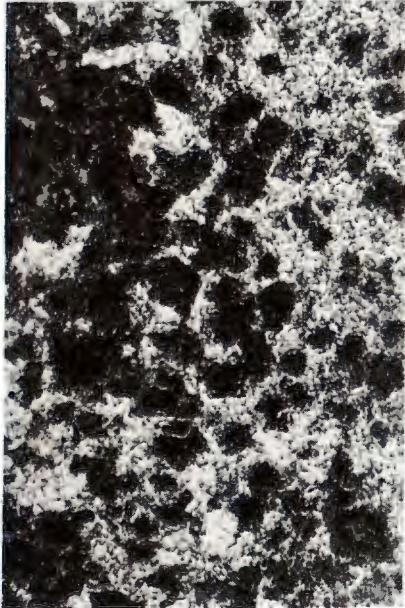
- 1 Dedolomit. Nekalcitizirano još samo 9,68% dolomita. Limski kanal (LK-10), izbrusak br. 160; nikoli //, pov. 54 ×. Valendis-otriv.
Dedolomite. Only 9,68% of dolomite is uncalcitized. The Lim channel (LK-10), thin section no. 160, Nicols //, magn. 54 ×. Valangian-Hauterivian.
- 2 Dedolomit. Potpuno kalcitizirani dolomitni romboedri a zatim i djelomično prekrystalizirani u mikrokristalasti kalcit. Sadržaj dolomita 1,38%. Rovinjsko selo (RS-1), izbrusak br. 219, Nikoli //, pov. 33 ×. Valendis-otriv.
Dedolomite. Fully calcitized dolomite rhombohedrons, and after that, partially recrystallized into the microcrystalline calcite. Dolomite content 1,3%. Rovinjsko selo (RS-1), thin section no. 219, Nicols //, magn. 33 ×. Valangian-Hauterivian.
- 3 »Grumulozna« struktura vapnenca nastala dedolomitizacijom i prekrystalizacijom iz kasnodijagenetskog dolomita. Sadržaj dolomita 4,34%. Valtida (Valt-11), izbrusak br. 246; nikoli //, pov. 33 ×. Valendis-otriv.
»Structure grumuleuse« of limestone formed by the dedolomitization and recrystallization from the late-diagenetic dolomite. Dolomite content 4,34%. Valtida (Valt-11), thin sections no. 246, Nicols //, magn. 33 ×. Valangian-Hauterivian.
- 4 Vapnenac »rekristalizacijske« strukture nastao dedolomitizacijom i prekrystalizacijom iz kasnodijagenetskog dolomita. Sadržaj dolomita 0,98%. Pinezići (Pin-7B), izbrusak br. 675; nikoli //, pov. 33 ×. Alb.
The limestone of »recrystallized« structure formed by the dedolomitization and recrystallization from the late-diagenetic dolomite. Dolomite content 0,98%. Pinezići (Pin-7B), thin section no. 675; Nicols //, magn. 33 ×. Albanian.



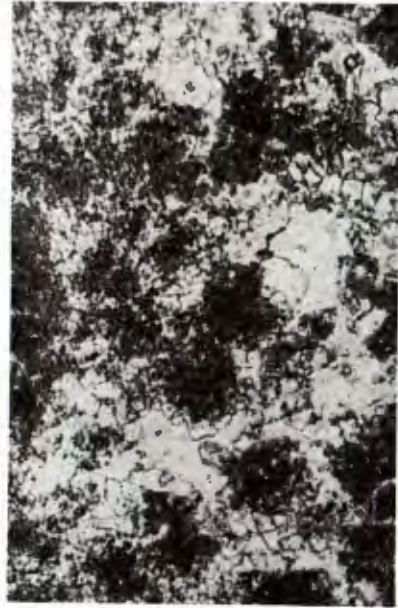
1



2



3



4